

# 华南几个锑矿床的成因探讨

刘文均

(成都地质学院沉积地质矿产研究所)

**【摘要】**以湖南锡矿山、云南木利和贵州晴隆为代表的华南层控型锑矿床,其共同特点是:位于长期活动的区域性大断裂带上,受一定层位限制,矿化岩层具二元结构,围岩有强烈的蚀化蚀变。对矿床的地球化学研究表明,成矿溶液来源于循环热水,成矿物质来源于沉积岩层,而与岩浆热液无关。

**关键词** 华南;层控锑矿床;地质特征;地球化学特征;后生热水成因

中国很多锑矿床都具有层控特点,湖南的锡矿山、云南的木利和贵州的晴隆锑矿,是其中具有代表性的矿床。它们的成因问题,至今尚有不同看法。本文将以它们的地质、地球化学特点为根据,探讨其成因。

## 1 矿床地质特征

已知矿床均分布于华南加里东褶皱系的晚古生代地层中,并具有以下相近的地质特点。

a. 矿床均位于长期活动的区域性断裂带上的次级构造中,特别是背斜构造中。华南晚古生代沉积区,普遍存在两组区域性的同生断裂带,影响和控制了沉积区的岩相古地理面貌。印支-燕山期的继承活动,又造成地表明显的线性构造,控制了锑矿床的空间分布。锡矿山锑矿位于北东向的城步-冷水江断裂带东盘的次级背斜中。该断裂出现于加里东期,导致泥盆纪冷水江线形盆地的发育,造成湘中地区台、盆交错的古地理格局,后期活动造成地表清晰的断裂带。木利锑矿位于桂西滇东的北西向那坡-富宁断裂带上。该断裂带同样控制了北西向泥盆纪深水盆地的发育,沿线并有多处火山喷发活动;后期形成北西向断褶带,三叠系的推覆体也与之有关。同样,晴隆锑矿所在的北东向下甘塘断裂,属师宗-弥勒大断裂的一部份,构成右江印支褶皱系的西界,泥盆纪时也是控相的,还影响了二叠纪玄武岩的分布。

b. 在一定地区内,这些矿床与特定的地层层位有关。湘中、湘南及粤北地区,主要矿化层位是上泥盆统余田桥组。滇东南以木利为代表的锑矿床,主要与下泥盆统坡脚组灰岩有关。黔西地区则与下二叠统顶部侵蚀面有关。造成这种矿化层位专一性的原因在于这些地区具有相似的岩相古地理环境,因而形成相似的岩性组合。而锑矿化层位通常出现在具有二元结构的岩性组合中。矿化层常为高孔隙度岩层,如颗粒灰岩、白云岩等;上覆层为低孔隙度的泥灰岩、页岩、

• 1990-03-29 收稿,1991-10-07 改回

火山岩等。锡矿山的余田桥组剖面自下而上由砂岩段、灰岩段及页岩段组成(图 1)。灰岩段主要由砂屑-生物屑灰岩、白云质灰岩与薄层泥灰岩、粉砂质页岩组成韵律层,前者的孔隙度在 0.5~1.5%之间,后者的孔隙度多低于 0.2%。多层矿化均位于页岩之下的厚层灰岩顶部。木利梯矿的矿化层位也是由不同孔隙度的礁灰岩和页岩组成的二元结构(图 2)。晴隆梯矿的二元结构略有不同,主要含矿的所谓“大厂层”,由茅口灰岩顶部破碎堆积物和玄武质砾岩等组成,上覆层为致密的玄武岩层。

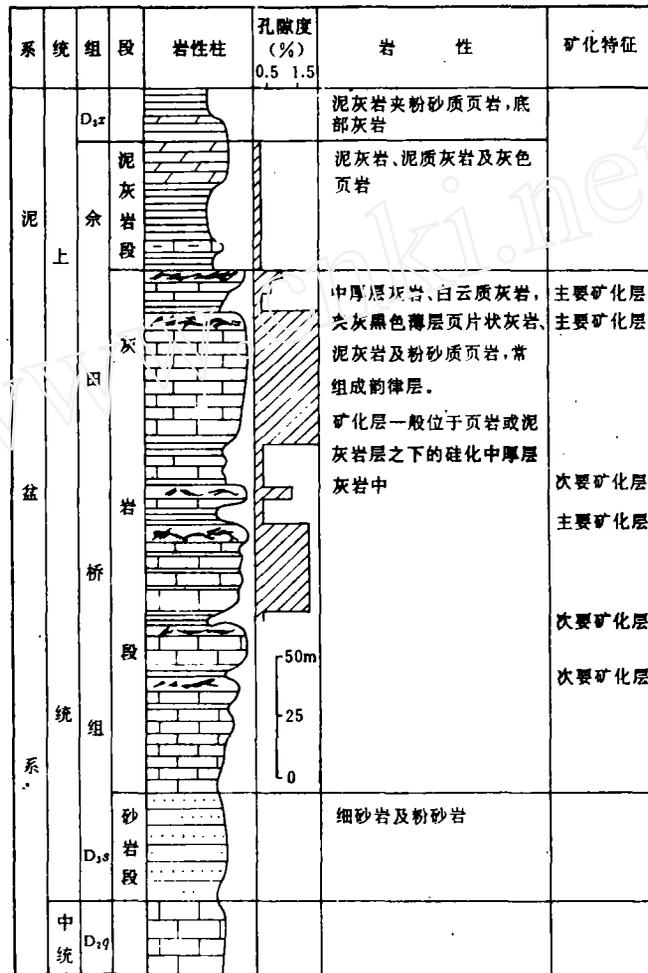


图 1 锡矿山锡矿矿化柱状剖面图

Fig. 1 Columnar section showing mineralization in Xikuangshan antimony deposits

c. 围岩普遍具有强烈的硅化蚀变,形成层状、似层状硅化体。似层状锑矿体,毫无例外都出现于硅化体中。硅化围岩是多期形成的,早期由微粒石英交代灰岩而成,中期在微粒石英角砾边缘或裂隙中充填形成具梳状构造的石英细脉,晚期则形成粗晶乳白色石英大脉。辉锑矿主要与早期末的粒状石英及中期细脉梳状石英密切相关。早期硅化中矿化微弱,晚期石英大脉中矿

化也很少。

d. 矿床的矿物组份十分简单。有用矿物仅辉锑矿一种,见少量黄铁矿,偶见闪锌矿、雄黄等。脉石矿物以石英、方解石为主,重晶石常见,偶见石膏,晴隆偶有萤石。主要矿石类型为辉锑矿-石英组合、辉锑矿-石英-方解石组合,以及辉锑矿-石英-重晶石组合。方解石及重晶石在锡矿山出现较早,木利出现于晚期矿化阶段。

## 2 矿床地球化学特征

### 2.1 矿床的硫同位素组成

矿床的硫同位素组成见表1。锡矿山和木利的 $\delta^{34}\text{S}$ 偏离零点较远。锡矿山辉锑矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 主要集中在5.5~9.0%之间,均一化程度高;木利的辉锑矿以负值为主,也相对集中,晴隆则集中于零点附近,具有深源特点。与辉锑矿共生的黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ ,显示了与辉锑矿不同的特点。锡矿山出现于矿层顶板的细粒浸染状黄铁矿,

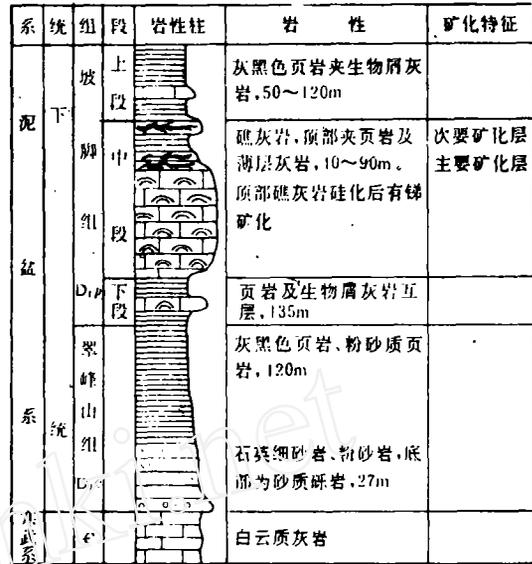


图2 木利锑矿矿化柱状剖面图

Fig. 2 Columnar section showing mineralization in Muli antimony deposits

表1 锑矿床硫同位素组成

Table 1 Sulfur isotope composition of antimony deposits

矿区	矿物	早期成矿阶段			晚期成矿阶段			Co/Ni
		样数	区间值(‰)	均值(‰)	样数	区间值(‰)	均值(‰)	
锡矿山	辉锑矿	260	早期: -1.96~16.14		晚期: 3.32~11.39	7.36		
	黄铁矿	6	-0.78~33.96	13.86			0.75	
	石膏	4		2.59~11.09		5.33		
	重晶石	7		16.89~48.93		28.91		
木利	辉锑矿	9	-13.78~-8.56	-12.83	6	-15.19~-5.44	-10.64	
	黄铁矿				2	-4.89~-1.8	-3.35	0.22
	围岩中黄铁矿	2		17.88~18.20		18.04	0.49	
	重晶石				3	9.11~10.05	9.48	
晴隆	辉锑矿	14		-2.8~-0.6		-1.39		
	细晶黄铁矿	4		3.6~10.9		6.78	0.5	
	粗晶黄铁矿	7		-6.9~-0.5		-2.99		

$\delta^{34}\text{S}$ 分散,不具均一化特点。木利矿有两种黄铁矿存在,早期与辉锑矿共沉淀,其 $\delta^{34}\text{S}$ 与辉锑矿相似,以负值为主;另一种为围岩中呈条带状或粗晶脉状, $\delta^{34}\text{S}$ 以高正值为主,显然与辉锑矿不是同一系统中形成。晴隆矿区也有两种黄铁矿存在,粗晶黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 与辉锑矿相似;细晶的

以正值为主,可能与辉锑矿为非共沉淀关系。不过,所有矿区黄铁矿的 Co/Ni 都小于 1,可能同属沉积来源。出现在锡矿山早期矿化阶段的重晶石及石膏,其  $\delta^{34}\text{S}$  比较分散,石膏的  $\delta^{34}\text{S}$  略低于辉锑矿;而重晶石略高于辉锑矿,并出现特高正值(48.93%)。木利的重晶石出现在晚期成矿阶段, $\delta^{34}\text{S}$  较均一。

矿床的硫同位素组成,是矿质来源和矿床成因的重要地球化学参数,热液矿床中,重晶石、黄铁矿和方解石的同时出现,表示了成矿热液的高氧逸度(H. Ohmoto, 1972)。在此条件下,可用重晶石和黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值近似估计热液的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{TS}}$  值,即  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Bar}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{TS}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{Py}}$ 。据此可以推测木利锑矿成矿晚期的成矿溶液的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{TS}}$  值约在  $-5.0 \sim +10.0\%$  之间。由于辉锑矿和重晶石是在同一溶液中共沉淀的,因此可以根据 D. M. Pinckney (1972) 提出的求溶液总硫的方法,在  $1000 \ln \alpha$  对  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Bar}}$  与  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sst}}$  关系图上(图 3),求得溶液的总硫值,其结果是  $\delta^{34}\text{S}_{\text{TS}}$  约等于  $11.0\%$ ,因此可以认为木利锑矿的硫源是非岩浆的。在这种情况下,硫化物的富  $^{32}\text{S}$  特点,是由于溶液

的高氧化条件,使溶液中硫离子团以  $\text{SO}_4^{2-}$  离子为主。 $\text{SO}_4^{2-}$  与少量  $\text{H}_2\text{S}$  之间出现强烈的同位素交换,必将导致  $^{34}\text{S}$  大量集中于  $\text{SO}_4^{2-}$  中而使  $\text{H}_2\text{S}$  明显富  $^{32}\text{S}$ 。从锡矿山矿区不同硫化物、硫酸盐的  $\delta^{34}\text{S}$  特点,及其分馏关系,它们的  $\delta^{34}\text{S}_{\text{TS}}$  值也不可能低于  $10\%$ ,甚至更大一些,因此它的硫源也不是岩浆来源。

## 2.2 矿床的氧、碳同位素组成

根据脉石矿物所测定的氧、碳同位素组成(表 2),石英的  $\delta^{18}\text{O}$  在木利矿区略高于锡矿山,而且早晚期的差别不大。方解石的  $\delta^{18}\text{O}$  在锡矿山略高于木利。两矿区方解石的  $\delta^{13}\text{C}$  均在  $0 \sim 1\%$  之间,也可以近似认为成矿溶液的  $\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_2\text{O}}$  也在  $0 \sim 1\%$  之间(H. Ohmoto, 1972),即具非岩浆热液特点,而其来源可能与沉积碳酸盐有关。

## 2.3 成矿溶液特点及其氢、氧同位素组成

对不同矿床中包裹体的均一法测温、沥青镜质反射率测温的结果,锡矿山为  $273 \sim 133^\circ\text{C}$ ,木利为  $231 \sim 180^\circ\text{C}$ ,晴隆为  $300 \sim 140^\circ\text{C}$ ,均属中低温范围。直接测量(表 3)和间接计算(表 2)得到的包体氢氧同位素组成,锡矿山的成矿溶液  $\delta\text{D}$  在  $-60 \sim -70\%$  之间,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$  在  $0.5 \sim -9.3\%$  之间(实测值远小于计算值)。在  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  坐标图上(图 4),这些点主要落在雨水线附近,证明成矿溶液主要来源于大气降水。晴隆矿区的  $\delta\text{D}$  值也证明为天水来源。

对矿床中包体的化学成分分析,锡矿山石英包体中的阳离子以  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Na}^+$  为主,  $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{K}^+$  次之;阴离子以  $\text{Cl}^-$  为主,  $\text{F}^-$  次之,  $\text{SO}_4^{2-}$  未分析。根据矿区中硫酸盐矿物的大量存在,推测  $\text{SO}_4^{2-}$  的含量较高。晴隆锑矿的石英包体中,阳离子的特征与锡矿山相同,阴离子以  $\text{SO}_4^{2-}$  为主,  $\text{Cl}^-$  和  $\text{F}^-$  次之。包裹体溶液成份在  $\text{Na}/\text{K}-\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  比值图中的分布特点(图 5),辉锑矿床的位置与典型的岩浆热液有明显差别,也不同于与油田卤水有关的密西西比河谷型铅锌矿床。

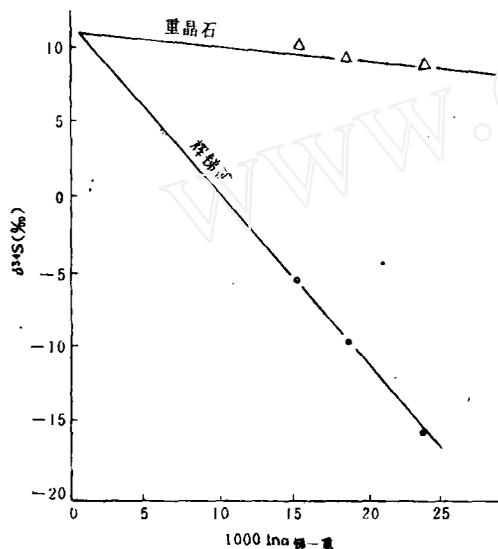


图 3  $1000 \ln \alpha$  对  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Bar}}$  与  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sst}}$  的关系图

Fig. 3 Relationship showing  $1000 \ln \alpha$  to  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Bar}}$  and  $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sst}}$

表 2 锡矿床氧、碳同位素组成

Table 2 Oxygen and carbon isotope composition of antimony deposits

矿区	成矿阶段	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}\text{‰}$			$\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}\text{‰}$			一温度	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$
			样数	区间	均值	样数	区间	均值		
锡矿山	早期	石英	5	11.5~16.2	13.12				275℃	5.27
		方解石	1		16.08	1		-6.11		
	晚期	石英	5	13.3~16.8	14.72					
		方解石	15	11.0~17.72	14.97	15	-0.5~1.18	0.19	161.5℃ 141℃	4.07 -1.83
木利	早期	石英	3	15.98~21.96	18.63					
	晚期	石英	3	13.43~20.11	17.87				210℃	2.56
		方解石	2	7.73~12.08	9.91	2	0.04~0.19	0.47	208℃	3.47

表 3 包裹体氢氧同位素组成

Table 3 Hydrogen and oxygen isotope composition in inclusion fluids

矿区	矿物	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}(\text{‰})$	序号
锡矿山	辉锑矿	-60	-4.2	1
	石英	-66	-8.0	2
	方解石	-70	0.5	3
		-66	-9.3	4
	重晶石	-61	-5.2	5
晴隆	石英	-123.2		

(贵阳地球化学所测定)

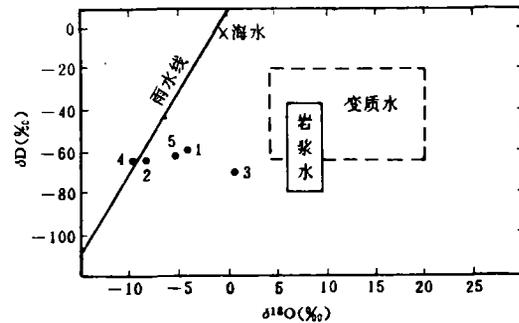


图 4 锡矿山锡矿成矿溶液的  $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$  坐标图

Fig. 4 Diagram showing  $\delta\text{D}$  vs.  $\delta^{18}\text{O}$  of ore-forming fluids in Xikuangshan (序号同表 3)

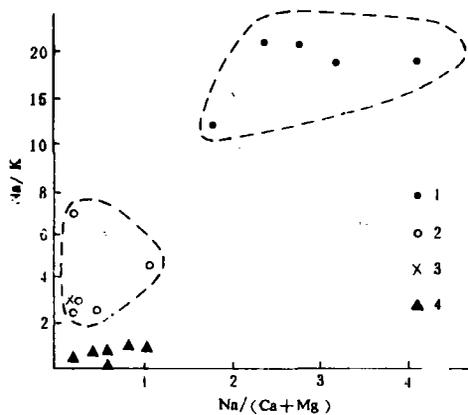


图 5 矿物包体中  $\text{Na}/\text{K}-\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  关系图

Fig. 5 Diagram showing  $\text{Na}/\text{K}$  vs.  $\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})$  of fluid inclusions in minerals

(据肖启明, 1984, 有修改)

1. MVT 矿床; 2. 锡矿山锡矿; 3. 晴隆锡矿; 4. 花岗岩及伟晶岩

## 2.4 矿床的铅同位素组成

锡矿山辉锑矿中微量铅的同位素值(表4)表明,该矿床的铅同位素组成基本上属正常铅范围;其组成、特征值和模式年龄特点等,与湘中地区泥盆系中层控铅锌矿床的铅同位素组成十分类似(图6)。对于后者,认为是多来源多阶段成矿所造成的,特别是来自古老地层的在淋滤再沉积过程中未经放射性铅污染的铅所造成的。湘中地区的前泥盆系中,Pb,Zn,Sb,Ba等成矿元素的含量较高(表5),其中Sb的含量高出地壳平均值的2个数量级,Pb和Zn含量也很高,完全有可能成为锑矿床和铅锌矿床的共同矿源层,因而在矿床的铅同位素组成上留下相同的烙印。

表4 锡矿山锑矿田辉锑矿的铅同位素组成

Table 4 Lead isotope composition of Xikuangshan antimony deposits field

顺序号	样号	矿区	铅同位素组成			模式年龄 (Ma)	$\mu$	$\nu$	$\omega$	Th/U
			$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$					
1	欧1	锡矿山	18.255	15.478	38.290	1.25	9.238	0.067	36.90	3.866
2	物1	锡矿山	18.234	15.521	38.297	1.93	9.321	0.068	37.46	3.885
3	S1	锡矿山	18.874	15.790	39.424	0.64	9.780	0.071	41.13	4.070
4	S4	锡矿山	18.222	15.611	38.427	3.13	9.500	0.069	39.01	3.974
5	S2-1	锡矿山	17.851	15.614	38.242	5.578	9.517	0.069	40.38	4.106
6	乘1	大乘山	17.999	15.603	37.923	4.62	9.511	0.069	38.06	3.873

(分析单位:宜昌地质矿产研究所同位素室)

## 2.5 硅化岩的化学元素组成

强烈的硅化是这类矿床标志性的围岩蚀变作用。因此,研究硅化岩的化学组成对了解矿床成因是很有意义的。不同成因硅质(化)岩的化学组成间并没有显著的差别,在Fe-Mn-Al和 $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(Fe}_2\text{O}_3\text{+MnO)}$ ×10三角图上(图7),它们具有相近的分布区间。不同锑矿区的硅化岩、相应地区泥盆系的硅质岩、以及国外深海硅质岩的稀土元素分析结果(表6),它们的特征是十分相似的,即 $\Sigma\text{REE}$ 较低、缓倾斜型分配模式、明显的Ce亏损( $\delta\text{Ce}=0.5\sim 0.8\%$ )和弱的Eu亏损(图8)。表明它们具有相同的REE来源和相似的成因。即与来源

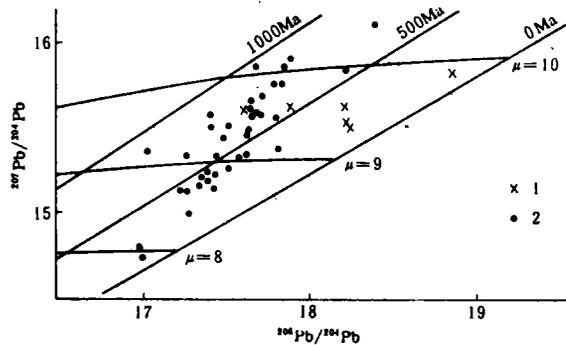


图6 湘中锑矿床及铅锌矿床的铅同位素组成

Fig. 6 Diagram showing lead isotope composition of antimony deposits and lead-zinc deposits in central Hunan

1. 锑矿床; 2. 铅锌矿床

表5 湘中前泥盆系各类岩石的元素丰度值 ppm

Table 5 Trace element contents of various rocks of pre-Devonian strata in central Hunan

层位	岩性	样数	Zn	Pb	Cu	Mn	Ba	Sb
D <sub>1</sub>	板岩	9	159	21	175	1081	436	19.2
Є <sub>2</sub>	碳质板岩	26	130	130	57	1868	1026	66.4
Є <sub>1</sub>	硅质板岩	25	50	21	49	263	733	30.9
	硅质岩	14	38	28	54	248	352	40.9
Zbd <sub>1a</sub>	板岩	17	29	14	68	128	1021	13.9
	硅质岩	11	38	44	72	234	340	12.8
Zbd	硅质板岩	15	23	14	43	276	879	11.2
	硅质岩	15	37	13	75	267	117	9.2
Zax	板岩	11	25	10	49	625	1562	38.1
	凝灰质板岩	26	71	25	44	495	236	86.0
	硅质岩	3	30	0.8	60	397	100	7.2
Zaj	凝灰岩、板岩	20	84	29	40	485	280	14.5
地壳板岩中平均值			95	20	45	850	580	1.5

(据林兵, 1984)

于海水的热水作用有关。硅化岩和硅质岩在轻重稀土总量的比值上的差别, 可能与两类岩石在形成方式上的不同有关。锡矿山矿区地表有许多燕山期的煌斑岩出露, 它们曾被认为与铋矿床的成因有联系, 但它们的稀土元素组成, 与上述硅化岩及硅质岩均有明显差异。它们不仅具有较高的  $\Sigma$ REE 值, 而且轻重稀土分异显著, 形成陡倾斜的分布模式; Eu 不出现亏损, Ce 的亏损也十分微弱, 明显不同于热水或热水交代成因的硅质(化)岩。这些特点都说明, 铋矿床的硅化溶液来源是非岩浆成因的, 而与热水有关。

### 3 讨论

上述铋矿床的地质和地球化

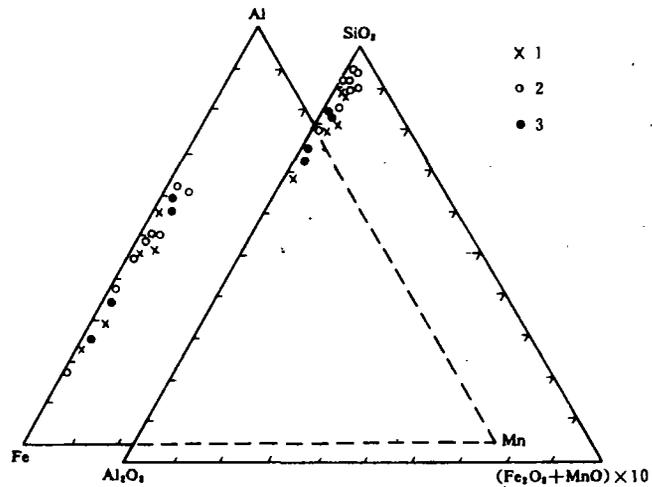


图7 硅质岩的 Al-Fe-Mn 三角图和  $SiO_2-Al_2O_3-(Fe_2O_3+MnO) \times 10$  三角图

Fig. 7 Triangle diagram showing Al-Fe-Mn and  $SiO_2-Al_2O_3-(Fe_2O_3+MnO) \times 10$  of siliceous rock

1. 铋矿硅化围岩; 2. 华南泥盆系层状硅质岩;
3. 国外与海底热液有关的层状硅质岩

表6 不同类型岩石的稀土元素分析结果

Table 6 REE contents of different

样品产地	硅化岩		硅质岩			煌斑岩	深海硅质岩
	锡矿山	木利	湘中(D <sub>2</sub> )	滇东南(D <sub>1</sub> )	桂北(D <sub>3</sub> )	锡矿山	
序号	1	2	3	4	5	6	7
La	3.84	4.0	4.27	7.0	3.45	102.0	3.97
Ce	7.00	6.5	6.11	12.4	5.95	190.0	2.18
Pr	0.91	2.2	1.24	2.6	1.03	23.0	
Nd	5.66	6.7	4.29	9.9	4.33	64.0	2.92
Sm	1.29	2.6	0.82	2.8	0.99	9.2	0.531
Eu	0.23	0.14	0.16	0.32	0.23	2.4	0.1295
Gd	1.13	0.78	0.95	1.8	0.94	6.4	0.645
Tb	0.11	0.098	0.14	0.26	0.16	0.84	
Dy	0.51	0.44	0.87	1.4	0.83	4.0	0.598
Ho	0.066	0.11	0.17	0.32	0.16	0.94	
Er	0.25	0.32	0.61	0.88	0.44	1.20	0.388
Tm	0.028	0.04	0.032	0.14	0.06	0.55	
Yb	0.18	0.17	0.43	0.86	0.39	2.3	0.355
Lu	0.017	0.028	0.057	0.14	0.06	0.3	0.0551
ΣREE	21.22	24.13	20.15	40.82	18.95	409.04	
$\frac{\Sigma LREE}{\Sigma HREE}$	8.26	11.15	5.18	6.04	5.30	21.18	
La/Yb	21.33	23.52	9.83	8.14	8.85	44.35	11.18
δCe	0.76	0.45	0.55	0.61	0.65	0.79	0.29
δEu	0.62	0.25	0.61	0.44	0.69	0.99	
测试单位 或 资料来源	湖南地质 局实验室	成都地质 学院测试 中心	湖南地质 局实验室	成都地质 学院测试 中心	陈洪德 1988	成都地质 学院测试中心	Shizuzu 1977

(含量单位为 ppm)

学特征说明,它们属于与热水有关的后生期形成的层控矿床。首先,它们具有许多层控矿床的共同特点,受一定层位控制,呈层状、似层状产出;其次,成矿物质来源与岩浆作用无直接联系,而与沉积岩层有关。湘中地区前泥盆系中Sb的背景值甚高,超出地壳平均值(0.2ppm)约2~3个数量级,而Sb的不同形式的络合物均有较高的溶解度,因此有可能在深循环的热水作用下,从这些地层中淋析出来,形成含矿热水。滇东南地区的寒武系及含矿的坡脚组页岩中,Sb的背景值也很高(分别为12.93ppm和24.74ppm),同样可能成为锑的矿源层。黔西的晴隆锑矿,Sb的来源则被认为是“海西期的喷发玄武岩流,其前锋流入海盆时带来了大量成矿物质所形成的矿源层”,而后在热卤水作用下再造成矿。由于成矿物质来源不同,因此晴隆锑矿在硅化岩的成

分以及硫同位素组成方面,与来自沉积岩层的锡矿山及木利锑矿有所不同。

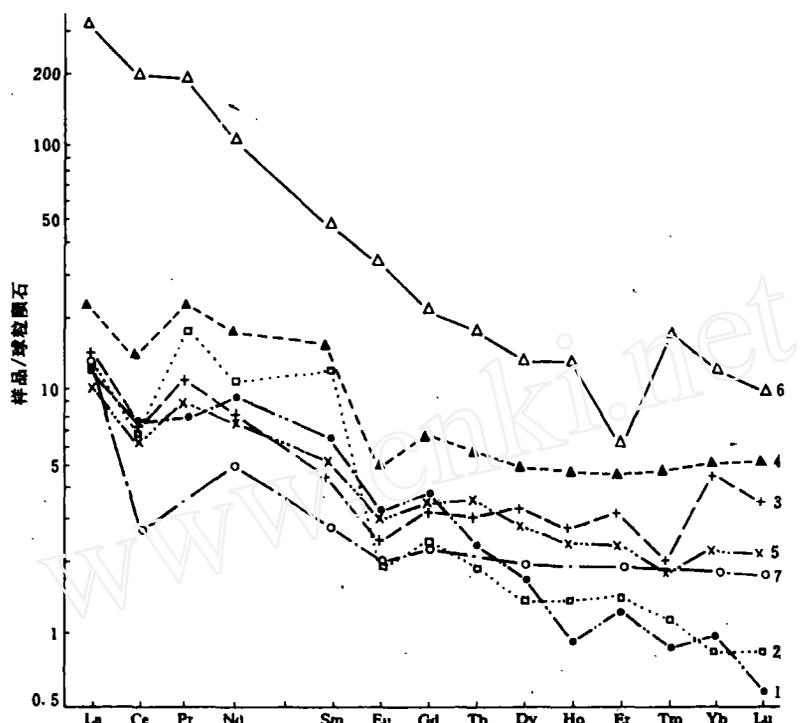


图8 硅化岩、硅质岩和煌斑岩的球粒隕石标准化稀土分布模式

Fig. 8 Chondrite-normalized REE distribution patterns of siliceous rocks, cherts and lamprophyre

(图中序号与表6相对应)

成矿溶液的地球化学特点同样证明了它们的非岩浆来源,而是与古海水有密切联系的深循环热水。它们的温度在200~300℃以上,含盐度中等,富含  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$  离子和大量的 Sb,  $\text{SiO}_2$  和 Ba 等,具有较高的氧逸度。根据矿床中硫同位素的组成特点,锡矿山和木利锑矿的硫源也是来自沉积地层,但可能有两个以上的硫源,即来自矿化围岩及深部地层,后者可能是与成矿金属在同一溶液中迁移和沉淀的。

关于 Sb 的迁移形式问题,至今还没有完全一致的意见。D. G. Brookins (1986) 认为在弱氧化条件下, Sb 可呈  $\text{SbO}^+$  或  $\text{SbO}^-$  的形式迁移;在还原和近中性到碱性条件下,则可能以硫化物络合物形式(例如  $\text{Sb}_2\text{S}_3^{2-}$ )与 S 一起迁移。Boyle 和 Jonasson (1984) 则认为在富氯化物的酸性热泉水中,  $\text{SbCl}_2^+$ ,  $\text{SbCl}_3$ ,  $\text{SbOCl}$  等氯化物络合物也是其重要的迁移形式。从已知矿区情况看, Sb 与硫同时迁移的可能性更大一些。

矿床地质特征对矿液的迁移和沉淀十分有利。区域性大断裂是矿液上升运移的良好通道;二元岩性组合为矿液的沉淀提供了良好的物理障壁空间;低孔隙岩层起了半渗透膜作用,导致了溶液中 Sb 和  $\text{SiO}_2$  的浓度增高;上升过程中温度、压力的降低, pH 和  $E_h$  的改变,都可能导致  $\text{SiO}_2$  和 Sb 的沉淀,最终形成矿床。现代新西兰 Broadlands 地热系统的天然热泉洞口附近的硅质

泉华中,含有大量富锑硫化物的事实,可为上述认识提供直接的佐证。在那里,热泉水温从地表到地下为 $1\sim 261^{\circ}\text{C}$ , $\text{pH}=8.3\sim 6.2$ ,富含 $\text{Na}^+$ , $\text{K}^+$ , $\text{Cl}^-$ , $\text{B}^-$ 和 $\text{CO}_3^{2-}$ , $\text{SiO}_2$ 的含量高达 $805\sim 545\text{ppm}$ ,地表硅质泉华中Sb的含量最高达 $10\%$ 。热泉的 $\delta\text{D}=-40\%$ , $\delta^{18}\text{O}=-4.5\%$ ,证明为大气水来源,充分说明深循环热水有可能形成大型锑的硫化物矿床。

### 参 考 文 献

- 1 陈豫等. 贵州晴隆大厂锑矿床成因探讨. 矿床地质, 1984, 3(3)
- 2 肖启明、李典豪. 湖南锑矿成因探讨. 矿床地质, 1984, 3(3)
- 3 刘焕品等. 湖南省锡矿山锑矿床的成因探讨. 湖南地质, 1985, 4(1)
- 4 林肇凤等. 湘中地区锑矿地质. 湖南地质增刊3号, 1987
- 5 Shimuzu H and Masuda A. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. Nature, 1977, 266, 346~348
- 6 Brookins D G. Geochemical behavior of antimony, Arsenic, Cadmium and thallium; Eh-ph diagrams for 25°C 1-bar pressure. Chemi Geol, 1986, 271~278

## GENESIS OF SOME ANTIMONY DEPOSITS IN SOUTHERN CHINA

*Liu Wenjun*

**Abstract** Antimony deposits from Xikuangshan, Hunan Province, Mulli, Yunnan Province and Qinglong, Guizhou Province are representatives of stratabound antimony deposits in Southern China. Their common characteristics are occurrence in regional fracture belts and bound up with strata; having mineralized rocks with double-deck and intense silicification. Geochemical investigation of deposits, including sulfur, oxygen, carbon, hydrogen and lead isotopes; chemical and REE compositions, shows that ore-forming fluids are of circulating hydrothermal origin, ore-forming elements are from sedimentary rocks, and with no relations to magmatic hydrothermal.

**Key words** Southern China; stratabound antimony deposits; geologic features; geochemical features; epigenetic hydrothermal origin