

文章编号:0258-7106(2003)01-0078-10

湘中铋(金)矿床成矿物质来源

——Ⅱ.同位素地球化学证据*

马东升¹ 潘家永¹ 解庆林²

(1 南京大学地球科学系内生金属矿床成矿机制国家重点实验室,江苏 南京 210008; 2 桂林工学院,广西 桂林 541000)

摘 要 文章从碳、氢、氧、硫、铅、铋等同位素地球化学方面探讨了湘中铋(金)矿床的成矿物质与成矿流体来源。研究表明:湘中盆地中铋矿床的碳、硫等矿化剂主要来源于基底地层,而盆地边缘铋(金)矿床的碳、硫等矿化剂来源于深部岩浆作用;Au、Sb 等成矿物质都来源于基底碎屑岩;成矿流体主要为大气降水。

关键词 地球化学 同位素 成矿物质来源 铋(金)矿床 湘中

中图分类号:P618.66;P597

文献标识码:A

湘中铋矿床闻名于世,据统计仅湘中铋(金)矿床(点)就有 172 处之多,其中锡矿山铋矿总储量达 200 多万吨(史明魁等,1994),是世界上独一无二的超大型铋矿床。

根据矿床赋矿围岩的性质、矿体产出形态、产状等特征将湘中铋(金)矿床分为两大类:即产于湘中盆地盖层碳酸盐岩中的铋矿床与产于盆地周围基底碎屑岩中的铋(金)矿床。两类矿床的成矿地质背景已在前文(马东升等,2002)中进行了详细的阐述,本文不再赘述。

国内一些学者对湘中地区铋(金)矿床的硫、碳、氧、铅、铋等同位素开展了一系列的工作(刘焕品等,1985;邹同熙,1988;梁华英,1991;文国璋等,1993;彭建堂等,2000),本文系统总结了前人的工作成果,并补充了有关的硫、碳、氧等同位素资料,着重从同位素地球化学特征方面来探讨湘中铋(金)矿床的成矿物质来源。

1 样品采集与实验方法

本文样品主要为湘中盆地中的锡矿山铋矿床与盆地边缘的龙山和古台山铋(金)矿床的矿石与围岩样品以及湘中盆地的区域地层岩石样品。

本文数据除硫同位素组成在宜昌地质矿产研究所测试外,其余同位素测试均在南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室完成。

选择要分析硫同位素的样品,将所选岩石或矿石样品磨制薄片与光片,在显微镜下仔细观察其中硫化物的结构构造。在所选地层岩石样品中,黄铁矿具有层纹状、草莓状等结构,有的呈黄铁矿结核分布于不同的区域地层中,显然,这些黄铁矿形成于当时的沉积成岩环境,没有遭受后期热液活动的改造。将样品用手工粉碎筛选,选取 60~80 目与 80~100 目两个粒级范围(大部分黄铁矿在 60 目以下才能分离开),先用水进行浮选,初步提纯其中的黄铁矿,然后用重液进一步提纯,提纯后的黄铁矿在双目镜下检查,挑出其中可能的杂质;矿石中的辉铋矿样品经过手工粉碎筛选后,直接在双目镜下挑出。然后将选纯的黄铁矿、辉铋矿等硫化物在玛瑙钵中磨成 200 目以下的粉末,称取 30 mg 粉末样品,在真空预处理系统中高温下与 CuO 反应形成 SO₂,提纯生成的 SO₂在 MAT-250 质谱仪上测试其硫同位素组成,其测试精度 ≤0.2‰。

选择要分析碳、硫含量与有机碳同位素组成的样品,将新鲜岩石样品粉碎至 200 目以下,将样品分成几份分别做有机碳含量与总硫含量、有机碳同位

* 本文得到科技部国家重点基础研究项目(G1999043210)、国家自然科学基金重点项目(49733012)及教育部博士点基金(98028422)的联合资助

第一作者简介 马东升,男,1952 年生,教授(博导),长期从事矿床地球化学和元素地球化学的研究与教学工作。

收稿日期 2001-11-29;改回日期 2002-04-15。李 岩编辑。

素组成等分析。样品在测试有机碳含量与有机碳同位素之前用 $w(\text{HCl})$ 为 10 % 的稀盐酸将其中的无机碳去除。有机碳与总硫含量在 LECO 碳、硫分析仪上测试,测试精度 $\leq 0.1\%$;有机碳同位素组成在 MAT-252 质谱仪上测试(样品先通过预处理,在 1 000 $^{\circ}\text{C}$ 的高温下于氧气流中燃烧生成 CO_2 ,在真空中提纯 CO_2),测试精度 $\leq 0.2\%$ 。

方解石与石英中的矿物流体包裹体均一温度与盐度在 THMS-600 冷热台上测试。石英与硅酸盐样品通过 BrF_5 法预处理系统将其中的氧全部转变成 CO_2 ;方解石与灰岩的碳、氧同位素组成实验利用磷酸法进行样品预处理;矿物流体包裹体的氢同位素组成利用锌还原法将矿物流体包裹体中的水转变成 H_2 来获取实验样品。碳、氧、氢同位素均在 MAT-252 质谱仪上测试,其测试精度分别为: $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$

$\leq 0.2\%$; $\delta\text{D} \leq 2\%$ 。

2 实验结果与讨论

2.1 硫同位素

锡矿山锑矿床的矿石矿物主要为辉锑矿,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较大(-3.3% ~ 16.8%),但大部分分布在 $+5.0\%$ ~ $+10.0\%$ 之间(表 1,图 1)。

龙山锑(金)矿床的主要硫化物有辉锑矿、黄铁矿、毒砂,不同的硫化物之间其硫同位素组成稍有不同: $\delta^{34}\text{S}$ 值从大到小为黄铁矿(0.6% ~ 4.6% ,平均 2.5%)、毒砂(-1.6% ~ 3.2% ,平均 0.2%)、辉锑矿(-1.4% ~ 1.2% ,平均 0.2%)。总的来说,龙山锑(金)矿床硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围不大,大部分样品集中在 -1.0% ~ $+2.0\%$ 之间(表 1,图 1)。

表 1 锡矿山锑矿、龙山锑(金)矿床及区域地层的 $\delta^{34}\text{S}$ 值

Table 1 $\delta^{34}\text{S}$ values of sulfides from the Xikuangshan Sb deposit, the Longshan Sb(Au) deposit and regional strata

矿床、矿体及地层名称	矿物	样数	$\delta^{34}\text{S}/\%$		资料来源
			变化范围	平均值	
锡矿山锑矿床					
飞水岩	辉锑矿	5	6.9 ~ 10.4	7.7	本文
童老院	辉锑矿	7	7.1 ~ 14.6	9.5	本文
飞水岩	辉锑矿	75	2.1 ~ 9.2	7.1	邹同熙,1988
童老院	辉锑矿	34	- 2.3 ~ 16.0	7.1	邹同熙,1988
老矿山	辉锑矿	21	- 3.3 ~ 11.6	6.6	邹同熙,1988
物华	辉锑矿	2	7.6 ~ 10.7	9.3	邹同熙,1988
全矿田	辉锑矿	260	- 2.0 ~ 16.8	7.4	刘焕品等(1985)
全矿田	辉锑矿	68	4.9 ~ 8.3	7.0	金荣龙等 [●]
煌斑岩脉	黄铁矿	2	- 6.3 ~ - 3.9	- 5.4	金荣龙等 [●]
龙山锑(金)矿床					
辉锑矿		14	- 1.4 ~ 1.2	- 0.4	杨舜全,1986
黄铁矿		7	0.6 ~ 4.6	2.5	杨舜全,1986
毒砂		8	- 1.6 ~ 3.2	0.2	杨舜全,1986
区域地层中黄铁矿等硫化物					
白垩系	硫化物	31	- 46.2 ~ - 10.6	- 27.1	蒋治愈(1990)
侏罗系	硫化物	8	- 44.2 ~ - 37.1	- 41.5	蒋治愈(1990)
三叠系	硫化物	19	- 13.7 ~ + 7.0	- 3.7	蒋治愈(1990)
二叠系	硫化物	16	- 48.2 ~ - 9.4	- 24.1	蒋治愈(1990)
石炭系	硫化物	146	- 22.6 ~ + 24.6	2.0	蒋治愈(1990)
泥盆系	硫化物	803	- 28.6 ~ + 28.9	- 0.9	蒋治愈(1990)
奥陶系	硫化物	67	- 3.4 ~ + 24.1	8.5	蒋治愈(1990)
寒武系	黄铁矿	14	- 1.0 ~ + 28.7	11.5	本文
寒武系	硫化物	200	- 27.5 ~ + 30.2	7.7	蒋治愈(1990)
震旦系	硫化物	41	- 8.5 ~ + 12.7	10.0	蒋治愈(1990)
板溪群	硫化物	65	- 4.8 ~ + 16.2	5.61	蒋治愈(1990)

* 本文数据由地质矿产部宜昌地质矿产研究所测试;测试仪器型号: MAT-250;测试误差: $\pm 0.2\%$ 。

● 金荣龙,等,1982. 湖南锡矿山锑矿田同位素地质特征初步探讨. 湖南省地质学会论文集(7). 湖南省地质学会.

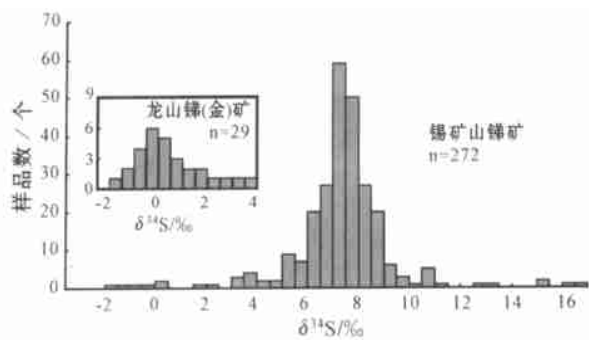


图 1 湘中锡矿山锑矿与龙山锑(金)矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值直方图
锡矿山数据据刘焕品等(1985)的 260 个样品加
上本文的 12 个样品

Fig.1 Histogram showing $\delta^{34}\text{S}$ values of the Xikuangshan Sb deposit and the Longshan Sb(Au) deposit

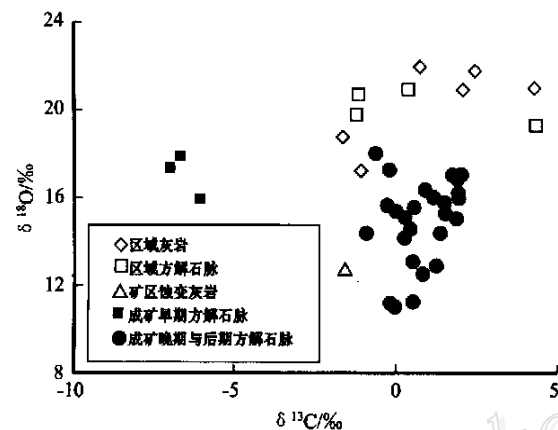


图 2 湘中盆地灰岩与方解石碳、氧同位素关系图

Fig.2 $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of limestone and calcite from central Hunan basin

锡矿山锑矿床与龙山锑金矿床主要的含硫矿物为硫化物,很少见有硫酸盐(锡矿山矿床产有少量的石膏等硫酸盐,它们形成于后期风化淋滤作用),因此硫化物的硫同位素组成可以近似地代表成矿溶液总硫的硫同位素组成(Ohmoto,1972)。

锡矿山矿床硫同位素组成与龙山矿床硫同位素组成差异明显,反映它们硫的来源可能不同。锡矿山锑矿床硫同位素组成变化范围大,且与前泥盆系的基底地层(如元古界、寒武系、奥陶系)中硫化物的硫同位素组成变化范围及平均值相似(表 1);龙山矿床硫化物硫同位素组成变化范围小,其平均值接近零。两者硫同位素组成的明显差异说明其硫的来源很可能不同,锡矿山矿床的硫可能来自基底碎屑岩,而龙山矿床的硫则可能来源于深部岩浆。

2.2 碳、氧同位素

2.2.1 碳酸盐中的碳、氧同位素组成

表 2 和图 2 为湘中地区区域灰岩、灰岩中的方解石脉及湘中盆地产在灰岩中的锑矿床(锡矿山锑矿床与罗家塘锑矿床)的蚀变灰岩及矿石中方解石脉的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{34}\text{S}$ 值。从表中可见,湘中盆地区域灰岩与矿区蚀变灰岩具有相似的碳同位素比值,但区域灰岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值明显比蚀变灰岩高,表明矿区灰岩在蚀变矿化过程中经历了贫 ^{18}O 成矿流体的改造。

区域灰岩中方解石脉的碳、氧同位素组成与区域灰岩的具有一致的变化范围及平均值,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显高于矿区矿石中方解石脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

成矿早期方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 值较低,为 $-6.1\text{‰} \sim -7.0\text{‰}$,平均 -6.6‰ ,与许多热液矿床中的早期碳

表 2 湘中盆地灰岩与方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$ 值

Table 2 $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of limestone and calcite from central Hunan basin

样品名称(样品数)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}/\text{‰}$	资料来源
湘中盆地泥盆系地层中			
灰岩(6)	$-1.7 \sim -4.3(1.1)$	$17.2 \sim 22.0(20.3)$	本文
方解石脉(4)	$-1.3 \sim -4.3(0.6)$	$19.3 \sim 20.9(20.2)$	本文
湘中锑矿床矿区矿石及蚀变围岩			
蚀变灰岩(2)	$-1.6 \sim -1.3(-0.2)$	$12.7 \sim 14.5(13.6)$	本文
成矿早期方解石(3)	$-7 \sim -6.1(-6.6)$	$16.1 \sim 17.9(17.1)$	*
成矿晚期方解石脉(22)	$-0.9 \sim -2.1(1.0)$	$11.0 \sim 17.1(14.7)$	*
成矿后期晶洞方解石(6)	$-0.7 \sim -0.2(-0.2)$	$14.2 \sim 18.1(16.6)$	*

本文数据由南京大学成矿作用国家重点实验室测试;测试人:黄耀生、刘燕、潘家永;测试仪器:MAT-252;误差: $\pm 0.2\text{‰}$ 。

* 据刘焕品等(1985)、文国璋等(1993)、彭建堂(2000)及本文数据综合。

酸盐类似 (Rye et al., 1974)。该期 $\delta^{18}\text{O}_{\text{方解石}}$ 为 $16.1\text{‰} \sim 17.9\text{‰}$, 方解石中流体包裹体的均一温度为 $170 \sim 200\text{℃}$ (潘家永, 2001), 根据 O' Neil 等 (1969) 的方解石-水的分馏方程: $1000 \ln \alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 / T^2 - 3.39$, 可求得对应成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值为 $5.3\text{‰} \sim 7.1\text{‰}$ 。该值与原生水 ($5\text{‰} \sim 7\text{‰}$) 或岩浆水 ($5.5\text{‰} \sim 8.5\text{‰}$) 相吻合 (Ohmoto H, 1986), 而远高于该地区中生代的大气降水 ($-9\text{‰} \pm$) (张理刚, 1989)。这种氧同位素组成暗示成矿流体可能为深源岩浆水。

成矿晚期方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-0.9\text{‰} \sim -2.1\text{‰}$, 平均 -1.0‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 为 $11.0\text{‰} \sim 17.1\text{‰}$, 平均 14.7‰ 。方解石中流体包裹体均一温度为 $110 \sim 160\text{℃}$ (潘家永, 2001), 对应成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-0.4\text{‰} \sim -1.5\text{‰}$ 。与成矿早期方解石相比, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显增高, $\delta^{18}\text{O}$ 值却明显降低。

与成矿晚期不同, 成矿期后方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-0.7\text{‰} \sim -0.2\text{‰}$, 平均 -0.2‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 为 $14.2\text{‰} \sim 18.1\text{‰}$, 平均 16.6‰ 。该期方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和 $\delta^{18}\text{O}$

值介于成矿早期方解石与晚期方解石之间。

2.2.2 有机碳的碳同位素

笔者测试了矿石、盆地中煤及基底寒武系黑色页岩及硅质岩中有机碳 (C_{org}) 的同位素组成 (表 3、图 3)。寒武系黑色页岩中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值很低 ($-30.0\text{‰} \sim -34.9\text{‰}$), 而煤中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值相对较高且变化范围很窄 ($-22.7\text{‰} \sim -23.4\text{‰}$), 矿石中与断裂破碎带内的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值变化范围相似 ($-24.2\text{‰} \sim -27.2\text{‰}$), 介于煤 ($-22.7\text{‰} \sim -23.4\text{‰}$) 与寒武系页岩 ($-30.0\text{‰} \sim -34.9\text{‰}$) 之间。

矿石与断裂带中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值明显低于石炭系与赋矿地层泥盆系中煤的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值, 而明显高于前泥盆系基底黑色页岩与硅质岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值。因此矿石与断裂带中有机碳很可能来源于深部基底碎屑岩与盖层中有机碳的混合。

2.3 矿物流体包裹体的氢、氧同位素

湘中盆地中的锡矿山铋矿矿区蚀变灰岩的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值明显低于区域灰岩 (表 2), 同样, 产于盆地边缘的龙山铋 (金) 矿与古台山铋 (金) 矿矿区蚀变板岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显低于区域板岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (表 4), 表明湘中地区铋 (金) 矿床矿化蚀变过程中的成矿流体为低 ^{18}O 的流体。

锡矿山铋矿、龙山铋 (金) 矿和区域地层方解石脉与石英脉中的矿物流体包裹体氢、氧同位素特征见表 4, 根据表 4 可绘制成 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系图, 从图 4a 中可以看出, 锡矿山矿床、龙山矿床及区域地层的样品点变化范围具有相似性, 反映其流体来源具有一致的特征。但从所有的样品点看, 一部分样品点落入岩浆水区域内, 一部分则落入变质水区域内, 大部分样品点位于岩浆水与大气降水之间, 那流体到底来源于大气降水、岩浆水还是变质水呢?

为了进一步探讨成矿流体的来源, 就必须考虑

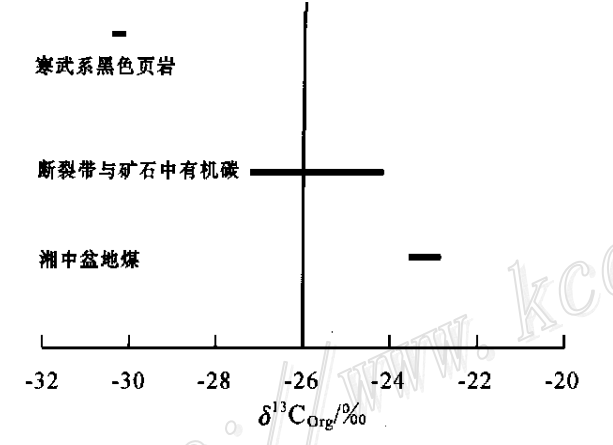


图 3 不同样品中有机碳的碳同位素组成
Fig.3 Carbon isotopic composition of organic carbon in different samples

表 3 湘中盆地煤、黑色页岩及矿石与断裂带中有机碳同位素组成
Table 3 Carbon isotopic composition of organic carbon in coal, black shale, fault belt and ore from central Hunan basin

采样位置	样品名称	样品数	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}} / \text{‰}$		$w_{\text{C}_{\text{org}}} / \text{‰}$	
			变化范围	平均值	变化范围	平均值
锡矿山铋矿	含有机碳矿石	6	$-24.2 \sim -26.7$	-25.2	$0.1 \sim 0.4$	0.3
湘中盆地断裂带	含有机碳断层泥	7	$-24.9 \sim -27.2$	-25.7	$13.5 \sim 22.6$	18.6
湘中盆地煤矿	煤	11	$-22.7 \sim -23.4$	-23.2	未测	未测
湘中盆地基底地层	黑色页岩与硅质岩	80	$-30.0 \sim -34.9$	-32.0	$0.2 \sim 15.8$	6.6

测试单位: 南京大学成矿作用国家重点实验室; 测试人: 黄耀生、潘家永; 测试仪器: 碳同位素为 MAT-252 质谱仪, 误差: $\pm 0.2\text{‰}$; 有机碳含量为 LECO 碳硫分析仪, 误差: $\pm 0.1\text{‰}$ 。

表 4 湘中锑(金)矿床及区域地层热液蚀变脉中流体包裹体氢氧同位素组成

Table 4 Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid inclusions in quartz and calcite from Sb (Au) deposits and regional strata of central Hunan basin

采样位置及样品名称	测试矿物	样品数	$\delta D / \text{‰}$	$\delta^{18} O / \text{‰}$	$\delta^{18} O_{\text{水}} / \text{‰}$	t_h (平均值) / $^{\circ}\text{C}$	资料来源
锡矿山矿床							
方解石脉	方解石	11	- 52 ~ - 81(- 66)	11.3 ~ 24.3(17.1)	2.6 ~ 11.4(6.7)	139 ~ 254(180)	本文
含矿石英脉	石英	2	- 54 ~ - 57(- 56)	12.2 ~ 12.4(12.3)	4.4 ~ 4.5(4.5)	275(275)	易建斌,1994
矿石	辉锑矿	1	- 60		- 4.2		曾允孚,1993
龙山锑(金)矿床							
含矿石英脉	石英	3	- 62 ~ - 68(- 65)	13.3 ~ 17.1(14.6)	2.2 ~ 6.0(3.9)	209 ~ 228(216)	本文
石英脉	石英	5	- 58 ~ - 64(- 61)	17.9 ~ 18.8(18.1)	3.7 ~ 8.0(6.3)	165 ~ 230(200)	梁华英,1991
矿石	辉锑矿	3	- 59 ~ - 66(- 63)		0.4 ~ 5.1(3.3)		梁华英,1991
蚀变板岩	全岩	9		13.0 ~ 16.4(14.7)			本文
古台山锑(金)矿床							
石英脉	石英	4		14.1 ~ 14.8(14.4)			本文
蚀变板岩	全岩	4		13.0 ~ 16.6(14.2)			本文
区域地层							
石英脉	石英	3	- 52 ~ - 66(- 61)	14.1 ~ 19.0(18.1)	0.4 ~ 8.5(5.3)	162 ~ 218(184)	本文
方解石脉	方解石	8	- 47 ~ - 69(- 52)	9.9 ~ 18.6(14.0)	- 1.6 ~ 12.7(3.6)	148 ~ 268(179)	本文
碳质板岩	全岩	3		19.0 ~ 20.1(19.6)			本文

注:本文数据在南京大学成矿作用国家重点实验室测试;氢、氧同位素测试仪器为 MAT-252,测试人为黄耀生,潘家永,误差 δD 为 $\pm 2 \text{‰}$, $\delta^{18} O$ 为 $\pm 0.2 \text{‰}$;均一温度测试仪器为 THMS-600 型冷热台,测试人潘家永,误差 $\pm 1 \text{ }^{\circ}\text{C}$;石英中流体包裹体 $\delta^{18} O_{\text{水}}$ 根据石英-水的分馏方程 $1000 \ln a_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton et al., 1972) 计算,方解石中流体包裹体的 $\delta^{18} O_{\text{水}}$ 根据方解石-水之间的分馏方程 $1000 \ln a_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$ (O'Neil et al., 1969) 计算。

热液与围岩的水-岩交换反应,下面将对这一问题进行深入的探讨。

尽管锡矿山矿床与龙山矿床赋矿围岩不同(龙山矿床赋矿岩石为震旦系板岩,锡矿山矿床赋矿围岩为灰岩),但从微量元素与同位素等证据看,其成矿物质都来源于流体对基底地层的淋滤(马东升等, 2002)。设定该区基底未蚀变岩石的氢、氧同位素组成平均值($\delta^{18} O_{\text{岩石}} = +19.6 \text{‰}$, $\delta D_{\text{岩石}} = -30 \text{‰}$)为水-岩反应前岩石的氢、氧同位素组成初始值(潘家永, 2001);考虑到该区侏罗纪-白垩纪大气降水的 δD 值为 -90‰ , $\delta^{18} O = -9 \text{‰}$ (张理刚, 1985), 设大气降水的 $\delta D_{\text{水}} = -90 \text{‰}$, 相应地 $\delta^{18} O_{\text{水}} = -9 \text{‰}$;原始岩浆水 $\delta^{18} O_{\text{水}} = +7.5 \text{‰}$, $\delta D_{\text{水}} = -70 \text{‰}$ 。

根据物质平衡方程:

$$x_{\text{水}} \delta^{18} O_{\text{水}} + x_{\text{岩石}} \delta^{18} O_{\text{岩石}} = x_{\text{水}} \delta^{18} O_{\text{水}}^f + x_{\text{岩石}} \delta^{18} O_{\text{岩石}}^f$$

由上式可得出:

$$x_{\text{水}} / x_{\text{岩石}} = (\delta^{18} O_{\text{岩石}}^f - \delta^{18} O_{\text{岩石}}^i) / [\delta^{18} O_{\text{水}}^i - (\delta^{18} O_{\text{岩石}}^f - \Delta_{\text{水-岩石}})]$$

式中 $x_{\text{水}}$ 与 $x_{\text{岩石}}$ 分别表示热液系统中参加反应的水和岩石的摩尔分数, i 与 f 分别代表初始与交换后的终态, $\Delta_{\text{水-岩石}}$ 代表水-岩同位素分馏值。因为反应的岩石为基底碎屑岩,反应后产生广泛的绢云母化及硅化等蚀变,因此,其中氢同位素的水-岩同位

素分馏值通过白云母-水的分馏方程计算;氧同位素的水-岩同位素分馏值通过斜长石-水的分馏方程计算,其计算公式分别为:

$$\Delta_{\text{岩石-水}} = \delta D_{\text{白云母}} - \delta D_{\text{水}} = -22.1 \times 10^6 T^{-2} + 19.1$$

(Suzuoki et al., 1976)

$$\Delta_{\text{岩石-水}} = \delta^{18} O_{\text{斜长石}} - \delta^{18} O_{\text{水}} = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$$

(Taylor, 1977)

一般岩石含氧为 50%, 而含氢很低(郑永飞等, 2000)。该区区域未蚀变泥岩化学全分析结果表明,岩石中氧含量在 50% 左右,而含水在 1% 左右(潘家永, 2001)。可以假设该区岩石平均含 1% 的水和 50% 的氧,故水/岩质量比($m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}}$):

$$m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}} = 0.01 (\delta D_{\text{岩石}}^f - \delta D_{\text{岩石}}^i) / [\delta D_{\text{水}}^i - (\delta D_{\text{岩石}}^f - \Delta_{\text{水-岩石}})]$$

$$m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}} = 0.5 (\delta^{18} O_{\text{岩石}}^f - \delta^{18} O_{\text{岩石}}^i) / [\delta^{18} O_{\text{水}}^i - (\delta^{18} O_{\text{岩石}}^f - \Delta_{\text{水-岩石}})]$$

即有:

$$\delta D_{\text{水}}^f = (\delta D_{\text{岩石}}^f - \Delta + 100 \delta D_{\text{水}}^i \cdot m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}}) / (1 + 100 m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}})$$

$$\delta^{18} O_{\text{水}}^f = (\delta^{18} O_{\text{岩石}}^f - \Delta + 2^{18} O_{\text{水}}^i \cdot m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}}) / (1 + 2 m_{\text{水}} / m_{\text{岩石}})$$

根据上述公式计算的大气降水与岩浆水在不同温度条件下与赋矿围岩所发生的水-岩反应交换演化曲线见图 4b。从图 4b 可看出:锡矿山矿床、龙山矿床及区域地层的大部分样品投点都落在 100 ~ 200 $^{\circ}\text{C}$ 之间的大气降水与围岩交换的演化曲线之间,

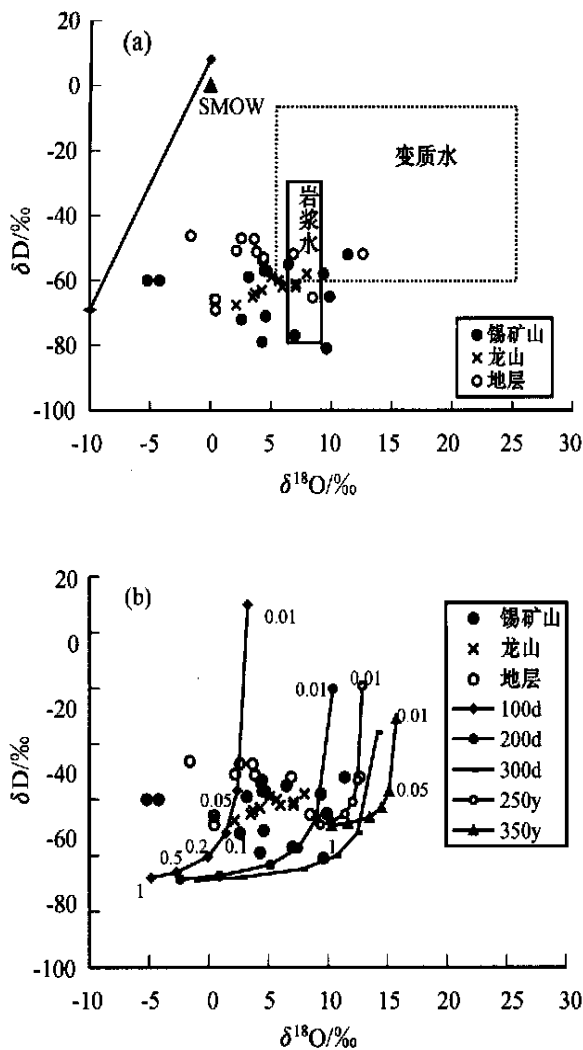


图 4 湘中铋金矿床流体包裹体氢氧同位素组成图

a. 氢、氧同位素散点图; b. 氢、氧同位素水-岩交换理想曲线图

100d 代表 100℃ 时大气降水与围岩交换的理想曲线; 200d 代表 200℃ 时大气降水与围岩交换的理想曲线; 300d 代表 300℃ 时大气降水与围岩交换的理想曲线; 250y 代表 250℃ 时岩浆水与围岩交换的理想曲线; 350y 代表 350℃ 时岩浆水与围岩交换的理想曲线;

图中数值为 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$

Fig. 4 Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid inclusions from Sb (Au) deposits in central Hunan basin

a. δD versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram; b. Water/rock reaction pattern of hydrogen and oxygen isotopes

100d signifies the ideal curve of meteoric water/ wallrock exchange at 100℃; 200d signifies the ideal curve of meteoric water/ wallrock exchange at 200℃; 300d signifies the ideal curve of meteoric water/ wallrock exchange at 300℃; 250y signifies the ideal curve of magmatic water/ wallrock exchange at 250℃; 350y signifies the ideal curve of magmatic water/ wallrock exchange at 350℃; Numerical values in the figures mean water/ rock qualitative ratios

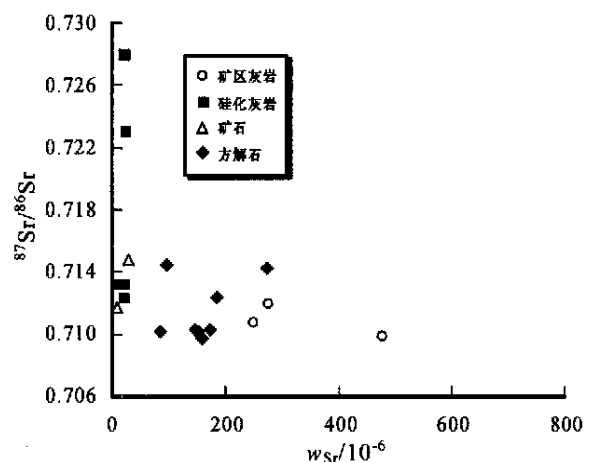
且 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}}$ 较小 (0.05 ~ 0.1), 表明成矿流体与区域流体主要为大气降水。

3 锶、铅同位素组成

3.1 碳酸盐中的锶同位素

据彭建堂(2001)资料,锡矿山矿区赋矿围岩、蚀变岩及矿石的 Sr 含量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值具有明显的变化规律,矿区硅化灰岩及矿石中的 w_{Sr} ($5.3 \times 10^{-6} \sim 30.5 \times 10^{-6}$) 明显低于赋矿围岩 ($250.9 \times 10^{-6} \sim 278.8 \times 10^{-6}$), 而其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (0.7118 ~ 0.7279) 远高于其赋矿灰岩 (0.7099 ~ 0.7120, 图 5)。蚀变灰岩与矿石中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 明显增加, 表明成矿流体应为一种富 ^{87}Sr 的热水溶液。

湘中地区晚古生代的沉积盖层十分发育, 厚度可达 6 km 以上, 该套地层以海相碳酸盐岩为主, 夹有少量细碎屑岩。由于古海洋中的锶同位素分布相当均一, 且海水中碳酸盐矿物沉淀时未发生明显的同位素分馏, 故海相碳酸盐的锶同位素组成具有全球对比意义 (Veizer, 1989)。已有的研究表明, 泥盆系海相碳酸盐的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7078 ~ 0.7086 (Veizer, 1989; 卢武长等, 1994)。所以高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的成矿流体中锶不可能来自湘中盆地的沉积盖层碳酸盐, 锡矿山矿区泥盆系灰岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值明显偏高, 这暗示矿区灰岩可能发生了隐性蚀变 (虽然岩石的化学成分发生了改变, 但在肉眼下不易识别) (彭建

图 5 锡矿山矿床岩石、矿石及方解石的 $w_{\text{Sr}}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 关系图 (根据彭建堂等, 2001 数据绘制)Fig. 5 w_{Sr} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram of rock, ore and calcite from the Xikuangshan deposit

堂,2001)。锡矿山矿区有煌斑岩脉出露,但规模较小,煌斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值小于 $0.7106 \sim 0.7113$,明显小于蚀变岩与矿石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,因此流体中的 Sr 也不可能来自脉岩(彭建堂,2001)。

湘中盆地基底主要为一套浅变质的碎屑岩。已有的研究表明,该套碎屑岩中板溪群的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值可达 $0.7131 \sim 0.7287$ ^①,在该区锑成矿时,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 校正值约为 $0.7127 \sim 0.7261$,具备提供高放射性成因 Sr 的潜力,因此成矿流体很可能来自基底碎屑岩。在许多 MVT 型矿床中,成矿流体中的 Sr 也主要由基底碎屑岩提供(Kesler et al., 1988; Kessen et al., 1981; Lange et al., 1983; Medford et al., 1983)。

3.2 铅同位素

基底地层 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围很大,且地层越老,其放射性成因铅含量越高(图6)。

龙山矿床方铅矿与辉锑矿的3组铅同位素组成分别为 $16.992 \sim 17.864$ 、 $15.392 \sim 15.561$ 、 $37.586 \sim 38.476$;与震旦系地层(3组铅同位素组成分别为 $17.566 \sim 17.823$ 、 $15.430 \sim 15.568$ 、 $37.988 \sim 38.710$)的铅同位素组成相似;锡矿山矿床辉锑矿的3组铅同位素组成($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)分别为 $17.851 \sim 18.784$ 、 $15.478 \sim 15.792$ 、 $37.923 \sim 39.424$,明显比龙山矿床富含放射性成因铅(曾允孚,1993;梁华英,1989;刘海臣等,1994)。

锡矿山矿床矿石的铅同位素组成之所以比龙山矿床高,很可能是由于龙山矿床的矿石铅直接来源于赋矿层位——震旦系板岩;而锡矿山矿床的矿石铅样品点都落在基底地层变化范围内,其平均值也与基底地层平均值相似,这表明其成矿物质很可能来源于基底地层(震旦系、板溪群、冷家溪群)的混合。

4 结 论

4.1 Sb, Au 等成矿物质来源

前文(马东升等,2002)从微量元素的角度证实了 Sb, Au 等成矿物质主要来源于基底碎屑岩,本文论述的同位素地球化学特征也同样证实了这一点。

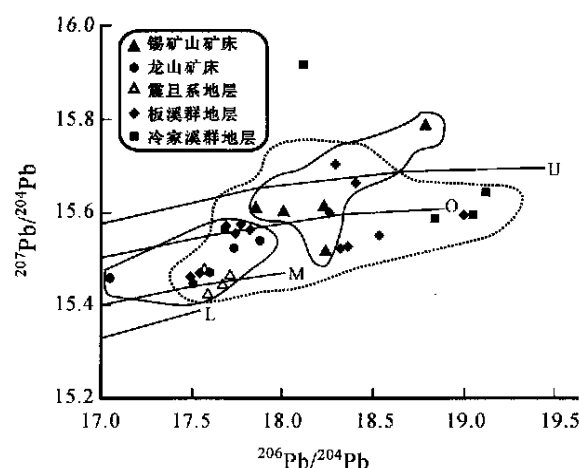


图6 湘中锑(金)矿床矿石与基底地层铅同位素组成(锡矿山矿床数据据曾允孚,1993;龙山矿床与震旦系数据据梁华英,1989;板溪群与冷家溪群数据据刘海臣等,1994) U为上地壳铅演化线;O为造山带铅演化线;M为地幔铅演化线;L为下地壳铅演化线

Fig. 6 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of ore and strata from central Hunan basin

(Data of Xikuangshan deposit from Zeng, 1993; data of Longshan deposit and Sinian rock from Liang, 1989; data of Banxi and Lengjiaxi group rocks from Liu et al., 1994)

U—Upper crust Pb curve; O—Orogen Pb curve; M—Mantle Pb curve; L—Lower crust Pb curve

(1) 蚀变板岩与矿区石英脉氧同位素组成明显比基底碎屑岩低,表明蚀变矿化过程中基底碎屑岩与大气降水进行了水-岩交换反应。

(2) 铅同位素地球化学研究表明:龙山矿床的3组铅同位素组成与其赋矿地层——震旦系板岩的3组铅同位素组成具有一致的变化范围与平均值,显示它们铅源的一致性;而锡矿山矿床矿石铅样品点都落在基底地层变化范围内,其平均值也与基底地层平均值相似,这表明其成矿物质很可能来源于基底地层(震旦系、板溪群、冷家溪群)的混合。

(3) 锶同位素研究表明:锡矿山矿区硅化灰岩、矿石及热液方解石中较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值,要求有基底或沉积碎屑岩中壳源硅酸盐的参与。而湘中碎屑岩中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值较高,表明成矿流体中的 Sr 可能主要来源于基底碎屑岩。

4.2 碳、硫等矿化剂来源

虽然产在盆地中泥盆系中的锑矿床与产在盆地

① 湖南省区域地质调查所, 1995. 湖南新元古代板溪群. 科研报告.

边缘基底地层中的锑金矿床 Sb, Au 等成矿物质来源一致(均来源于基底碎屑岩),但其碳、硫等矿化剂来源存在着差异。

锡矿山矿床矿石中的碳除了早期有深部岩浆来源的碳($\delta^{13}\text{C}$ 为 $-7\text{‰} \sim -6.1\text{‰}$)外,主要来源于赋矿地层(碳酸盐)与成矿流体的水-岩交换作用($\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-0.9\text{‰} \sim -2.1\text{‰}$)(表2);而龙山锑金矿床石英中流体包裹体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-7.5\text{‰} \sim -7.8\text{‰}$,平均 -7.7‰ (潘家永,2001),具有岩浆去气作用形成的碳同位素的特征(Taylor, 1986)。

矿石与断裂带中有机碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值为 $-24.2\text{‰} \sim -27.2\text{‰}$,明显低于湘中盖层中石炭系与二叠系煤的有机碳 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值($-22.7\text{‰} \sim -23.4\text{‰}$),而高于前泥盆系基底黑色页岩与硅质岩的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值($-30.0\text{‰} \sim -34.9\text{‰}$)。表明成矿流体中很可能有基底有机碳的参与。

硫同位素特征表明锡矿山矿床的硫很可能来源于基底碎屑岩;而龙山矿床的硫化物组成变化范围小,且平均值接近零,其矿石中的硫很可能主要来源于深部的岩浆作用。

之所以产在盆地边缘的基底地层中的锑金矿床的碳、硫等矿化剂主要来源于岩浆作用,可能是因为这些矿床靠近岩浆岩,岩浆的去气作用为这些矿床提供了碳、硫等矿化剂;而盆地中的锡矿山矿床远离岩浆岩,成矿热液与岩石发生了充分的水-岩交换反应,从而将岩石(包括基底地层与盖层)中的碳、硫萃取出来到成矿溶液中。

4.3 成矿流体来源

矿区蚀变灰岩及热液蚀变脉的 $\delta^{18}\text{O}$ 明显比未蚀变岩石的低,表明成矿流体为低 ^{18}O 的流体;矿物流体包裹体氢、氧同位素分布特征显示,锡矿山矿床、龙山矿床及区域地层的大部分样品投点都落在 $100 \sim 200\text{℃}$ 之间的大气降水与围岩交换的演化曲线之间,且 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩}}$ 值较小($0.05 \sim 0.1$),表明成矿流体与区域流体主要为大气降水。

References

- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz in dilute hydrothermal solutions[J]. Chem. Geol., 8: 102 ~ 122.
- Jiang Z Y, Wei L M and Chen M Y. 1990. Sulfur isotope study of sulfides from sedimentary strata and strata-bound deposits in Hunan, Guangdong and Guangxi of Southern China[J]. Geochimica, 19(2): 117 ~ 126 (in Chinese with English abstract).
- Kessler S E, Jones L M and Ruiz J. 1988. Strontium isotope geochemistry of Mississippi Valley-type deposits, East Tennessee: Implication for ages and sources of mineralizing brines[J]. Geol. Soc. Am. Bull., 100: 1300 ~ 1307.
- Kessen K M, Woodruff M S and Grant N K. 1981. Gangue mineral $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and the origin of Mississippi Valley-type mineralization[J]. Econ. Geol., 76: 913 ~ 920.
- Lange S, Chaudhuri S and Clauer N. 1983. Strontium isotope evidence for the origin of barites and sulfides from the Mississippi Valley-type ore deposits in Southeast Missouri[J]. Econ. Geol., 78: 1255 ~ 1261.
- Liang H Y. 1989. Study on ore source of the Longshan Au-Sb deposit [J]. Mineral Deposits, 8(4): 39 ~ 47 (in Chinese with English abstract).
- Liang H Y. 1991. Geochemical study on fluid inclusions and ore genesis of the Longshan Au-Sb deposit[J]. Geochimica, 20(4): 342 ~ 350 (in Chinese with English abstract).
- Liu H C. 1994. Study on age of Banxi Group and Lengjiayi Group in western Hunan[J]. Chinese Sci. Bull., 39(2): 148 ~ 150 (in Chinese with English abstract).
- Liu H P, Zhang Y N and Hu W Q. 1985. A discuss on ore genesis of the Xikuangshan Sb deposit in Hunan[J]. Hunan Geol., 4(1): 28 ~ 39 (in Chinese with English abstract).
- Lu W C, Cui B Q, Yang S Q, et al. 1994. Isotope stratigraphic curves of Devonian marine carbonates in Ganxi profile[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 12(3): 12 ~ 19 (in Chinese with English abstract).
- Ma D S, Pan J Y, Xie Q L, et al. 2002. Ore source of Sb(Au) deposits in central Hunan: I. Evidence of trace elements and experimental geochemistry[J]. Mineral Deposits, 21(4): 366 ~ 376 (in Chinese with English abstract).
- Medford G A, Maxwell R J and Armstrong R L. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios measurements on sulfides, carbonates and fluid inclusions from Pine Point, Northwest Territories Canada: An $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio increase accompanying the mineralization process[J]. Econ. Geol., 78: 1375 ~ 1378.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Econ. Geol., 67: 551 ~ 578.
- Ohmoto H. 1986. Stable isotopes geochemistry of ore deposits[A]. In: Valley J W, ed. Stable isotopes in high temperature geological processes[C]. Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. Am. 16: 491 ~ 559.
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. J. Chem. Phys., 51: 5547 ~ 5558.
- Pan J Y. 2001. Geochemical characteristics and metallogenic regularity of Sb(Au) deposits Central Hunan[R](Report of postdoctor). Supervisor: Ma D S. Nanjing: Nanjing University(in Chinese).
- Peng J T and Hu R Z. 2000. C and O isotope systematics in the Xikuangshan superlarge antimony deposit, Central Hunan[J]. Geol. Rev., 47(1): 34 ~ 41 (in Chinese with English abstract).

- Peng J T, Hu R Z, Dong H L, et al. 2001. Strontium isotope geochemistry of the Xikuangshan antimony deposit, Central Hunan[J]. *Geochimica*, 30(3): 248 ~ 256 (in Chinese with English abstract).
- Rye R O and Ohmoto H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review[J]. *Econ. Geol.*, 69: 826 ~ 842.
- Shi M K, Fu B Q, Jin X X, et al. 1994. Xiangzhong Sb deposits[M]. Changsha: Hunan Sci. Pub. House. 1 ~ 150 (in Chinese).
- Suzuoki T and Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 40: 1229 ~ 1240.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S [A]. In: *Stable isotopes in high temperature geological processes* [C]. Reviews in Mineralogy. Mineral. Soc. Am. 16: 185 ~ 226.
- Taylor H P Jr. 1977. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 177 ~ 210.
- Veizer J. 1989. Strontium isotopes in seawater through time[J]. *Ann. Rev. Planet. Sci.*, 17: 141 ~ 167.
- Wen G Z, Wu Q, Liu H W, et al. 1993. Primary study on ore controlling regularities and metallogenic mechanism of Xikuangshan giant Sb deposit[J]. *Geology and Prospecting*, 29(7): 20 ~ 27 (in Chinese with English abstract).
- Yang S Q. 1986. Ore genesis and ore-forming regularity of antimony deposits in Hunan[J]. *Hunan Geol.*, 5(4): 12 ~ 25 (in Chinese with English abstract).
- Yi J B and Shan Y H. 1994. A new understanding on ore genesis of the Xikuangshan Sb deposit: control of extensional structure on the superlarge Sb mineralization[J]. *Hunan Geol.*, 13(3): 147 ~ 151 (in Chinese with English abstract).
- Zen C F, Zhang J Q, Liu W J, et al. 1993. Devonian lithofacies and paleogeography and metallogenism Southern China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 83 ~ 89 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L G. 1985. Stable isotopes and their significances in earth sciences [M]. Xi'an: Shaanxi Sci. Techn. Pub. House. 23 ~ 250 (in Chinese).
- Zhang L G. 1989. Diagenetic and metallogenic theory and metallogenic regularity[M]. Beijing: Beijing Industr. Univ. Pub. House. 121 ~ 123 (in Chinese).
- Zheng Y F and Chen J F. 2000. Geochemistry of stable isotopes[M]. Beijing: Sci. Pub. House. 175 ~ 182 (in Chinese).
- Zou T X. 1988. Geochemical characteristics and metallogenic mechanism of Xikuangshan Sb ore field in Hunan[J]. *Bull. Guilin Metal. & Geol. College*, 8(3): 187 ~ 195 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 蒋治渝, 韦龙明, 陈民扬. 1990. 湘桂粤地区古环境与地层中硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 的演化关系初论[J]. *地球化学*, 19(2): 117 ~ 126.
- 梁华英. 1989. 龙山金锑矿床成矿物质来源研究[J]. *矿床地质*, 8(4): 39 ~ 47.
- 梁华英. 1991. 龙山金锑矿床成矿流体地球化学和矿床成因研究[J]. *地球化学*, 20(4): 342 ~ 350.
- 刘海臣. 1994. 湘西板溪群及冷家溪群的时代研究[J]. *科学通报*, 39(2): 148 ~ 150.
- 刘焕品, 张永龄, 胡文清. 1985. 湖南省锡矿山锑矿床的成因探讨[J]. *湖南地质*, 4(1): 28 ~ 39.
- 卢武长, 崔秉奎, 杨绍全, 等. 1994. 甘溪剖面泥盆纪海相碳酸盐岩的同位素地层曲线[J]. *沉积学报*, 12(3): 12 ~ 19.
- 马东升, 潘家永, 解庆林, 等. 2002. 湘中锑(金)矿床成矿物质来源: I. 微量元素地球化学证据[J]. *矿床地质*, 21(4): 366 ~ 376.
- 潘家永. 2001. 湘中锑金矿床地球化学特征及成矿机制[D] [博士后出站报告]. 导师: 马东升. 南京: 南京大学.
- 彭建堂, 胡瑞忠. 2000. 湘中锡矿山超大型锑矿床的 C、O 同位素体系[J]. *地质论评*, 47(1): 34 ~ 41.
- 彭建堂, 胡瑞忠, 邓海琳, 等. 2001. 湘中锡矿山锑矿床的锑同位素地球化学[J]. *地球化学*, 30(3): 248 ~ 256.
- 史明魁, 傅必勤, 靳西祥, 等. 1994. 湘中锑矿[M]. 长沙: 湖南科学出版社. 1 ~ 150.
- 文国璋, 吴强, 刘汉元, 等. 1993. 锡矿山超大型锑矿床控矿规律及形成机理初步研究[J]. *地质与勘探*, 29(7): 20 ~ 27.
- 杨舜全. 1986. 湖南省锑矿成因及找矿方向探讨[J]. *湖南地质*, 5(4): 12 ~ 25.
- 易建斌, 单业华. 1994. 锡矿山锑矿床成因新解——论伸展构造对超大型锑成矿的控制作用[J]. *湖南地质*, 13(3): 147 ~ 151.
- 曾允孚, 张锦泉, 刘文均, 等. 1993. 中国南方泥盆纪岩相古地理与成矿作用[M]. 北京: 地质出版社. 83 ~ 89.
- 张理刚. 1985. 稳定同位素在地质科学中的应用[M]. 西安: 陕西科学技术出版社. 23 ~ 250.
- 张理刚. 1989. 成岩成矿理论与找矿[M]. 北京: 北京工业大学出版社. 121 ~ 123.
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社. 175 ~ 182.
- 邹同熙. 1988. 湖南锡矿山锑矿田的地球化学特征与成矿机理[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 8(3): 187 ~ 195.

Ore Sources of Sb(Au) Deposits in Central Hunan: II. Evidence of Isotopic Geochemistry

MA DongSheng¹, PAN Jia Yong¹, XIE QingLin²

(1 State Key Lab. for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 Guilin Technology College, Guilin 541000, Guangxi, China)

Abstract

Central Hunan area is a world-famous area for Sb (Au) mineralization. This paper has systematically studied carbon, hydrogen, oxygen, sulfur, lead and strontium isotopic geochemical characteristics of Sb (Au) deposits in central Hunan and discussed sources of ore-forming metals and ore-forming fluids. The researches show that the ore-forming metals such as Sb and Au came from basement clastics, while the ore-forming fluids were mainly derived from meteoric water.

Key Words: geochemistry, isotope, ore source, Sb (Au) ore deposits, central Hunan area

2002 年地质地理类期刊影响因子排名*

序号	刊名	影响因子	总排序	序号	刊名	影响因子	总排序	序号	刊名	影响因子	总排序
1	地质学报	1.816	4	19	土壤学报	0.758	65	37	地理科学	0.473	206
2	地理学报	1.493	5	20	岩石力学与工程学报	0.729	68	38	土壤	0.471	210
3	冰川冻土	1.469	6	21	第四纪研究	0.693	77	39	海洋地质与第四纪地质	0.466	213
4	中国科学 D	1.278	13	22	高校地质学报	0.691	78	40	沉积学报	0.463	217
5	地质论评	1.249	14	23	遥感学报	0.655	88	41	西北地质	0.462	218
6	矿床地质	1.047	21	24	地球科学进展	0.640	95	42	中南工业大学学报	0.411	267
7	岩石学报	1.035	23	25	湖泊科学	0.612	105	43	东北大学学报	0.403	276
8	地学前缘	1.028	24	26	海洋学报	0.587	113	44	青岛海洋大学学报	0.350	335
9	地理研究	0.975	27	27	岩石矿物学杂志	0.564	127	45	大地构造与成矿学	0.346	339
10	古地理学报	0.953	29	28	环境科学学报	0.554	137	46	南京大学学报	0.338	353
11	地理科学进展	0.888	38	29	自然灾害学报	0.519	157	47	现代地质	0.325	378
12	海洋与湖沼	0.866	41	30	地球学报	0.515	162	48	石油与天然气地质	0.322	386
13	环境科学	0.797	56	31	岩土工程学报	0.515	162	49	海洋科学	0.317	396
14	地质科学	0.791	57	32	环境科学研究	0.512	165	50	岩土力学	0.307	421
15	地球物理学报	0.787	59	33	自然科学进展	0.504	175	51	地质科技情报	0.303	433
16	地球化学	0.783	60	34	地球科学	0.502	176	52	工程地质学报	0.298	442
17	中国环境科学	0.772	62	35	岩矿测试	0.500	178	53	非金属矿	0.275	496
18	科学通报	0.764	64	36	矿物学报	0.475	203	54	矿物岩石	0.262	525

* 摘自中国科学技术信息研究所“中国科技期刊引证报告(2002年版)”。总排序为在1447种科技期刊中的排序。