

月山地区铜成矿作用的同位素地球化学研究*

周涛发 岳书仓

(合肥工业大学, 合肥)

提 要: 月山地区矽卡岩型和热液脉型铜矿床氢、氧、硫、铅、碳和硅同位素组成及演化的特征显示,区内具工业价值铜矿床的成矿物质主要由闪长质岩浆经熔-流分离作用提供,主要成矿阶段的成矿热液以(广义)岩浆水为主,成矿中晚期大气降水混入量逐渐增多,三叠系和部分前三叠系提供了部分硫源和少量成矿物质。

主题词: 同位素地球化学 成矿作用 铜矿床 安徽月山

月山地区位于安徽省安庆市附近(图1),是长江中下游矿化密集区的重要组成部分。该区的地质研究程度较高,但对铜矿床成因,尤其是成矿物质的认识仍存在多种观点。本文在前人研究基础上,通过对区内典型铜矿床的稳定同位素地球化学研究,讨论和确定铜矿床的成矿物质来源及成矿作用。

1 矿床地质特质

月山地区地层出露齐全,赋矿地层主要为三叠系的月山组和南陵湖组,由白云岩、灰岩、角砾状灰岩(膏盐层)等组成。与铜成矿作用有关的岩体主要为月山岩体、总铺岩体和五横岩体(图1),岩性为闪长岩、石英二长闪长岩和石英闪长岩等,属燕山早期岩浆活动产物。岩体和矿床的分布受北东向和近东西向两组断裂控制。铜矿床主要有两个类型:矽卡岩型铜(铁)矿床和热液脉型铜、钼、(铜、锌、金)矿床(点),其中具工业价值的铜矿床基本上集中分布于月山岩体的东支和北支一带,产于岩体与三叠系接触带中或岩体内部,如矽卡岩型安庆铜矿床(AQ)和热液脉型铜牛井铜、钼矿床(TL);在总铺岩体和五横岩体一带分布有铜、(铅、锌、金)矿床(点),代表矿点如菜瓜山矿点(CG)和严家老

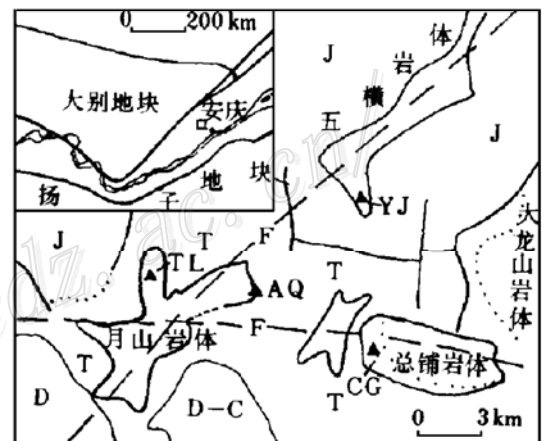


图1 月山地区地质简图

D—泥盆系;C—石炭系;T—三叠系;J—侏罗系;
F—基底断裂;AQ—安庆铜矿床;TL—铜牛井铜(钼)
矿床;CG—菜瓜山铜矿点;YJ—严家老屋铜矿点
Fig. 1. Geological sketch map of Yueshan
area.

D—Devonian; C—Carboniferous; T—Triassic; J—
Jurassic; F—Basement fault; AQ—Anqing copper
deposit; TL—Tongniujing copper (molybdenum)
deposit; CG—Caiguashan copper ore spot; YJ—Ya-
njialaowu copper ore spot.

* “攀登”项目(30-12)及国家教委博士点基金项目(9235902)资助

周涛发,男,1963年生,博士,副教授,从事岩石学、矿床学和地球化学方面的教学和科研工作。邮政编码:230009
1995-11-7 收稿;1996-5-7 修改回

屋矿点(YJ)(图1)。

矽卡岩型铜矿床的成矿作用分为两期五个阶段:矽卡岩期,由早期矽卡岩阶段、磁铁矿阶段和脉状矽卡岩阶段组成;石英-硫化物期,包括石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段。热液脉型铜矿床的成矿作用可分为氧化物阶段、石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段。

2 同位素组成特征及讨论

2.1 氢、氧同位素

月山地区代表性矿床的氢、氧同位素测试结果如表1所示。通过计算,得出相关成矿阶段成矿流体的氢、氧同位素组成为:矽卡岩型矿床中矽卡岩早阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $7.4\text{‰}\sim 10.0\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 -68‰ ;磁铁矿阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 $8.0\text{‰}\sim 12.4\text{‰}$;石英-硫化物阶段的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为 4.0‰ ,

表1 月山地区铜矿床氢、氧同位素组成(‰)

Table 1. Hydrogen and oxygen isotopic composition of copper deposits in Yueshan area

矿床		样号	矿物	形成温度(°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$	
矽卡岩型	早矽卡岩阶段	Y079-22	石榴石	524	6.6	8.4	-68	
		Tz0-14	石榴石	530	6.1	8.0		
		Tz0-26	石榴石	482	5.7	7.4		
		Tz0-15	透辉石	560	6.0	8.4		
		Tz0-16	方柱石	505	9.6	10.0		
	磁铁矿阶段	Tz0-8			540	2.4	8.3	
		Tz0-9			343	3.6	9.5	
		Tz0-10			575	2.3	8.0	
		Tz0-17			518	3.6	9.6	
		Tz0-18			567	5.0	10.8	
		Tz0-19	磁铁矿		562	5.6	11.4	
		Tz0-20			581	4.2	9.9	
		Tz0-21			500	4.3	10.4	
		Tz0-22			528	4.3	10.2	
		Tz0-24			500	6.3	12.4	
		Tz0-25			476	5.8	12.0	
		Tz0-27			472	5.0	11.0	
		石英-硫化物阶段	Yzh-1	石英		324	9.7	4.0
	石英-碳酸盐阶段	Tz0-23	方解石		296	9.4	3.7	
		A340-6			250	9.9	3.1	-65
热液脉型	铜牛井矿床	Y200-16	石英		356	11.9	6.8	-74
		Y200-4	方解石		200	14.7	5.7	
		Y200-17	方解石		150	15.6	3.5	
	菜瓜山矿床	Z43-3	石英		210	13.7	2.6	-70
	严家老屋矿床	W04-4	石英		205	13.8	2.4	-66
	W04-45	菱铁矿		198	13.0	2.8		

注:资料来源:本文和安徽省地矿局326地质队(Tz0样号);测试单位:地矿部矿床地质研究所,仪器型号:MAT251EM。分析精度: $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ 为 $\pm 0.1\text{‰}$; $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (包裹体)为 $\pm 2\text{‰}$ 。形成温度:磁铁矿为爆裂温度,其它为包裹体均一温度。分馏方程:石榴石-水、方柱石-水、磁铁矿-水据 Bottinga (1973);透辉石-水据 Clayton (1983);石英-水据 Clayton (1972);方解石-水据 O'Neil (1969);菱铁矿-水据 Becker (1976)

δD_{H_2O} 为 -78% ; 石英-碳酸盐阶段的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 3.1% ~ 3.7% , δD_{H_2O} 为 -65% (表 1)。热液脉型矿床中, 铜牛井矿床早期石英-硫化物(亚)阶段矿液 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 、 δD_{H_2O} 分别为 6.8% 和 -74% ; 晚期石英-硫化物(亚)阶段和石英-碳酸盐阶段的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 5.7% ~ 3.5% 。菜瓜山矿床和严家老屋矿床矿液的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 、 δD_{H_2O} 分别为 2.6% , -70% 和 2.4% ~ 2.8% , -66% (表 1)。

成矿流体的氢、氧同位素组成既取决于原始介质水氢、氧同位素组成和不同介质水的混合, 又受介质水演化过程中与岩石间的氢、氧同位素交换作用的影响^[1,6]。根据月山地区铜矿床的成矿地质背景, 必须研究下列几种氢、氧同位素演化过程(图 2): ① (初始) 岩浆水与大气降水的混合; ② 岩浆水与闪长岩体的氢、氧同位素交换作用; ③ 岩浆水与沉积岩石的氢、氧同位素交换作用; ④ 大气降水与闪长岩体的氢、氧同位素交换作用; ⑤ 大气降水与沉积岩石的氢、氧同位素交换作用。

初始岩浆水与大气降水混合后热液的氢、氧同位素组成符合简单二元混合^[7], 参与混合作用的端元的氢、氧同位素组成分别为: 月山地区初始岩浆水 $\delta^{18}O = 7.4\%$ ~ 11.9% , $\delta D = -68\%$ ~ -77% ^[2]; 大气降水 $\delta^{18}O = -7.5\%$ ~ 10.0% , $\delta D = -50\%$ ~ -70% ^[1]。混合后形成的热液的氢、氧同位素组成如图 2 中“混合区”所示。

岩浆水与闪长岩体发生同位素交换作用, 形成演化岩浆水, 其氢、氧同位素组成受水/岩比(W/R)和温度的控制, 服从氢、氧同位素的水/岩作用方程^[7], 计算结果如图 2 中点虚线所示。可见, 温度大于 $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 演化岩浆水的 $\delta^{18}O$ 、 δD 较初始岩浆水有所升高, 其中, $W/R > 1$ 时, $\delta^{18}O$ 增高, δD 基本不变; $W/R < 0.1$ 时, $\delta^{18}O$ 不变, δD 升高, 且 W/R 越小, δD 越大。温度在 $600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ~ $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间时, 与初始岩浆水比较, 演化岩浆水的 $\delta^{18}O$ 降低, δD 升高。

岩浆水与沉积岩石之间以及大气降水与闪长岩体之间的同位素交换作用亦遵循水/岩作用方程^[7]。交换结果, 前者形成漂移岩浆水, 其 $\delta^{18}O$ 升高, δD 基本不变, $\delta^{18}O$ - δD 演化趋势如图 2 中实心箭头所示, 结果产生“氧同位素漂移”现象^[6,1]; 后者形成演化大气降水, 在 $150\text{ }^{\circ}\text{C}$ ~ $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 合理温度范围内的 $\delta^{18}O$ - δD 演化关系如图 2 中叉虚线所示, $\delta^{18}O$ 、 δD 皆升高, 升高幅度取决于温度和 W/R。

类似情况, 大气降水与沉积岩石的水/岩作用会产生氧同位素漂移^[6,1], 如图 2 中空心箭头所示, 氧同位素漂移程度取决于温度。

基于上述讨论, 结合铜矿床的氢、氧同位素组成(表 1, 图 2) 及有关矿床地质地球化学特征, 对月山地区主要矿床不同成矿阶段成矿流体的性质及其演化确定如下: 矽卡岩型(安庆)铜

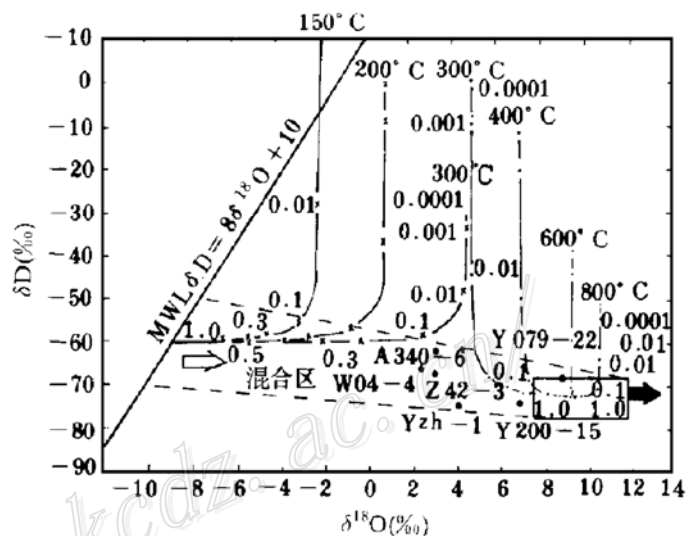


图 2 月山地区部分铜矿床成矿流体成因的氢、氧同位素关系图解

演化曲线上所标数字为水/岩比值(W/R), 各曲线含义见正文说明, 样点说明见表 1

Fig. 2. $\delta^{18}O$ versus δD diagram of ore-forming fluids in major copper deposits of Yueshan area. Numerals on evolution curves refer to water/rock ratios.

矿床矽卡岩阶段成矿热液为(初始)岩浆水及少量演化岩浆水,磁铁矿阶段为岩浆水和部分漂移岩浆水,石英-硫化物阶段和石英-碳酸盐阶段为岩浆水和大气降水的混合,至成矿晚期,大气降水比例急剧增加。热液脉型铜矿床中,铜牛井矿床主要成矿阶段为岩浆水和少量大气降水的混合,晚期大气降水比例增加;菜瓜山矿床和严家老屋矿床为(演化)岩浆水和(演化)大气降水的混合,大气降水的比例较高。由此可见,与月山岩体有关的两类铜矿床的成矿热液以广义的岩浆水为主,即月山地区主要矿床的成矿物质主要是从岩浆水和/或具复杂演化历史的岩浆水中沉淀的,铜的成矿作用以岩浆热液为主,大气降水是次要的。进一步讨论还表明,长江中下游地区大型铜矿床的成矿热液主要为(广义)岩浆水,中、小型矿床为混合热液,当主要成矿阶段大气降水比例达30%以上时,不形成具工业价值的矿化。与月山岩体有关的两类矿床可能为同源岩浆热液系统在不同地质地球化学环境下的演化产物,闪长质岩浆的熔-流分离作用是含矿流体获取的主要机制,岩浆水与流经岩石(地层和闪长岩)的水/岩作用以及大气降水的混入等,是成矿物质沉淀与富集的重要因素。

2.2 硫同位素

月山地区主要铜矿床的硫同位素组成如表2所示。安庆铜矿床的硫同位素值分布离散, $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 $-11.3\text{‰} \sim +19.2\text{‰}$,极差达 30.5‰ ,这在国内外矽卡岩型矿床^[3]中是少见的,而且同种矿物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围也较大(表2)。热液脉型铜矿床的 $\delta^{34}\text{S}$ 多为正值,如铜牛井矿床为 $+8.7\text{‰} \sim +10.0\text{‰}$,菜瓜山矿床和严家老屋矿床分别为 $+8.6\text{‰}$ 和 $+4.2\text{‰}$ (表2)。由于在 $250 \sim 600\text{ }^\circ\text{C}$ 温度范围内,表2中各金属硫化物之间的理论同位素分馏值(Δ)在 $0.15 \sim 0.45$ 之间^[3],结合矿床矿物共生组合特点及成矿物理化学条件可知,矿床成矿热液体系的总硫同位素组成近似于金属硫化物的硫同位素组成。因此,月山地区铜矿床的硫同位素组成特点表明,矿床形成过程中成矿热液体系的总硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}} \approx \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$)是变化的。

表2 月山地区铜矿床的硫同位素组成(‰)

Table 2. Sulfur isotopic composition of copper deposits in Yueshan area

样号	A 400-5	A 400-7	A 153-26	A 250-3	A 250-8	X4	A1	A8	A 150-3	A 10
所测矿物	Po	Cp	Po	Po	Py	Cp	Cp	Cp	Py	Py
$\delta^{34}\text{S}$	-11.3	-11.2	-11.2	-11.2	-10.9	-9.6	-9.5	-9.8	-9.5	-9.1
样号	A 100-5	A 12	X1	A2	Y 117	X6	A 7-x	A 363	X7	A 354
所测矿物	Cp	Py	Cp	Po	Py	Cp	Cp	Py	Pr	Pr
$\delta^{34}\text{S}$	-8.3	-6.7	-6.7	-5.8	-5.3	-4.7	-4.5	-4.7	-4.6	-3.8
样号	A5	Y3	Y 114	A4	A 7-y	A 250-5	A 380-17	X5	A3	Y 200
所测矿物	Py	Po	Pr	Py	Pr	Cp	Cp	Py	Cp	Po
$\delta^{34}\text{S}$	-3.2	-3.7	-0.7	1.0	1.4	1.5	2.3	4.5	6.4	6.1
样号	A 250-1	X2	Y 363	X9	A 250-3	A T-x	TL-1	TL-2	CG	YG
所测矿物	Py	Py	Py	Cp	Po	Po	Cp	Cp	Py	Cp
$\delta^{34}\text{S}$	10.8	11.4	11.8	13.1	18.8	19.2	8.7	10.0	8.6	4.2

注: Cp—黄铜矿;Py—黄铁矿;Po—磁黄铁矿。TL样品为铜牛井矿床;CG样品为菜瓜山矿床;YG样品为严家老屋矿床;其余样品均为安庆铜矿床。同矿床中各样品矿物组合基本相似,样品地质情况参见[2]。测试单位:地矿部矿床地质研究所(仪器型号:MAT230C),分析精度 $\pm 0.2\text{‰}$

$\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 受三种主要因素制约:硫源的硫同位素组成及其变化;成矿过程中物理化学条件(主要是氧逸度)的变化;水/岩作用程度^[8]。研究表明,月山地区铜矿床形成过程中,虽然氧逸度发生了一定的变化,但成矿溶液中占优势的硫离子类型始终以 H_2S 占优势, $\text{SO}_4^{2-}/\text{H}_2\text{S}$ 比值基本不变^[2],且所测样品的矿物共生组合基本一致,因此氧逸度不是引起成矿热液系统 $\delta^{34}\text{S}$ 变化(表 2)的主导因素。本区各种可能硫源的硫同位素组成为:闪长岩类为 3.5‰~4.8‰;前三叠系碎屑沉积岩为-16.7‰~-31.1‰;三叠系含膏盐地层为+25.3‰~+34.4‰。可见,单一硫源不可能形成本区铜矿床的硫同位素组成,两种或两种以上硫源硫的混合才是导致矿床硫同位素组成变化的主导原因。

月山地区硫从硫源地质体转移到成矿热液中存在下列几种可能机理(模型):① 岩浆房中分离出的岩浆热液所携带的岩浆硫;② 高温岩浆热液与已固结的闪长质岩体发生水/岩作用,淋滤出其中部分岩浆硫;③ 岩浆热液与碎屑岩地层和含膏盐地层发生水/岩作用,淋滤出其中部分沉积硫;④ 大气降水在较低温度下与闪长质岩体发生水/岩作用,淋滤出其中部分岩浆硫;⑤ 大气降水在较低温度下与碎屑岩地层及含膏盐地层发生水/岩作用,淋滤出部分沉积硫;⑥ 不同来源(含硫)热液的混合作用,形成混合硫。

岩浆房中由岩浆熔-流分离作用形成的岩浆热液的硫同位素组成(模型①)可据区内闪长质岩浆的硫同位素组成和成岩成矿的物理化学条件,运用热力学方法^[9]计算。结果表明,由 $\delta^{34}\text{S}$ 为 3.5‰~4.8‰的月山岩体闪长质岩浆分离形成的岩浆热液的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 最大变化范围为+1.9‰~+9.0‰。

模型②~⑤的水/岩作用过程中,热液系统的硫同位素组成遵循 $\delta^{34}\text{S}_{\text{系统}} = \sum X_i \cdot \delta^{34}\text{S}$,式中 X_i 为某组分在系统中所占的摩尔分数。计算结果如下:高温岩浆热液与已固结的闪长质岩体发生水/岩作用(模型②),在不同的 $\Delta(\Delta = \delta^{34}\text{S}_{\text{闪长岩}}^{\text{终}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{岩浆水}}^{\text{终}})$ 值和 250~600 °C 合理温度范围内,形成热液体系的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 在 2.6‰~3.8‰之间。岩浆热液与碎屑岩地层发生水/岩作用(模型③,图 3)。热液体系的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 在+3.5‰~-25.5‰之间,极差达 29.0‰;岩浆热液与含膏盐地层发生水/岩作用(模型④,图 4),热液体系的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 为+3.0‰~+17.0‰,极差为 14.0‰。若岩浆热液相继与两类地层发生水/岩作用,则热液体系的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 在-25.5‰~+17.0‰之间,极差达 42.5‰。类似可计算,大气降水分别与闪长质岩石(模型④)、碎屑岩地层及含膏盐地层(模型⑤)发生水/岩作用,热液体系的 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 分别为 0.0‰~3.2‰、-26.2‰~0.0‰和 -6.4‰~+11.8‰。

不同来源热液的混合(模型⑥)形成的混合热液(m)的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_m$)为混合端员 A、B 的硫同位素组成($\delta^{34}\text{S}_A$ 、 $\delta^{34}\text{S}_B$)及硫(或其它组分)的浓度(C_A 、 C_B 、 C_m)的函数: $\delta^{34}\text{S}_m = (C_m - C_B/C_A - C_B) \cdot \delta^{34}\text{S}_A + (C_A - C_m/C_A - C_B) \cdot \delta^{34}\text{S}_B$ 。

根据上述讨论,结合矿床硫同位素组成(表 2)及其它地质地球化学特征,对月山地区铜矿床硫的来源确定如下:安庆铜矿床的硫同位素组成特征可由模型③得到合理解释,即岩浆硫+碎屑岩地层硫+含膏盐地层硫是该矿床的主要硫源,计算显示岩浆硫和两类地层硫所占比例平均约为 78%和 22%;热液脉型铜矿床的硫为岩浆硫和含膏盐地层硫,其中各矿床岩浆硫所占比例为 79%~97.3%不等。

综上所述,月山地区铜矿床,尤其是矽卡岩型铜矿床硫的来源复杂。成矿热液体系中硫的转换与获取机制的复杂性及时空上的差异性,反映了矿床形成和定位过程中,围岩及构造条件

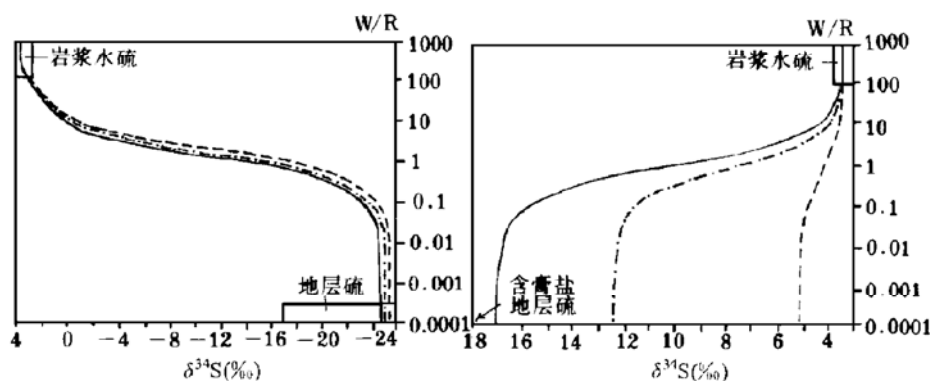


图3 岩浆水与碎屑地层发生水/岩作用后热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 演化曲线(左图)

实线、虚线、点线分别代表 600 °C、400 °C 和 250 °C；岩浆水 $\delta^{34}\text{S}=3.5\text{‰}$ 、
地层 $\delta^{34}\text{S}=-24\text{‰}$

Fig. 3. Sulfur isotope evolutonal curves of fluid system formed by interaction between magmatic water and clastic sedimentary rocks(left).

Solid line, broken line, and dot-and-dash line represent 600 °C, 400 °C and 250 °C respectively; $\delta^{34}\text{S}$ values are 3.5‰ and -24‰ for magmatic water and strata respectively.

图4 岩浆水与含膏盐地层发生水/岩作用后热液 $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ 演化曲线(右图)

实线、虚线、点线分别代表 600 °C、400 °C 和 250 °C；岩浆水 $\delta^{34}\text{S}=3.5\text{‰}$ 、
含膏盐地层 $\delta^{34}\text{S}=+30\text{‰}$

Fig. 4. Sulfur isotope evolutonal curves for fluid system formed by interaction between magmatic water and carbonate rocks that contain gypsum (salt) beds.

Solid line, broken line and dot-and-dash line stand respectively for 600 °C, 400 °C and 250 °C; $\delta^{34}\text{S}$ values are 3.5‰ and +3.0‰ for magmatic water and carbonate rocks that contain gypsum (salt) bed respectively.

对成矿热液系统的演化具深刻影响。除三叠系含膏盐地层外,某些前三叠系碎屑岩地层亦参与了岩浆热液成矿系统的演化,这也可能是长江中下游地区铜矿床产出受地层控制明显、甚至出现“多层楼”格局^[4]的重要原因。

2.3 铅同位素

月山地区主要矿床及有关地质单元的铅同位素组成如表3所示。区内各矿床铅同位素组成差别较大,与月山岩体有关的安庆铜矿床和铜牛井矿床的铅同位素组成相似, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值较低,且与月山岩体的初始岩浆铅同位素组成范围一致,表明矿石铅和岩石铅具亲缘关系,二者来源基本相同。菜瓜山矿床和严家老屋矿床的铅同位素组成与相应岩体——总铺岩体和五横岩体的铅同位素组成有一定差异,矿床铅同位素比值高于区域岩浆初始铅(以月山岩体长石铅代表)同位素组成,表明这些矿床矿石铅来源复杂。

根据区内铜矿床的地质特征及区域成矿地质背景,结合氢、氧、硫同位素研究结果可以确定,闪长质岩浆和三叠纪地层可能是矿床的两个直接和主要铅源。根据各矿床在铅同位素组成图(图5)上的投点可知,安庆铜矿床和铜牛井矿床的矿石铅主要来自闪长质岩浆,菜瓜山和严家老屋矿床为岩浆铅和三叠纪地层铅的混合。但是,单由这两种铅源铅的混合并不能完满解释

各矿床的铅同位素组成(表 3,图 5),还应存在具较高²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 比值的第三种铅源。参考有关储库的铅同位素组成^[10],可以确定前三叠纪地层即为第三种铅源。

表 3 月山地区岩、矿石铅同位素组成

Table 3. Lead isotope composition of rocks and ores from Yueshan area

地质单元	样号	样品	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
安庆铜矿床	A380-17	黄铜矿	18.276	15.612	38.242
铜牛井矿床	Y200-17	黄铜矿	18.104	15.558	38.278
菜瓜山矿床	Z191-17	黄铁矿	18.497	15.880	38.863
严家老屋矿床	W04-7	黄铜矿	18.506	15.800	38.824
月山岩体	Ays-1	全岩	17.990	15.670	38.262
月山岩体	A-32	长石	18.093	15.561	38.073
月山岩体	Aym	长石	17.813	15.520	38.067
总铺岩体	Z191-1	全岩	17.973	15.689	38.329
五横岩体	W-06	全岩	18.108	15.813	38.774
月山组地层	YE-11	全岩	18.514	15.924	39.412

注:由核工业部北京地质研究所测试

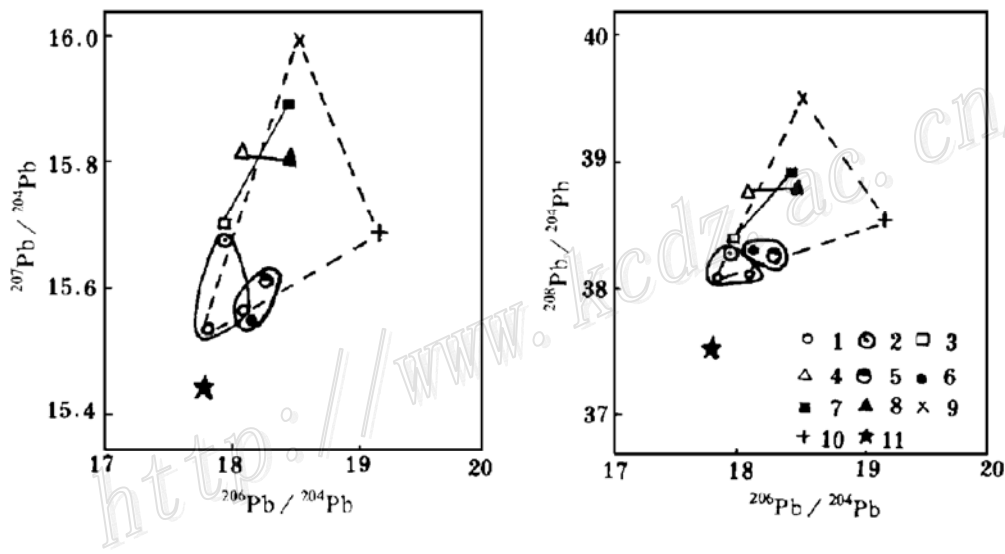


图 5 月山地区矿床铅同位素转换模式图

1—月山岩体长石铅;2—月山岩体岩石铅;3—总铺岩体岩石铅;4—五横岩体岩石铅;5—安庆铜矿床;6—铜牛井矿床;7—菜瓜山矿床;8—严家老屋矿床;9—三叠系;10—前三叠系;11—上地幔

Fig. 5. Lead isotope transformation models of copper deposits in Yueshan area. 1—Feldspar lead of Yueshan rock body; 2—Rock lead of Yueshan rock body; 3—Rock lead of Zongpu rock body; 4—Rock lead of Wuheng rock body; 5—Anqing copper deposit; 6—Tongniujiang deposit; 7—Caiguashan deposit; 8—Yanjialaowu deposit; 9—Triassic strata; 10—Pre-Triassic strata; 11—Upper mantle.

运用上述三种铅源进行模拟,得到月山地区铜矿床三元铅混合模型的数学表达式为:
 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m = -0.1839(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m + 3.2986/^{204}\text{Pb}_m + 2.7679$, 相关系数 $r = 0.9836$, 进一步证明了金属成矿过程中三种铅源的存在。

上述铅同位素成因信息表明,区内与月山岩体有关的两类矿床的成矿金属组分主要来自

闪长质岩浆,少量来自三叠系及前三叠系;与总铺岩体和五横岩体有关的热液脉型矿床的金属成矿物质主要由岩体和三叠系提供,部分来自前三叠系,显示了不同岩体的成矿专属性不同。

2.4 碳、硅同位素

山月地区各矿床成矿中、晚期常出现碳酸盐矿物(组合),对各矿床碳酸盐矿物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 测定结果表明,安庆铜矿床方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-3.3\text{‰} \sim -1.2\text{‰}$,铜牛井矿床方解石 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-3.3\text{‰} \sim -0.9\text{‰}$,严家老屋矿床菱铁矿的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 -1.5‰ 。由于矿物组合主要为方解石(碳酸盐)+石英+黄铁矿,碳酸盐的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 可近似代表碳酸盐矿物沉淀时热液体系的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ZC}}$ 值^[11,3]。另据 Bottinga(1969)^[12]研究,200℃时沉淀的方解石较溶液的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ 值低 0.2‰ ,因此确定区内各矿床碳酸盐矿物沉淀时溶液的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{ZC}}$ 值分别为:安庆铜矿床 $-3.1\text{‰} \sim -1.0\text{‰}$;铜牛井矿床 $-3.1\text{‰} \sim -0.7\text{‰}$,严家老屋矿床 -1.3‰ 。由于岩浆碳的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 为 $-5.0\text{‰} \sim -8.0\text{‰}$,海相碳酸盐的近于零^[9],可见区内各矿床成矿中、晚阶段热液体系中的碳为岩浆碳和地层碳的混合,这与 H、O、S 等同位素研究结果吻合。

为了探讨矿床中硅的来源,测定了有关地质单元岩石和矿物的硅同位素组成($\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}$),结果如表4所示。安庆铜矿床矽卡岩阶段石榴石的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 -0.3‰ ,相当于石英的 $+0.3\text{‰}$ ^[5],该值略高于月山岩体的硅同位素组成,而与沉积地层的硅同位素组成明显不同;石英-硫化物阶段石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 0.2‰ ,亦类似于月山岩体而有别于三叠纪地层。铜牛井矿床硅同位素组成与安庆铜矿相近(表4)。由此可见,与月山岩体有关的两类矿床成矿热液中硅的来源与月山岩体存在成因联系,而与地层关系不大。

月山岩体的硅同位素组成(表4)明显高于玄武质岩浆(-0.4‰)、花岗质岩浆(-0.1‰)及地壳(-0.4‰)^[5],结合硅酸盐熔体演化过程中硅同位素平衡分馏理论^[5],月山岩体的硅同位素组成指示了形成该岩体的母岩浆(碱性玄武质^[2])在地壳环境中发生了结晶分异和同化混染作用。又因在水/岩作用过程中,热液与闪长质岩石反应淋取 SiO_2 一般不产生硅同位素分馏,而岩浆演化晚期产物的 $\delta^{30}\text{Si}$ 常高于早期岩浆演化产物^[5],故与月山岩体有关的两类铜矿床的硅主要来自岩浆演化过程中的熔-流分离作用,而非主要来自地层或闪长岩体本身。

表4 月山地区部分岩、矿物的硅同位素组成

Table 4. Silicon isotopic composition of some rocks and ores from Yueshan area

地质单元	样号	样品	$\delta^{30}\text{Si}_{\text{NBS-28}}(\text{‰})$
安庆铜矿床	Y079-22	石榴石	-0.3
安庆铜矿床	Yzh-1	石英	0.2
铜牛井矿床	Y200-3	石英	0.4
月山岩体	Ays-1	全岩	0.1
月山组地层	YE-11	灰岩	-0.1
铜头尖组地层	A385-1	砂页岩	-0.1

注:由地矿部矿床地质研究所万德芳等测试(仪器型号 MAT-251EM),测试精度 $\pm 0.1\text{‰}$

3 结论

(1) 月山地区具工业价值铜矿床的金属成矿物质和硅主要来自闪长质岩浆,岩浆的熔-流分离作用是成矿物质获取的主要机制。

(2) 铜的成矿作用以岩浆热液为主,当主要成矿阶段大气降水比例达30%以上时,不形成

具工业价值的铜矿化。

(3) 月山地区不同侵入岩的成矿专属性不同,与月山岩体有关的两类铜矿床为同源岩浆热液于不同地质地球化学环境下的演化产物。

(4) 三叠系和部分前三叠纪地层由于矿床定位过程中的水/岩作用,为成矿提供部分硫源和少量成矿物质。

工作中得到安徽省地矿局 326 地质队、安庆铜矿和月山铜矿的大力支持,样品测试得到地矿部矿床地质研究所万德芳等同志的热情帮助,在此深表感谢!

参 考 文 献

- 1 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 西安:陕西科学技术出版社,1985,54~58
- 2 周涛发. 安徽月山地区闪长岩类及铜矿床的地球化学研究. 博士学位论文. 合肥:合肥工业大学,1993
- 3 沈渭洲,黄耀生编. 稳定同位素地质. 北京:原子能出版社,1987,210~219
- 4 常印佛,刘湘培,吴言昌. 长江中下游铜铁成矿带. 北京:地质出版社,1991,217~228
- 5 丁悌平,蒋少涌等. 硅同位素地球化学. 北京:地质出版社,1994,51~56
- 6 Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ Geol.*, 1974, 6:843~883
- 7 Yue Shucang, Lai Xingyong, Xu Xiaochun. Tin and tungsten deposits in eastern Guangdong province, China—discussions based on fluids inclusions and isotopes. *Scientia Geologica Sinica*, 1995, 20:221~237
- 8 Fu M, Changkakoti et al. An oxygen, hydrogen, sulfur, and carbon isotope study of carbonate-replacement (skarn) tin deposits of the Dachang tin field, China. *Econ Geol.*, 1991, 1683~1703
- 9 Ohmoto H, Ray R O. Isotope of sulfur and carbon. In: Barnes H L, ed. *Geochemistry of Hydrothermal Deposits* (2nd edition). 1979, 509~567
- 10 Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—The model. *Tectonophysics*, 1981, 75:135~162
- 11 Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits. *Econ Geol.*, 1972, 67:551~578
- 12 Bottinga Y. Carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, 5:301

ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF COPPER MINERALIZATION IN YUESHAN, ANHUI

Zhou Taofa and Yue Shucang

(Department of Resources and Environmental Sciences, Hefei University of Technology, Hefei 230009)

Key words: isotope geochemistry, mineralization, copper deposit, Yueshan area

Abstract

The Yueshan area in Anhui Province is an important part of the concentrated mineralization area in the Middle and Lower Yangtze Valley. There are two types of copper deposits in Yueshan area: skarn copper deposits and hydrothermal vein ones.

Based on the five models of $\delta^{18}\text{O}$ - δD isotope evolutionary mechanism proposed by this

study and the hydrogen and oxygen isotope compositions of each mineralization stage of the two types of copper deposits, it is concluded that the ore-forming materials of the major ore deposits precipitated from magmatic water and/or magmatic waters with a complex evolutionary history such as shifted or evolutionary magmatic water. The two types of copper deposits are the products of the comagmatic hydrothermal system that evolved in different geochemical environments. The ore-forming solutions of the large-size copper deposits in the Middle and Lower Yangtze Valley were mainly derived from magmatic waters, and those of the small to medium ones seemed to be mixed solutions of magmatic and meteoric waters. It is suggested that when the proportion of meteoric water exceeds 30%, there will be no mineralization of industrial value.

The $\delta^{34}\text{S}$ values of the skarn ore deposits and the vein deposits are $-11.25\text{‰} \sim +19.74\text{‰}$ and $+4.2\text{‰} \sim +8.7\text{‰}$, respectively. The varying disequilibria of the solutions were caused by the variation in sulfur isotope composition of the sources and the extent of water-rock interaction instead of by the change in physicochemical conditions. This paper proposes for the first time six models for the transferring of sulfur from sources into hydrothermal solutions. The results suggest that sulfur of skarn ore deposits was from magma (78%), pre-Triassic clastic sedimentary rocks and Triassic carbonate strata that contain gypsum (salt) beds, whereas sulfur of the vein deposits was from magma (79%~97.7%) and carbonate strata with gypsum (salt) beds. The mixing was caused by water-rock interaction.

The regional lead mixing model of the copper deposits in Yueshan can be mathematically expressed as $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m = -0.1839(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_m + 3.2986/^{204}\text{Pb}_m + 2.7679$ ($r = 0.9836$). The two types of copper deposits related to the Yueshan intrusion contain mixture of magmatic lead, upper crustal lead and Triassic sedimentary lead, whereas the vein ore spots related to the Zongpu and the Wuhen intrusions have lead from magma, sedimentary rocks and the upper crustal units.

Studies on $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{30}\text{Si}$ of these copper deposits give similar conclusions.

It is concluded that the ore-forming materials in Yueshan mainly came from the dioritic magma through melt-fluid partition. Triassic and pre-Triassic strata provided some sulfur and a small amount of ore-forming materials, and the water-rock interaction played an important role in copper mineralization.