安徽铜陵凤凰山铜矿床成矿流体特征研究

瞿泓滢,裴荣富,王浩琳,李进文,王永磊,梅燕雄

中国地质科学院矿产资源研究所,国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室,北京,100037

内容提要:本文以凤凰山砂卡岩型铜矿床为例,通过对成矿流体特征研究以及碳、氢、氧、硫、铅同位素分析,探 讨成矿流体性质、成矿流体来源以及成矿物质来源。凤凰山铜矿床透辉石、石榴子石、石英和方解石中普遍发育流 体包裹体,其类型为液体包裹体、气体包裹体和 H₂O—CO₂ 三相包裹体。气液固相成分的激光拉曼探针分析,流体 包裹体液相以 H₂O 为主,气相以为 CO₂、H₂O、N₂、CH₄ 为主。流体包裹体的均一温度和盐度显示成矿流体演化经 历了的 3 个不同阶段,反应了成矿流体从高温度、高盐度向低温度、低盐度的持续演化过程,与成矿作用阶段基本对 应,降温、流体沸腾是导致流体中巨量铜元素卸载的主要因素。石英和方解石中的氢、氧同位素组成表明成矿流体 以岩浆热液为主,成矿晚期混有少量大气降水。黄铁矿中的硫同位素(1.8%~2.9%)具有幔源硫的特征。方铅矿中 的铅同位素具有岩浆热液特征,表明凤凰山铜矿床中成矿元素来自上地幔。

关键词:流体包裹体;碳、氢、氧、铅稳定同位素;砂卡岩;凤凰山铜矿床;安徽

铜陵位于长江中下游中部,是中国最重要的有 色金属基地之一,绝大多数铜多金属矿床与燕山期 中酸性侵入岩有关。该矿集区地质矿产勘查和地质 科研工作都具有较长的历史,前人在矿床地质特征、 成矿作用、成矿预测和岩石地球化学特征、岩体演 化、成岩时代、成岩机制以及矿田构造、变形特征等 方面做了大量而深入的研究工作。邢凤鸣等 (1996a,b)、唐永成等(1998)提出本区侵入岩应属幔 源高钾碱性玄武岩经 AFC 混合过程形成的高钾钙 碱性系列;王彦斌等(2004)首次应用锆石 SHRIMP 定年方法对与成矿有关的小铜官山主要侵入岩体进 行了年龄测定,认为幔源岩浆底侵作用的时间发生 在早白垩世(133~143 Ma)。关于矿床成因的研 究,郭文魁(1957,1963)、郭宗山(1957)根据铜陵矿 集区矿床与侵入岩体的时空关系,将其归为与中酸 性岩浆侵入活动有关的矽卡岩型矿床。凤凰山铜矿 床是铜陵矿集内最典型的矽卡岩型铜矿床之一,前 人对于凤凰山铜矿床其成矿流体的研究并不是很系 统、全面,本文以凤凰山铜矿床为例,重点研究了含 矿层位砂卡岩矿物、含硫化物石英脉、方解石脉中的 流体包裹体特征和石榴子石、石英、方解石的碳、氢、 氧稳定同位素组成以及黄铜矿、黄铁矿中的硫同位 素、方铅矿中的铅同位素组成,以期完善该区的成矿 流体研究,为矿床成因提供证据,对于将来找矿有指导性意义。

1 地质背景

安徽铜陵地区是长江中下游成矿带上重要的 Cu—Au—Fe—Mo 矿床富集区。该矿集区地处扬 子地块与华北地块之间的下扬子印支期隆褶带东南 部的马鞍山一贵池隆褶中段,其北西侧以郯庐断裂 带和襄樊一广济断裂带为界与大别地块、北淮阳褶 皱带和华北板块为邻,南侧为江南古陆、以东至一青 阳一广德为界,是一个相对独立的菱形隆起地块,地 质演化历经前南华纪基底形成阶段、南华纪一中三 叠世盖层形成阶段和晚三叠世—新生代的板内变形 阶段(翟裕生等,1992)。区内岩体呈岩株(铜官山、 凤凰山、新桥头)、岩床(瑶山、缪家)和岩墙(狮子山) 状沿铜陵-沙滩角东西向断裂岩浆带呈串状分布, 并形成与侵入岩相关的凤凰山、铜官山、狮子山、新 桥和沙滩角5大矿田。凤凰山矿田位于大别山造山 带与江南地块间下扬子台凹内贵池一繁昌褶皱断束 的中段,铜陵市东南约 35 km 的新屋里岩体西侧, 东西向沙溪一铜陵基底隐伏断裂与凤凰山复式向斜 交汇部位。凤凰山、铁山头、宝山陶、仙人冲、清水 塘、江家冲铜矿床沿岩体接触带产出。本文研究区

收稿日期:2010-03-11;改回日期:2010-10-19;责任编辑:章雨旭。

注:本文为中国地质调查局危机矿山项目"铜陵市凤凰山铜矿深部岩石地球化学找矿预测"(编号 200799093)的成果。

作者简介:瞿泓滢,女,1978年生。主要从事大比例尺成矿预测研究。通讯地址:100037,中国地质科学院矿产资源研究所金属室;Email: hongyingqu@126.com。



Fig. 1 Sketch geological map of the Fenghuanshan Cu deposit(modified from the No. 321 Geological Party®)

凤凰山铜矿床是矿田内规模最大的铜矿床。

凤凰山铜矿床赋存于新屋里岩体与三叠系的和 龙山组、南陵湖组灰岩间的接触带上。矿区内出露 地层为志留系、泥盆系、石炭系、二叠系、三叠系以及 第四系。志留系地层出露于矿区的西北部和东北 部,自下而上分别为高家边组、坟头组和茅山组。上 泥盆统五通组出露于矿区的西北部和东南部。石炭 系为滨海台地相碳酸盐岩沉积,与下伏地层呈假整 合接触,出露于凤凰山复式向斜两翼。二叠系自下 而上由栖霞组、孤峰组、龙潭组和大隆组组成。三叠 系出露于矿区中心部位,自下而上由下三叠统殷坑 组、和龙山组、南陵湖组和中三叠统东马鞍山组、月 山组组成,其中和龙山组和南陵湖组是主要的含矿 层位,和龙山组以灰岩、泥质岩和钙质页岩为主,南 陵湖组由灰岩、角砾状灰岩、生物碎屑灰岩夹白云质 灰岩和钙质页岩组成。新屋里复式向斜与近东西向 基底断裂交汇处控制新屋里岩体的侵位和矿田的形 成。矿区构造复杂,印支一燕山期经历多次的构造 变形,由北东向、北西向、北北东向3组主要断裂组 成,其中北西向断裂构造对矿床的局部富集有重要 的控制作用。翟裕生等(1992)认为凤凰山铜矿床主 要褶皱变动发生于印支旋回,燕山旋回则以岩浆活 动和断裂变动为主,形成矿区构造基本形态。新屋 里岩体是燕山晚期花岗质岩浆多次侵入形成的复式 岩体,受北东向褶皱构造及其相伴的北东向、北北东 向、北西向、北北西向断裂构造控制,出露面积近 10km²,是铜陵矿集区出露面积最大的岩体。主要 岩性为石英二长闪长岩(岩体边部)和花岗闪长岩 (岩体中部)。岩体岩性变化不大,岩体边部具斑状 结构,与二叠系至三叠系碳酸盐地层接触,并伴随较 强的钾化和黄铁矿化。石英二长闪长岩呈浅灰色, 不等粒结构,粒径 0.5~1.5 mm,主要矿物为斜长 石、石英、钾长石、角闪石、黑云母;副矿物为磷灰石、 榍石、锆石、磁铁矿等。花岗闪长岩呈灰色,略带肉 红色,块状构造,半自形粒状结构;主要矿物为斜长 石、钾长石、石英、角闪石、黑云母;副矿物为榍石、磷 灰石、锆石、磁铁矿等。受构造控制,岩体出现角砾 岩化,并在岩体中产生围岩捕虏体。

2 矿床地质特征

2.1 矿体地质特征

凤凰山铜矿床主要矿体4个,均赋存于侵入岩 与围岩接触带及其附近,其中Ⅱ号矿体规模最大,呈 不规则透镜状或薄板状。矿体与矽卡岩关系密切, 并受断裂和接触带的复合控制。近南北向的扩容性构造具有多期次活动特征,形成角砾状矿石。I、 II、II号矿体赋存于新屋里岩体与南陵湖组灰岩接触带上,IV号矿体赋存于岩体与和龙山组灰岩接触带上并受接触带控制。I、III、IV号矿体断续相连, 其延伸方向自南而北由北西转向北东,略呈向西突 出的弧形。矿区内主矿体长 321~986 m,控制平均 延深 233~350 m, II号矿体最大延深 700 余米,矿 体厚度 8.9~35.2 m,矿体倾角陡至直立,总体向南 东侧伏。次要矿体和小矿体多数分布于主矿体近旁 的大理岩、砂卡岩及侵入岩中,矿体长度 50~220 m,平均延深 50~156 m,厚度 6.0~12.0 m,矿体倾 角 65°~85°•(图 1)。

2.2 矿石类型

按工业类型将凤凰山铜矿床矿石划分为7种类型:块状含铜磁铁矿、赤铁矿型,块状含铜菱铁矿型, 角砾状矿石型,浸染状含铜石榴子石砂卡岩型,块状 含铜黄铁矿型,浸染状含铜花岗闪长岩型,浸染状含 铜大理岩型。含铜磁铁矿、赤铁矿型和含铜菱铁矿 型是主要的矿石类型。不同矿化类型在空间上分界 明显,并且与矿体的展布方向一致,呈扁平透镜状和 狭长带状。含铜磁铁矿、赤铁矿型矿石主要分布在 矿体核部,在II号矿体中出现分枝复合现现象。含 铜菱铁矿型矿石围绕含铜磁铁矿、赤铁矿型矿石分



图 2 安徽铜陵凤凰山铜矿床矿物生成顺序表 Fig. 2 Generalized paragenetic sequence of minerals in the Fenghuangshan Cu deposit of Tongling, Anhui Province

Table1 Characteristics of fluid inclusions in the Fenghuangshan Copper deposit

				1				11	
成矿期	样号	主矿物	采样位置	包裹体类型	长轴	均-	-温度(℃)		盐度(%)
					(µm)	平均值	范围	平均值	范围
矽卡岩 阶段	FH-112	透辉石	55 线采场	液体包裹体	$3 \sim 12$	341.64	298~412(14)	21.71	20.37~22.44(3)
	FH-113	透辉石	55 线采场	液体包裹体	7	580.00	580(1)		
	FH-113	石榴子石	55 线采场	液体包裹体	$6 \sim 20$	543.17	442~594(18)		
	FH-10	方解石	CK2812 钻孔	液体包裹体	$4 \sim 20$	282.29	$268 \sim 337(7)$	9.950	$9,470 \sim 10,49(6)$
			(孔深 340m,标高-440m)		1 20			0.000	0.110 10.10(0)
	FH-20 FH-47	石英石英	CK2811 钻孔	液体包裹体	$3 \sim 12$	259.08	$210 \sim 306(12)$	8.360	$6.740 \sim 9.210(9)$
			(孔深 240m,标高-440m)			2001.00			
			CK403 水平孔		8	399.00	399(1)	13.07	13.07
			(孔深 229m,标高-440m)		_	000.00	000(1)	10.01	
	FH-47	石革	CK403 水平孔	液体包裹体	3~15	356.17	240~399(24)	18.22	12.28~21.68(20)
石		нх	(孔深 229m,标高-440m)						
革	EH-56	方解石	CK403 水平孔	液体包裹体	8~12	243.00	189~294(5)	1.770	1.400~2.570(5)
_		73 /41 H	(孔深 229m,标高-440m)						
硫	FH-56	石革	CK403 水平孔		4~12	300 46	238~338(13)	6.170	5.260~6.880(11)
化		нх	(孔深 229m,标高-440m)						
物	FH-62	石革	CK403 水平孔	液体包裹体	$4 \sim 12$	208.33	$120 \sim 323(15)$	11.49	$5.860 \sim 23.05(7)$
阶		нх	(孔深 229m,标高-440m)			2001.00	120 020(10)	11.45	0.000 20.00(1)
段	FH-80	方解石	CK2814 水平孔	液体包裹体	3~16	204.15	105~281(33)	14.16	11.46~15.57(19)
EX.			(孔深 118m,标高-440m)						
	FH-80	方解石	CK2814 水平孔	H ₂ O-CO ₂ 三相包裹体	6~12	258.00	258	15.04	15 04
			(孔深 118m,标高-440m)						10.01
	FH-112	石英	55 线采场	液体包裹体	$4 \sim \! 10$	258.80	234~301(5)	19.49	19.37~19.6(4)
	FH-113	方解石	55 线采场	液体包裹体	$4\!\sim\!12$	313.31	298~330(16)	6.800	6.450~7.310(13)
	FH-120	石茁	CK311 地表孔	海休句東休	$4 \sim 12$	296.63	$208 \sim 380(30)$	9 520	$7590 \sim 1708(23)$
	111 120	17	(标高-440m)	放冲包袭冲	T 12	200.00	200 000(00)	0.020	1.000 11.00(20)
	FH-14	石英	CK2812 钻孔	液体包裹体	2~20	196.47	148~290(13)	10.15	4.030~15.96(7)
			(孔深 340m,标高-440m)						
	FH-14	方解石	CK2812 钻孔	液体包裹体	2~10	145.25	90~240(8)	9.980	9.470~10.36(6)
			(孔深 340m,标高-440m)						
	FH-20	石英	CK2811 钻孔	液体包裹体	$2 \sim 5$	155.25	126~185(4)	5.670	4.960~6.450(4)
			(孔深 240m,标高-440m)						
礎	FH-20	方解石	CK2811 钻孔	液体包裹体	8	107.50	107~108(2)	1.570	1.400~1.740(2)
耐分			(孔深 240m,标高-440m)						
政 盐 阶 段	FH-40	方解石	CK372 钻孔	液体包裹体	8	148.33	145~152(3)	3.070	2.740~3.390(2)
			(孔深 370m,标高-440m)						
	FH-57	方解石	CK403 水平孔	液体包裹体	$6 \sim 20$	190.80	123~247(10)	2.910	1.400~4.340(9)
			(孔深 229m,标高-440m)						
	FH-61	方解石	CK403 水平孔	液体包裹体	$6 \sim 20$	200.00	175~223(8)	7.000	5.260~8.680(8)
			(孔深 229m,标高-440m)						
	FH-61	石畫	CK403 水平孔	液体包裹体	8~12	182.71	143~246(7)	10.04	5.710~16.71(7)
		石英	(孔深 229m,标高-440m)						
	FH-89	石英	ZK1101 地表孔	液体包裹体	$4 \sim \! 16$	204.00	102~268(10)	14.35	4.030~23.05(7)
	FH-89	方解石	ZK1101 地表孔	液体包裹体	$3 \sim 15$	133.20	95~168(5)	2.030	$0.350 \sim 3.710(2)$

注:()中数据为包裹体个数。

布。黄铁矿型矿石在 I 号矿体中分布于矿体边缘, 在 II 号矿体中出现在核部。其它类型矿石多产于矿 体两侧。主要矿石矿物为黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、 赤铁矿、斑铜矿、辉钼矿、菱铁矿、方铅矿、闪锌矿、辉 铜矿、赤铜矿、白铁矿,主要脉石矿物为方解石、石榴 子石、斜长石、钾长石、石英、角闪石、黑云母、白云 石、铁白云石、透辉石、绿泥石、绿帘石、透闪石一阳 起石,副矿物为榍石、磷灰石、锆石。主要蚀变为绿 泥石化、碳酸盐化、钾长石化。围岩具砂卡岩化、大 理岩化、碳酸盐化、钾长石化、黄铁矿化等蚀变。



图 3 凤凰山铜矿床不同类型流体包裹体 Fig. 3 Different types of fluid inclusions at the Fenghuangshan Copper deposit (a)—透辉石中液体包裹体;(b)—石榴子石中液体包裹体;(c)—方解石中液体包裹体;(d)—石英中液体包裹体; (e)—石英中气体包裹体;(f)—方解石中 H₂O—CO₂三相包裹体 (a)—liquid inclusion in diopside; (b)—liquid inclusion in garnet; (c)—liquid inclusion calcite; (d)—liquid inclusion in quartz; (e)—gas inclusion in quartz; (f)—three-phase inclusion of H₂O—CO₂ in calcite

2.3 成矿阶段划分及矿物组合

凤凰山铜矿床是以接触交代为主的矽卡岩型矿 床,矿石类型复杂,砂卡岩化发育,以含铜砂卡岩矿 石广泛发育为特征,在岩体与大理岩和白云质大理 岩(白云岩)接触带上,形成不同类型的矽卡岩。就 其空间分布和原岩岩性可分为内砂卡岩带与外矽卡 岩带两类。内砂卡岩带是由石英二长闪长岩经砂卡 岩化作用形成,岩性为砂卡岩化石英二长闪长岩。 外矽卡岩带主要发育于岩体与围岩接触带的碳酸盐 地层内,视围岩岩性及交代程度,可划分为块状细一 中粒石榴子石矽卡岩、块状致密一细粒石榴子石矽 卡岩、条带状细一中粒石榴子石矽卡岩、条带状致 密一细粒石榴子石砂卡岩。根据岩相学特征、矿石 结构构造、围岩蚀变、矿物共生组合以及穿插关系, 凤凰山铜矿床演化过程可划分为3个阶段:砂卡岩 阶段、石英一硫化物阶段、碳酸盐阶段。砂卡岩阶段 主要形成由石榴子石和辉石组成的矽卡岩。矿石矿 物(黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、斑铜矿、辉钼矿)多数集 中在矽卡岩阶段晚期和石英一硫化物阶段形成。赤 铁矿、方铅矿和闪锌矿主要集中在石英一硫化物阶 段和碳酸盐阶段。方解石和石英主要集

中在石英一硫化物阶段和碳酸盐阶段 (图 2)。

3 流体包裹体研究

3.1 流体包裹体岩相学特征

根据样品中流体包裹体在室温时的 相态特征划分为液体包裹体、气体包裹 体和 H₂ O—CO₂ 三相包裹体 3 种类型 (表 1,图 3)。

液体包裹体是各类寄主矿物中的主要包裹体类型,室温下由气相和液相组成,加热后均一成液相。砂卡岩阶段透辉石和石榴子石中流体包裹体长轴长分别为 $3 \sim 12 \mu m$ 和 $6 \sim 20 \mu m$;石英一硫化物阶段石英和方解石中流体包裹长轴长分别为 $3 \sim 15 \mu m$ 和 $4 \sim 20 \mu m$;碳酸盐阶段石英和方解石中流体包裹体长轴长分别为 $2 \sim 20 \mu m$ 和 $2 \sim 20 \mu m$ 。

气体包裹体室温下由气相和液相组 成,以气相为主,气相颜色普遍较深,加 热后一般均一到气相,主要出现在石 英一硫化物阶段的石英中,石英中流体 包裹体长轴长为 8μm。 H₂O—CO₂三相包裹体室温下从包裹体中心向 外由气相 CO₂、液相 CO₂和盐水溶液组成,气相 CO₂ 和液相 CO₂在低于 31.1℃的某个温度下均一成单 一的 CO₂相(即 CO₂的部分均一温度),偶尔在 31.1℃下发生临界均一。流体包裹体主要发育在石 英—硫化物阶段的方解石中,流体包裹体长轴长为 $6~12\mu m_o$

3.2 流体包裹体显微测温分析方法及结果

流体包裹体测温工作在核工业北京地质研究院 分析测试研究中心完成。首先在显微镜下划分包裹 体类型并选出适合测温的包裹体,然后采用英国产 Linkam THMSG 600 冷热台进行测温,可测温范围 为-196~+600℃,精度为±0.1℃。

本次研究砂卡岩阶段透辉石中液体包裹体的盐 度高达 20.37%~22.44%,均一温度为 298~580 ℃;石榴子石中液体包裹体的均一温度为 442~594 ℃。石英一硫化物阶段方解石中液体包裹体的盐度 为 1.400%~15.57%,均一温度为 105~399 ℃;方 解石中 H₂O—CO₂三相包裹体的盐度为 15.04%, 均一温度为 258 ℃;石英中液体包裹体的盐度为

表 2 凤凰山铜矿床流体包裹体显微激光拉曼光谱分析报告

Table 2 Laser Raman spectroscopic anaalyses of the Fenghuangshan

Cu deposit fluid inclusions

样号	包裹体镜下特征	赋存矿物	测点位置	成分
FH-10-1	液体包裹体	石英	气相	CO_2 , H_2O
FH-10-2	液体包裹体	石英	气相	CO_2
FH-20-1	气相包裹体	石英	气相	$\rm CO_2$ N_2 $\rm CH_4$
FH-20-2	液体包裹体	石英	气相	$\rm CO_2$, $\rm CH_4$
FH-20-3	液体包裹体	石英	气相	$\rm CO_2$, $\rm CH_4$
FH-20-4	液体包裹体	石英	气相	$\rm CO_2$, $\rm CH_4$
FH-47-1	液体包裹体	石英	气相	CO_2
FH-56-1	液体包裹体	方解石	气相	CO_2
FH-56-2	液体包裹体	方解石	气相	$\rm CO_2$
FH-56-3	液体包裹体	方解石	气相	$\rm CO_2$
FH-57-1	液体包裹体	方解石	气相	$\rm CO_2$
FH-61-1	液体包裹体	石英	气相	CO_2
FH-61-2	H ₂ O-CO ₂ 三相包裹体	石英	气相	CO_2
FH-62-1	液体包裹体	石英	气相	CO_2
FH-62-2	液体包裹体	石英	气相	$\rm CO_2$
FH-80-1	液体包裹体	方解石	气相	$\rm CO_2$
FH-80-2	液体包裹体	方解石	气相	CO_2
FH-80-3	H ₂ O—CO ₂ 三相包裹体	方解石	气相	CO_2
FH-89-1	液体包裹体	石英	气相	As_4S_4
FH-113-1	液体包裹体	石榴子石	气相	$\rm CO_2$
FH-113-2	液体包裹体	方解石	气相	$\rm CO_2$
FH-120-1	液体包裹体	石英	气相	CO_2 , CH_4
FH-120-2	液体包裹体	石英	气相	$\rm CO_2$
FH-120-3	液体包裹体	石英	气相	CO_2 , CH_4



图 4 激光拉曼光谱分析

Fig. 4 Laser Raman spectroscopic analysis

(a) 一液体包裹体;(b) 一气体包裹体;(c) 一H₂O 一CO₂ 三相包裹体

(a)—liquid inclusion; (b)—gas inclusion; (c)—three-phase inclusion of $\rm H_2O-\rm CO_2$

5.260%~19.60%,均一温度为 210~399 ℃;石英 中气体包裹体的盐度为 13.70%,均一温度为 399 ℃。碳酸盐阶段石英中液体包裹体的盐度为 4.030%~23.05%,均一温度为 126~290 ℃;方解 石中液体包裹体的盐度为 0.350%~10.36%,均一 温度为 90~240 ℃(表 1)。

3.3 流体包裹体成分

单个包裹体成分气、液、固相分析是在核工业北 京地质研究院分析测试研究中心完成的,测试仪器 为LABHR-VIS LabRAM HR800 研究级显微激光 拉曼光谱仪。本次主要对石榴子石砂卡岩、含矿石 英脉和含矿方解石脉中的各类流体包裹体进行气、 液、固相成分的激光拉曼探针分析(表 2),部分图谱 如图 4 所示。分析结果表明,能谱图中除主矿物石 榴子石、石英和方解石的峰值外,还显示有明显的 CO₂、H₂O、N₂、CH₄、As₄S₄峰值,流体包裹体液相以 H₂O 为主,气相以 CO₂、H₂O、N₂、CH₄主。

4 硫、铅同位素分析方法及结果

硫、铅同位素分析在国土资源部同位素地质重 点实验室完成。硫化物矿样以 Cu₂O 作为氧化剂制 备 SO₂,硫同位素测试采用 MAT-253 型质谱计,分 析精度为±0.2‰。铅同位素分析首先将样品破碎 至 60 目,手工挑选方铅矿颗粒,然后碎至 200 目,采 用 HF+HNO₃法溶样,样品铅含量在 ICP-MS(U K Plasmaquard 3)(误差 5%)上测定。

硫同位素分析结果见表 3, δ^{34} S_{V-CDT}值为 -5.1‰~5.2‰,测试对象除样品 FH-49为矿石中 的黄铜矿外,其他主要是大理岩和矿石中的黄铁矿。 矿石中 δ^{34} S_{V-CDT}值为-5.1‰~5.2‰,围岩(大理岩) 中 δ^{34} S值为 2.0‰~3.4‰。

铅同位素测试结果为,FH-48方铅矿: $n(^{208} Pb)/n(^{206} Pb) = 2.08474\%, n(^{207} Pb)/n(^{206} Pb)$ $= 0.843367\%, n(^{206} Pb)/n(^{204} Pb) = 18.5312\%, n(^{207} Pb)/n(^{204} Pb) = 15.6286\%, n(^{208} Pb)/n(^{204} Pb)$ $= 38.6327\%; FH-100 方铅矿: n(^{208} Pb)/n(^{206} Pb) = 2.08069\%, n(^{207} Pb)/n(^{206} Pb) = 0.841456\%, n(^{206} Pb)/n(^{204} Pb) = 18.5638\%, n(^{207} Pb)/n(^{204} Pb)$ $= 15.6206\%, n(^{208} Pb)/n(^{204} Pb) = 38.626\%.$



the l	Fenghuangshan Copper deposit
Table. 3	Compositions of sulfur isotope of
表 3	风凰山铜矿床硫同位素组成

样号	岩、矿石	测试对象	$\delta^{34} S_{V-CDT}(\%)$
FH-15	大理岩	黄铁矿	2.0
FH-18	大理岩	黄铁矿	3.4
FH-70	大理岩	黄铁矿	2.4
FH-48	矿石	黄铁矿	3.3
FH-49	矿石	黄铜矿	5.2
FH-56	矿石	黄铁矿	4.4
FH-74	矿石	黄铁矿	2.0
FH-84	矿石	黄铁矿	-3.3
FH-89	矿石	黄铁矿	1.8
FH-91	矿石	黄铁矿	2.2
FH-98	矿石	黄铁矿	2.5
FH-100	矿石	黄铁矿	-5.1
FH-119	矿石	黄铁矿	2.1
FH-121	矿石	黄铁矿	2.4
FH-122	矿石	黄铁矿	2.9
FH-126	矿石	黄铁矿	0.8
FH-133	矿石	黄铁矿	3.3

5 讨论

5.1 成矿流体性质

流体包裹体作为研究包裹体各种性质及其相互 关系的工具,为成岩成矿过程提供物理化学和热力 学条件数据,是探讨地质作用地球化学和演化历史 的重要方法(卢焕章等,2004)。凤凰山铜矿床矽卡 岩阶段透辉石和石榴子石中发育的液体包裹体,形 成时温度高,在560℃出现峰值,成矿体系为高温度 (488℃)、高盐度体系(21.71%)(表 1,图 5a),均一 温度与盐度相关图上(图 6),盐度基本不随均一温 度变化而变化。石英一硫化物阶段石英中发育的液 体包裹体、气体包裹体和方解石中发育的液体包裹 体、H₂O一CO₂三相包裹体,均一温度在 260℃出现



图 6 凤凰山铜矿床流体包裹体均一温度一盐度关系图 Fig. 6 Diagram of homogenization temperatures versus salinities of fluid inclusions at the Fenghuangshan Cu deposit

峰值(表 1,图 5b),该阶段成矿流体为中低温度 (281℃)、中低盐度体系(11.17%)。石英和方解石 中低盐度包裹体与高盐度包裹体群簇共生,并在相 近温度下均匀化的特征,反映了该阶段可能发生了 沸腾作用。流体作为成矿载体,随着盐度的降低,有 成矿物质沉淀堆积。从矽卡岩高温度高盐度阶段到 石英一硫化物中低温度中低盐度阶段,盐度迅速降 低,会有大量成矿物质沉淀,该阶段为成矿的主要阶 段。碳酸盐阶段石英和方解石中发育的液体包裹 体,均一温度在 120℃出现峰值(表 1,图 5c),成矿 流体为低温度(166℃)、低盐度体系(6.676%),该阶 段盐度随温度升高而升高,说明在低温度、低盐度时 有大气降水参与,在高温度高盐度时有岩浆水参与。 流体包裹体温度一盐度相关图显示(图 6),透辉石、 石榴子石、石英和方解石中的流体包裹体分别集中 于3个区,其流体包裹体的温度和盐度区间代表着 成矿流体演化的3个不同阶段。

5.2 成矿流体来源

凤凰山铜矿床碳、氢、氧同位素测试结果列于表 2。成矿期热液流体的 δ^{13} C_V-_{PDB}主要集中在-2.6% ~13.3%, δ D_{V-SMOW}主要集中在-92%~-22%, δ^{18} O_{V-SMOW}为9.2%~18.3%。利用 Clayton(1972) 的石英与水的同位素平衡方程: δ^{18} O_{石英}- δ^{18} O_{H2}O ≈ 3.38×10⁶×T⁻²-3.4,O'Neil et al. (1969)的方解 石与水的同位素平衡方程: δ^{18} O_{方解石}- δ^{18} O_{H2}O ≈ 2.78×10⁶×T⁻²-3.4,Bottinga et al. (1975)的石 榴子石与水的同位素平衡方程: δ^{18} O_{石榴子石}- δ^{18} O_{H2}O ≈ 1.22×10⁶×T⁻²-3.7,获得 δ^{18} O_{H2}O 为 1.28%~ 10.84%。砂卡岩阶段 δ D_{V-SMOW}为-70%, δ^{18} O_{V-SMOW} 为9.2%, δ^{18} O_{H2O}为10.84%; 石英—硫化物阶段的 δ^{13} C为-2.6%~13.3%, δ D_{V-SMOW}为-92%~ -22%, δ^{18} O_{V-SMOW}为13.4%~18.3%, δ^{18} O_{H2O}为 1.28%~8.02%(瞿泓滢等,2010a)。

成矿流体作为迁移成矿元素的介质,是研究矿 床成因的关键。热液方解石中的碳、氧同位素组成 是示踪成矿流体来源的有效手段(郑永飞等,2000)。 成矿热液中碳主要有3方面来源:①地幔射气或岩 浆来源。地幔射气和岩浆来源的碳同位素组成 δ^{13} Cv-PDB变化范围分别为-5%~-2%和-9%~ -3%(Taylor,1986);②沉积岩中碳酸盐岩的脱气 或含盐卤水与泥质岩相互作用,这种来源的碳同位 素组成具有重碳同位素的特征, δ^{13} Cv-PDB变化范围为 -2%~+3%,海相碳酸盐 δ^{13} Cv-PDB大多数稳定在 0‰左右(Veizer et al.,1980);③各种岩石中的有机 碳,有机碳一般富集¹²C,因而碳同位素组成很低, δ¹³C_{V-PDB}变化范围为-30‰~-15‰,平均为-22‰ (Ohmoto, 1972)。凤凰山铜矿床成矿流体的 δ¹³C_{V-PDB}为-2.6%~+2.9%,可能来自被岩浆同 化的原始地层中沉积碳酸盐。矿床碳、氧同位素组 成较为稳定, $\delta^{13}C_{V-PDB}$ — $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 图(图7)中碳、氧 同位素落在海相碳酸盐溶解作用所形成的范围内, 指示成矿流体中的碳主要来自围岩,碳酸盐岩围岩 在成矿过程中发生了溶解作用。水是成矿流体的基 本组分,形成矿床的成矿流体可能来自大气降水、海 水、初生水、岩浆水、封存水(包括深成热卤水和油田 水)(陈骏等,2004,韩吟文等,2003),成矿流体的氢 氧同位素组成是区分不同来源水的重要示踪剂。矿 床成矿期流体 δD_{V-SMOW} 主要集中在-92%~ -63‰,计算获得δ¹⁸O_{He}o为1.93‰~10.89‰,投影 至δD_{V-SMOW}—δ¹⁸O_{H,0}图中(图 8),分析结果显示投影 点大部分落在岩浆水范围内,说明成矿流体以岩浆 水为主,成矿晚期方解石中的流体都具有大气降水 发生氧漂移后的特性,即大气降水与岩石进行水--岩反应的特征,从成矿早期流体到成矿期后流体,其 氧同位素组成变化范围变大,说明伴随成矿作用的 持续,可能在成矿晚期混有一定量的大气降水。

5.3 成矿物质来源

凤凰山铜矿床围岩和矿石中硫化物的 δ^{34} S值为 -5.1‰~5.2‰,均小于10‰,除FH-84和FH-100 两件样品 δ^{34} S值为负,其他样品 δ^{34} S值为 0.8‰~ 5.2‰(表 3),表明硫同位素的均一化程度较高,且 硫的来源相对单一。Chaussidon et al. (1990)认为







幔源硫δ³⁴S值约为 0±3‰,本区矿体中硫同位素值 集中于 1.8‰~2.9‰(7件样品),具有岩浆来源的 特征,为幔源硫,表明硫来源于地幔。

铅同位素组成可作为地壳演化信息及古陆壳活 动的证据,Zartman et al. (1981,1988)提出"铅构造 模式"可以探索壳源和幔源之间铅同位素关系。本 文得到凤凰山矽卡岩型铜矿床矿体中铅同位素平均 值 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 18.55\%, n(^{207}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb})$ =15.63‰, n(²⁰⁸ Pb)/n(²⁰⁴ Pb)=38.63‰, 与铜陵冬 瓜山铜矿床层状矿体石英一黄铁矿一黄铜矿矿石中 硫化物铅同位素组成、岩体单矿物铅同位素组成、层 状含铜磁黄铁矿中磁黄铁矿铅同位素组成、含铜矽 卡岩中硫化物铅同位素组成进行对比。冬瓜山铜矿 床层状矿体石英-黄铁矿-黄铜矿矿石中硫化物铅 同位素组成 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{204}\text{Pb}) = 18.24\%$ ~ 18. 36%, $n(^{207}$ Pb) $/n(^{204}$ Pb) = 15. 60% ~ 15. 63%, $n(^{208} \text{Pb})/n(^{204} \text{Pb}) = 38.54\% \sim 38.98\%$; 层状含铜 磁黄铁矿中磁黄铁矿铅同位素组成 n(²⁰⁶Pb)/ $n(^{204} \text{Pb}) = 18.49\% \sim 18.80\% , n(^{207} \text{Pb})/n(^{204} \text{Pb}) =$ 15. $66\% \sim 15.70\%$, $n(^{208} \text{Pb})/n(^{204} \text{Pb}) = 38.42\% \sim$ 38.55‰;含铜砂卡岩中硫化物铅同位素组成 $n(^{206} \text{Pb})/n(^{204} \text{Pb}) = 18.15\% \sim 18.20\% n(^{207} \text{Pb})/$ $n(^{204} \text{Pb}) = 15.68\% \sim 15.78\% n(^{208} \text{Pb})/n(^{204} \text{Pb}) =$ 38.56‰~38.87‰。在 Zartman 铅同位素构造模 式图中(图 9),凤凰山矿体中铅同位素组成与冬瓜 山铜矿床层状矿体石英-黄铁矿-黄铜矿矿石中硫 化物铅同位素组成以及冬瓜山岩体单矿物铅同位素 组成相近,均投在地幔区,说明成矿期流体中相当一 部分铅来自岩浆,且为幔源。而冬瓜山层状含铜磁 黄铁矿中磁黄铁矿铅同位素组成和含铜矽卡岩中硫 化物铅同位素组成接近,放射性铅含量较高,主要保 留了上地壳铅同位素组成特征,与本区铅同位素组 成截然不同。

5.4 成矿作用探讨

毛景文等(2009)研究表明铜陵矿集区是长江中 下游在 140 Ma 左右时限成矿的代表性地区,以 Cu—Mo—Au—S 矿化组合为特点。 翟裕生等 (1992)认为长江中下游地区岩浆通过 2 种方式控制 成矿:①提供矿质和成矿流体,在岩浆及其流体的分 异演化过程中成矿;②原有矿层(或矿源层)受岩浆 的热能和热液叠加改造而形成层控矿床或层控砂卡 岩矿床等。

晚侏罗世一早白垩世,区域构造环境由挤压向 伸展转换,壳幔相互作用强烈,并发生下地壳或岩石 圈地幔拆沉,下地壳和上涌地幔部分熔融,从而引发 大规模中酸性岩浆侵入,同时分异形成丰富的地质 流体,为凤凰山铜矿床形成提供了重要的构造环境。

新屋里岩体是一个由花岗质岩浆多次涌动侵入 形成的复式岩体,形成于燕山晚期,主要岩性为石英 二长闪长岩和花岗闪长岩。处于边缘相的石英二长 闪长岩和中间相的花岗闪长岩呈渐变接触关系,岩 体自边缘向中心分异演化,形成典型的复式岩体。 侵入岩均以富碱、高钾、贫镁为特征,属于高钾钙碱 性系列侵入体。石英二长闪长岩和花岗闪长岩岩体 是控制区内铜矿的最主要因素,与成矿有关的侵入



图 9 凤凰山与冬瓜山铜矿床矿石铅同位素构造模式图 (冬瓜山铜矿床各种矿石铅同位素数据来自徐兆文等, 2007)

Fig. 9 Plumbotectonics model diagram of ore lead isotopic of the Fenghuangshan and Dongguashan Copper deposits (The ore lead isotope data of the Dongguashan Copper deposit are from Xu Zhaowen et al., 2007) 岩 Cu含量一般高于或远高于中酸性岩维氏值(20 ×10⁻⁶~35×10⁻⁶),新屋里岩体石英二长闪长岩 Cu含量平均值为 273.4 ×10⁻⁶(瞿泓滢等,2010b), 远远大于中酸性岩维氏值,显示出明显的富集性,与 成矿关系密切。岩浆岩的形态对矿化富集有一定的 控制作用,矿体分布于岩体与大理岩的接触带上,接 触带的产状与复杂程度直接决定着矿体的规模,成 岩成矿前的断裂构造带受岩浆侵入时发生流变褶 皱、韧性剪切与脆性破裂作用,为含矿热液流体沉淀 富集形成了良好的空间条件,沿接触带内凹以及流 变褶皱部位是形成富矿体的有利地段。矽卡岩化和 大理岩化广泛发育,显示了岩体与围岩强烈的交代 作用,是砂卡岩型矿床的典型标志。矿体的空间分 布受构造变形一岩浆侵入高温高压作用的双重控 制,矿化作用是多期次的,经历了从高温砂卡岩阶段 到中低温热液阶段并以岩浆热液为主的复合型成矿 作用,矿体形态及成矿富集明显受接触带和构造带 制约。

徐克勤等(1982)研究表明铜陵矿集区岩浆岩来 自于深源,为壳幔同熔的产物。张达等(2006)用锆 石 U-Pb 法测得凤凰山花岗闪长岩年龄为 144.2± 2.3 Ma,毛景文等(2009)通过对铜陵矿集区典型矿 床的辉钼矿 Re-Os、Os-Os 和云母类的⁴⁰ Ar-³⁹ Ar 系 统测年,获得成矿时代为141.7±2.5~136.9±2.2 Ma,说明两者为同时期产物。新屋里岩体稀土元素 (邵拥军,2002;邵拥军等,2003a,2003b,2007)和矿 体同位素地球化学特征均明显地反映出成矿流体与 侵入岩的亲缘性。氢、氧同位素组成表明,早期成矿 流体来源于岩浆,在成矿流体演化过程中有一定比 例的大气降水或地下水参与。硫、铅同位素组成亦 明显显示出成矿流体具有岩浆热液物质来源特征并 与侵入岩同源,成矿期流体中的硫和铅均来自上地 幔。成矿流体经历了从高温度、高盐度向低温度、低 盐度的持续演化过程,与成矿作用阶段基本对应,降 温、流体沸腾是导致流体中巨量铜元素卸载的主要 因素。一定深度的岩浆房的流体补充也是非常重要 的,新屋里岩体是铜陵矿集区内出露面积最大的岩 体,仅靠浅部规模较小的侵入岩提供成矿流体和矿 质是很难完成的。新屋里岩体岩浆活动与铜矿的形 成具有密切的时间、空间和成因联系。

6 结论

凤凰山砂卡岩型铜矿床透辉石、石榴子石、石英 和方解石中普遍发育流体包裹体,其类型为液体包

61

裹体、气体包裹体和 H₂O-CO₂三相包裹体。

该矿床砂卡岩阶段透辉石和石榴子石中发育液体包裹体,在 560℃出现峰值,成矿流体属高温度(488℃)、高盐度体系(21.71%)。石英一硫化物阶段石英中发育液体包裹体和气体包裹体,方解石中发育液体包裹体和 H₂O—CO₂三相包裹体,均一温度在 260℃出现峰值,成矿流体属中低温度(281℃)、中低盐度体系(11%)。碳酸盐阶段石英和方解石中发育液体包裹体,均一温度在 120℃出现峰值,成矿流体属低温度(166℃)、低盐度体系(6.676%)。

透辉石、石榴子石、石英和方解石中的流体包裹 体分别集中于3个区,其流体包裹体的温度和盐度 区间代表着成矿流体演化的3个不同阶段。成矿流 体经历了从高温度、高盐度向低温度、低盐度的持续 演化过程,与成矿作用阶段基本对应,降温、流体沸 腾是导致流体中巨量铜元素卸载的主要因素。

石榴子石砂卡岩、含矿石英脉和含矿方解石脉 中的各类流体包裹体气液固相成分激光拉曼探针分 析,液相中以 H₂O 为主,气相中以 CO₂、H₂O、N₂、 CH₄为主。

氢、氧同位素组成表明成矿流体以岩浆水为主, 可以在成矿晚期混有少量大气降水。硫同位素值 δ³⁴S_{V-CDT}为1.8‰~2.9‰,具岩浆来源的特征,为幔 源硫,表明硫来自地幔。铅同位素组成显示该区铅 具有岩浆热液物质来源特征,表明成矿期流体中的 铅来自上地幔。

注释 / Note

●安徽省地质矿产局 321 地质队. 2006. 凤凰山设计(内部资料).安徽:安徽省地质矿产局 321 地质队, 1~61.

参考文献 / References

- 陈骏,王鹤年. 2004. 地球化学. 北京:科学出版社, 116~117.
- 郭文魁. 1957. 论安徽省铜官山铜矿. 地质学报, 37(3): 317~332.
- 郭宗山.1957.扬子江下游某些砂卡岩型铜矿床.地质学报,37(1): 317~332.
- 韩吟文,马振东. 2003. 地球化学. 北京:地质出版社,248~250.
- 卢焕章,范宏瑞,倪培,欧光习,沈昆,张文淮. 2004. 流体包裹体. 北京:科学出版社, 1~486.
- 毛景文,华仁民,李晓波. 1999. 浅议大规模成矿作用与大型矿集 区. 矿床地质,18(4): 39~43.
- 毛景文,邵拥军,谢桂青,张建东,陈毓川.2009. 长江中下游成矿 带铜陵矿集区铜多金属矿床模型. 矿床地质,28(2):109~ 119.
- 瞿泓滢,裴荣富,王永磊,李进文. 2010a. 安徽铜陵凤凰山铜矿床成 矿流体研究. 现代地质, 24(2): 228~236.
- 瞿泓滢,裴荣富,李进文,王永磊,邓月金. 2010b.安徽铜陵凤凰山燕

山期中酸性侵入岩地球化学特征及其与金属成矿关系.中国地质,37(2):311~323.

- 邵拥军. 2002.安徽铜陵凤凰山矿田成岩成矿机制及隐伏矿体预测 分析.博士学位论文?中南大学.1~90.(这是一篇博士论文, 编辑老师我没找到相应的排版格式)
- 邵拥军,彭省临,刘亮明,吴淦国. 2003a.凤凰山矿田成矿地质条件 和控矿因素分析.中南工业大学学报(自然科学版),34(5): 562~566.
- 邵拥军,彭省临,吴淦国,张达. 2003b.铜陵凤凰山岩体成岩机制探 讨.地质与勘探, 39(5): 39~43.
- 邵拥军,彭省临,赖健清,刘亮明,张贻舟. 2007.凤凰山铜矿床两类 成矿岩体的厘定及其成因分析.岩石学报,23(10):2471~ 2482.
- 唐永成,吴言昌,储国正,邢凤鸣,王永敏,曹奋扬,常印佛.1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质.北京:地质出版社,1~351.
- 王彦斌,刘敦一,曾普胜,杨竹森,田世洪. 2004. 安徽铜陵地区幔源 岩浆底侵作用的时代一朝山辉石闪长岩锆石 SHRIMP 定年. 地 球学报,25(4):423~427.
- 邢凤鸣,徐祥. 1996(a). 铜陵地区高钾钙碱性系列侵入岩. 地球化 学, 27(3): 258~268.
- 邢凤鸣,徐祥. 1996(b). AFC 混合与铜陵地区侵入岩的成因. 岩石 矿物学杂志, 15(1): 10~20.
- 徐克勤,胡受奚,孙明志,叶俊. 1982. 华南两个成因系列花岗岩及 其成矿特征. 矿床地质,1(2):1~14.
- 翟裕生,姚书振,林新多,周珣若,万天丰,金福全,周宗桂. 1992. 长 江中下游地区铁铜(金)成矿规律.北京:地质出版社,1~ 234.
- 张达,吴淦国,狄永军,臧文栓,邵拥军,余心起,张祥信,汪群峰. 2006. 铜陵凤凰山岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄与构造变形及 其对岩体侵位动力学背景的制约.地球科学,31(6):823~ 829.
- 郑永飞,徐宝龙,周根陶. 2000. 矿物稳定同位素地球化学研究. 地学 前缘, 47(1): 34~41.
- Bottinga Y and Javoy M. 1975. Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic racks, Rev. Geophysics—Space Physics, 13: 1~401.
- Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water. Journal of Geophysical Research, 77: 3057~3067.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. Econ. Geol. , 67: 551~578.
- O'Neil J R, Clayton R N and Mayada T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Chemistry Geophysics, 51: 5547~5558.
- Taylor B E. 1986. Magmatic volatiles: Isotope variation of C, H and S reviews in mineralogy. In: Valley G W, Taylor H P, O Neil J R. eds. Stable Isotopes in High Temperature Geological Process. Washington, D. C.: Mineralogical Society of America, 16: 185~226.
- Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of ¹³C/¹² C and ³⁴S/³²S secular variation. Geochim. Cosmochim. Acta, 44: 579~588.
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plubotectonics—— the model. Tectonophysics, 75: 135~162.
- Zartman R E and Haines S M. 1988. The plumbotectonics for Pb isotopic systematic among major terrestrial reservoirs—a case for bidirectonic transport. Geochimical et Cosmochimica Acta, 52: 1327~1339.

Mantle-derived ore-forming fluids of the Fenghuangshan Cu deposit, evidences form microthermometric and isotopic studies

QU Hongying, PEI Rongfu, WANG Haolin, LI Jinwen, WANG Yonglei, MEI Yanxiong

MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037

Abstract: The Fenghuangshan is a large Cu skarn deposit in the Low—Middle Yangtze metallogenic province. Based on microthermometric and isotopic (C, H, O, S, and Pb) studies, we discuss ore-forming fluids evolution and metal origin (s) of the Fenghuangshan Cu deposit. H₂O—CO₂ type fluid inclusions, which can be classified into liquid-rich, vapor-rich and daughter crystal-bearing subtypes, are ubiquitous in diopside, garnet, quartz and calcite. Laser Raman spectroscopic analysis indicates that liquid phase of fluid inclusions is H₂O, and vapor phase is dominant by CO₂, N₂ and CH₄. Homogenization temperature (Th) and salinity of fluid inclusions suggest three-stage history of ore-forming fluids, reflecting an evolution process from high-temperature and salinity at mineralization stage to low-temperature and salinity at post mineralization stage. Temperature decreasing and fluids boiling may be responsible for precipitation of large quantity of metals. Hydrogen and oxygen isotope of quartz and calcite indicate that magmatic fluid was dominant during the ore-forming (or late) stage. Narrow variation range of pyrite δ^{34} S (1. 8‰ ~ 2. 9‰) suggest that sulfur was from a relatively uniform reservoir, substantially from mantle. Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁷ values of ore-forming stage pyrite present magmatic hydrothermal characteristics, which further suggest metals of the Fenghuangshan Cu deposit were from mantle.

Key words: Fluid inclusions; C, H, O, S, Pb isotopes; skarn; Fenghuangshan Cu deposit; Anhui