

长江中下游成矿带铜多金属矿床中灰泥丘的发现及其意义——以武山和冬瓜山铜矿为例

蒋少涌¹⁾, 丁清峰^{1,2)}, 杨水源¹⁾, 朱志勇¹⁾, 孙明志¹⁾, 孙岩¹⁾, 边立曾¹⁾

1) 南京大学地球科学与工程学院内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京, 210093;

2) 吉林大学地球科学学院, 长春, 130061

内容提要:通过对长江中下游成矿带中武山铜矿和冬瓜山铜矿层状硫化物矿体的详细研究, 发现了大量具有层圈状构造、层纹状构造或不规则同心环状构造的矿石。在前人研究基础上, 经光薄片鉴定、扫描电镜观察和碳氧同位素分析等, 认为这类矿石在宏观构造上显示出类似于灰泥丘的孔洞系统, 微观上又发现了细菌等微生物结构, 判断其属于一种矿化的灰泥丘。资料显示, 灰泥丘产出的环境为陆坡相, 水深明显大于台地相, 并且灰泥丘与热水喷流沉积成矿作用关系密切, 在国内外许多热水喷流沉积成因矿床中均发现有灰泥丘。本文所研究的两个矿床中灰泥丘构造矿石保存状况略有不同, 冬瓜山铜矿灰泥丘构造矿石保留了大量显示原生热水喷流沉积成因的组构, 并发现细菌等微生物结构, 碳-氧同位素组成也显示原始沉积特征; 而武山铜矿灰泥丘构造矿石则显示出受热液改造的矿石组构和碳-氧同位素组成特征, 暂未发现细菌等微生物结构。冬瓜山和武山铜矿灰泥丘构造矿石的发现, 有力地佐证了长江中下游成矿带在海西期曾发生过热水喷流沉积成矿作用。

关键词: 长江中下游; 武山铜矿; 冬瓜山铜矿; 灰泥丘; 热水喷流沉积成矿

长江中下游地区是我国铁铜多金属矿床的重要成矿区域, 矿床以矿集区形式沿长江呈近东西-北东向弧形展布, 从西向东可划分为鄂东南、九瑞、安庆贵池、庐枞、铜陵和宁芜-宁镇等几个大中型矿集区(图 1)。这些矿集区中, 发育一系列受石炭系地层控制的层状含铜多金属硫化物矿床, 同时也发育与燕山期岩浆岩有关的矽卡岩型或斑岩型矿床。对于其中的层状含铜多金属硫化物矿床的成因, 前人虽进行了大量研究, 但争论很大, 目前存在着两种基本观点, 一种认为属于海西期热水喷流沉积成矿, 后又受到燕山期岩浆热液成矿的叠加和改造, 即属于两期成矿(顾连兴, 1984, 1987; 顾连兴等, 1986; 董平等, 1995; 徐克勤等, 1996; 崔彬等, 2002; 包家宝等, 2002; 丁昕等, 2005; Zhai et al., 1996; Gu et al., 2007; 蒋少涌等, 2008; 陆建军等, 2008; 徐克勤等, 2009; 翟裕生等, 2009; 蒋少涌等, 2010); 另一种观点则认为仅是与燕山期岩浆作用有关的热液矿床, 属

一期成矿(Pan et al., 1999; 毛景文等, 2004; 2009)。

两种观点争论的焦点问题是对层状矿体中矿石的矿物成分、矿石组构以及矿石地球化学特征等方面的解释以及石炭纪沉积作用对成矿贡献的理解。本文以安徽冬瓜山铜矿和江西武山铜矿为例, 通过系统的光薄片镜下鉴定、扫描电镜观察以及碳氧稳定同位素分析等工作, 发现这两个矿床中具有层圈状或层纹状组构特点的矿石类似于灰泥丘的组构特点, 推测它们有可能是一类矿化灰泥丘, 只是后来又遭受了不同程度燕山期岩浆热液成矿作用的改造。本研究为佐证长江中下游成矿带海西期海底喷流沉积+燕山期岩浆热液叠加成矿成因观点提供了新的证据和观察角度。

1 区域成矿背景及矿床特征

翟裕生等(1992, 1999)指出, 长江中下游地区地质构造复杂, 经历了长期演化历史, 在前中生代早期

注: 本文为十一五国家科技支撑计划重点课题(编号 2009BAB43B03), 江苏省基金创新学者攀登项目(编号 BK2008026)和安徽省公益性地质工作项目(编号 2007-7)资助的成果。

收稿日期: 2010-12-12; 改回日期: 2011-03-25; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 蒋少涌, 男, 1964 年生。博士, 教授。主要从事矿床学和地球化学的教学与科研。通讯地址: 210093, 南京市汉口路 22 号, 南京大学地球科学系; Email: Shyjiang@nju.edu.cn。

DOI: CNKI: 11-1951/P. 20110511. 1659. 002 网络出版时间: 2011-5-11 16:59:09

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20110511.1659.002.html>

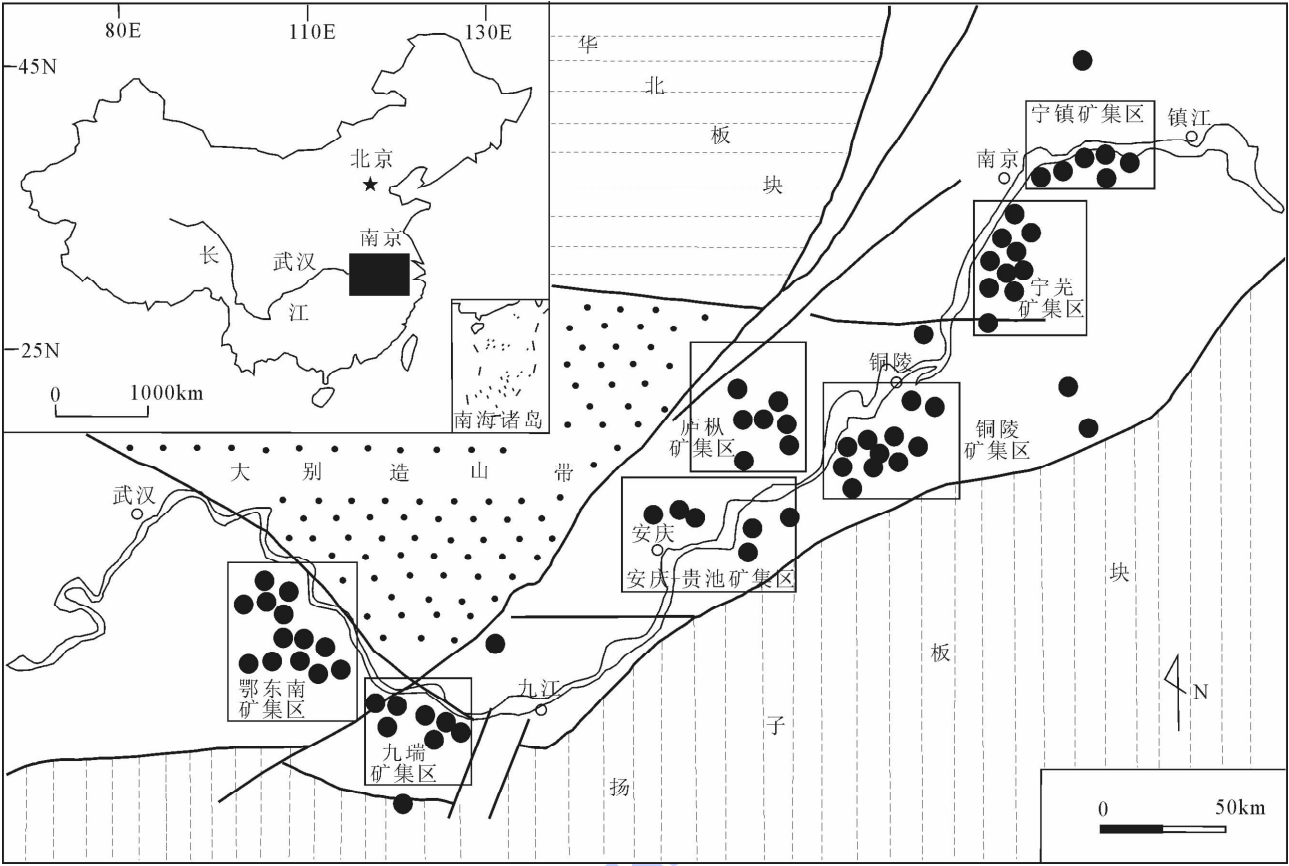


图 1 长江中下游成矿带主要矿集区和矿床分布略图(据周涛发等,2008)

Fig. 1 Sketch map of main metallogenic provinces and deposits in the Middle and Lower Yangtze River mineralization belt (after Zhou et al. , 2008)

处于古扬子板块的东北缘,在中生代中晚期-新生代为欧亚大陆板块内部的构造活动带。

区域地层由震旦系-第四系组成,大体上可划分为震旦系-下三叠统海相沉积为主的岩系和中-新生代陆相沉积及火山岩系。震旦系-下三叠统主要是海相碳酸盐和碎屑岩沉积,夹有海陆交互相和少量陆相沉积。早古生代,以贵池-常州断裂为界分为南北两区,北区以浅海-滨海相碳酸盐沉积为主,南区以深浅海相硅质-炭质岩和碎屑岩沉积为主,具有浊流沉积特点。九瑞地区南临庐山,庐山地区为江南古隆起的范围,江南古隆起的雏形形成于奥陶纪。至志留纪南北沉积差异现象逐渐消失,全区几乎皆为海相笔石页岩和碎屑岩沉积。加里东运动使全区上升,普遍发育沉积间断,随后沉积的上泥盆统以碎屑岩沉积为特征,假不整合在前泥盆系之上。石炭系至下三叠统,除二叠纪梁山组为滨海相煤系外,其余主要为浅海-滨海相碳酸盐沉积,间夹硅质岩。晚古生代地层分布广泛,岩相比较稳定,为本区内生铜多金属矿床重要赋矿层位。中三叠统至第四系为板内

变形阶段的产物,主要由陆相火山喷发及火山沉积物质组成。中上三叠统为海退型沉积系列,由蒸发台地相白云岩和膏(盐)沉积向海陆交互相、沼泽相过渡。下中侏罗统为内陆河湖相含煤碎屑沉积。中侏罗世末期开始的燕山运动,形成了上侏罗统-下白垩统的陆相火山岩系。晚白垩世至早第三纪为地堑、半地堑式红色碎屑沉积、含膏盐沉积,局部地区有微弱的中基性火山喷溢。

本区震旦系-三叠系地层变形强烈,导致在大别地块和江南地块之间形成了巨大的弧形褶皱系统,这个弧形褶皱系统,是长江中下游地区最重要的盖层褶皱构造,它以九江为中心向南突出。西部鄂东南地区,南侧由一系列走向 NWW-EW 向箱状、梳状褶皱组成;北侧褶皱相对紧闭,伴生走向冲断裂,区域性褶皱轴线偏转为 NW 走向。大别山突出体南面的九江、黄梅等地,一系列 NWW 向褶皱逐渐转向 EW 向。在九江、湖口以东地区转为 NEE、NE 向,褶皱带由互相平行斜列的褶皱束组成。此外,本区还发育 NEE 向褶皱系统,在鄂东南地区表现明

显(翟裕生等,1999)。区域断裂构造十分发育,时代上越到后期,尤其在燕山晚期,断裂作用的强度和密度也越大。按照规模,可分为岩石圈断裂、壳断裂、盖层大断裂和一般断裂等四级。岩石圈断裂和壳断裂对形成岩浆岩带和成矿带起主导作用,而盖层断裂则起控制侵入岩体就位和矿田、矿床位置的重要作用(翟裕生等,1999)。

在长江中下游地区岩浆岩主要以中生代岩浆活动产物为主,主要发育有 3 种类型的中生代花岗质岩石(毛景文等,2004;周涛发等,2008):①与 Cu-Au-Mo-Fe 多金属矿化有关的高钾钙碱性侵入岩系列,由辉长岩、闪长岩、石英闪长岩和花岗闪长岩等组成,属于 I 型或磁铁矿型花岗质岩类(Zhou et al., 2007),部分学者称其为埃达克质岩石(张旗,2001);②与玢岩铁矿有关的富钠钙碱性闪长岩类(常印佛等,1991)或称为橄榄安粗岩系列(王德滋等,1996),包括辉石闪长玢岩、闪长玢岩及其相应的喷出岩;③A 型花岗岩类,包括石英正长岩、正长岩、石英二长岩、碱性花岗岩及相应的喷出岩(唐永成等,1998;范裕等,2008)。

长江中下游成矿带内目前发现的铜多金属矿床(点)计有 200 余处,由多个各具特点的矿集区组成(图 1),其中,庐枞、宁芜矿集区主要位于断陷火山盆地地区(断凹区),铜陵、安庆-贵池、九瑞、宁镇等矿集区位于隆起区(断隆区),鄂东南矿集区则具有断隆区和断凹区的过渡性质(周涛发等,2008)。长江中下游地区成岩成矿特色显著,除了前述存在两期成矿或一期成矿争议的层状矿体外,主要为与燕山期岩浆作用有关的,由矽卡岩型、斑岩型(玢岩型)和热液脉型矿床组成的内生铜、铁、金成矿系列。

武山矿床,位于长江中下游成矿带九瑞矿集区内,可分为南、北两个矿带。北矿带主要是产于泥盆系五通组和石炭系黄龙组由碎屑岩向碳酸盐岩过渡部位的层状含铜黄铁矿型铜矿体,南矿带则主要是产于燕山期花岗闪长斑岩体与晚古生代碳酸盐岩接触部位的矽卡岩型铜矿体。层状矿体受层间挤压断裂带控制,呈似层状产出,与围岩地层产状基本一致。其中矿石矿物以黄铁矿、黄铜矿、胶黄铁矿为主,以及少量方铅矿、闪锌矿、辉铜矿等,脉石矿物以石英、白云石、方解石和高岭石为主。矿石结构主要有晶粒结构、填隙结构、压碎结构等;构造主要有块状、浸染状、层纹状、条带状等。矽卡岩矿体金属矿物以黄铁矿为主,其次为少量的黄铜矿、磁铁矿、方铅矿、闪锌矿等,脉石矿物主要有石英、方解石和石

榴子石等。

冬瓜山矿床,位于长江中下游成矿带铜陵矿集区内,发育层状含铜黄铁矿体、矽卡岩矿体和斑岩型矿体三种类型。层状矿体产于石炭系黄龙组白云岩与泥盆系五通组砂岩交界过渡部位,由厚薄不等的大致平行的硫化物矿层所组成,与地层呈整合产出,且同步褶曲。层状硫化物矿体之下的稠密浸染状和细脉-网脉状矿体,赋存在泥盆系五通组砂岩中。层状硫化物矿床的下部脉状矿体往往较小,主要为广泛的脉状矿化,以及硅化和绢云母化。冬瓜山层状矿体块状矿石主要有黄铁矿、胶黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿和磁铁矿组成,矿体有时与石膏或硬石膏伴生。研究表明,矿体中硬石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 14.8‰ ~ 20.5‰,与含矿围岩中硬石膏的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(20.5‰ ~ 21.6‰)相近,且均与晚古生代海底硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值接近,这说明矿体和围岩中的硬石膏均为海底沉积形成的,显示出矿床的沉积特征(陆建军等,2003,2008)。

2 典型层圈状和层纹状构造矿石特征

2.1 武山铜矿层圈状构造矿石特征

本次共采集武山北矿带层状矿体中层圈状构造矿石标本 12 件,经过细致的光薄片鉴定,确认其矿物组成、矿石组构如下:

(1) 矿物组成。主要金属矿物为黄铁矿,黄铁矿有两个世代;次要金属矿物包括黄铜矿,白铁矿,极少量斑铜矿;非金属矿物主要由白云石和石英组成。

(2) 矿石构造。矿石主要构造为层圈状和纹层状构造(图 2-(1),(2)),次要构造则包括条带状(图 2-3)、稠密浸染状、脉状构造等。

(3) 矿石结构。矿石主要结构包括第一世代黄铁矿被溶蚀而成的它形粒状结构(图 2-(4),(10))、热液充填和交代形成的它形填隙结构和溶蚀结构(图 2-(5),(8))、脆性变形所形成压碎结构(图 2-(6),(7));次要结构包括:第二世代黄铁矿粗晶等自形粒状结构(图 2-(11),(12))、韧性变形所致的压溶结构及压力影结构(图 2-(8),(9))。矿石构造不同,在结构上也有所区别,明显具层圈构造或纹层构造的矿石,黄铁矿结构上多为他形粒状结构,且有溶蚀结构,部分具韧性变形结构;条带状、脉状构造的矿石,黄铁矿结构上多为自形粒状结构,且有晶形完好的立方体粗晶(图 2-(11),(12)),可能代表晚阶段热液成因的第二世代黄铁矿。

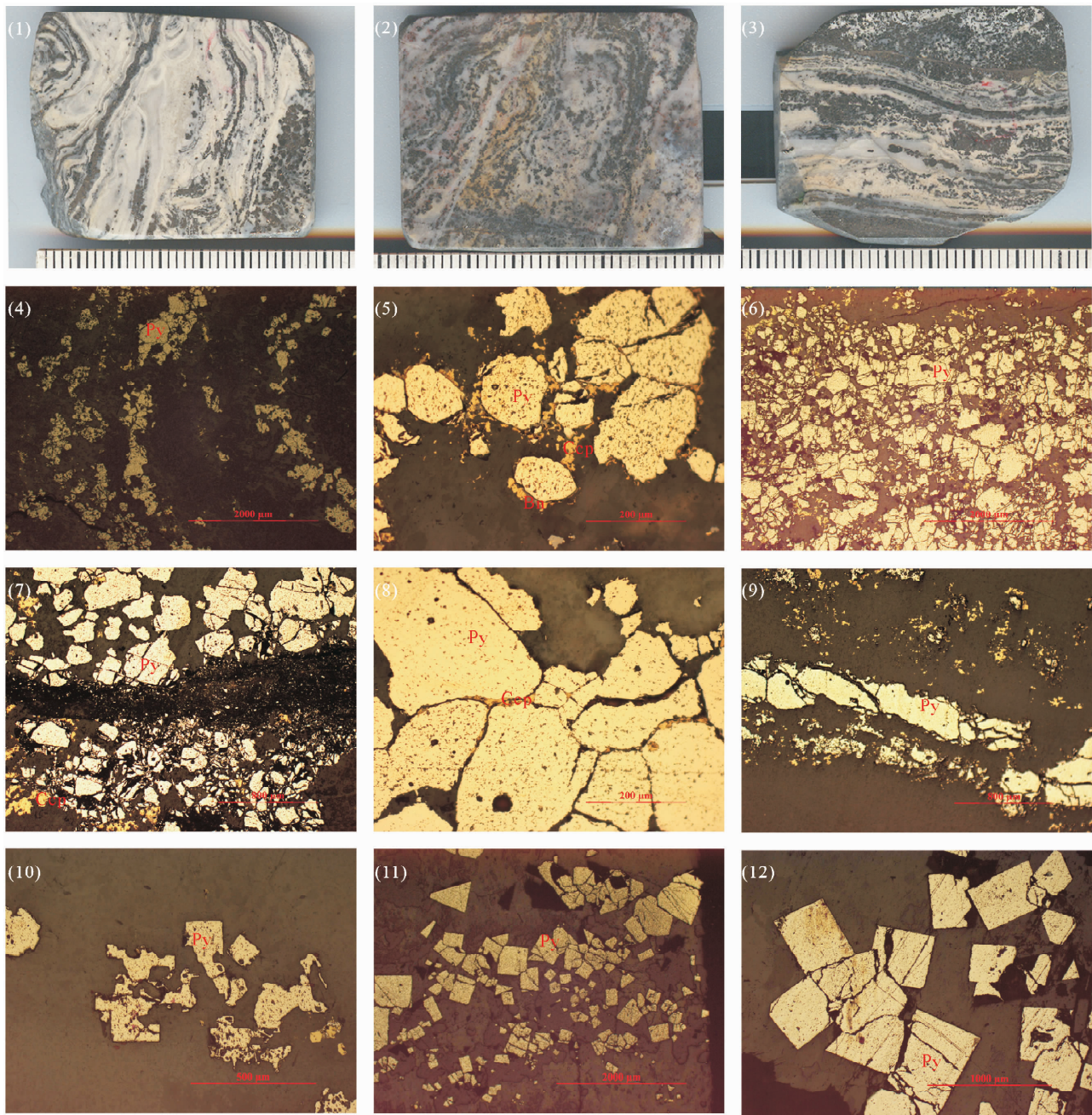


图 2 武山铜矿层圈状构造矿石主要矿石构造和结构图版

Fig. 2 Major structures and textures of the circular sulfide ores from Wushan Cu deposit

(1)~(3)—光片照片,一小格代表实际 1mm;(1)—一层圈状构造矿石;(2)—一层圈状构造矿石;(3)—一条带状构造矿石;(4)~(12)为反射单偏光镜下照片,(4)—它形黄铁矿呈条带状排布;(5)—黄铜矿、斑铜矿溶蚀黄铁矿的溶蚀结构;(6)—黄铁矿压碎结构;(7)—黄铁矿压碎结构,黄铜矿交代溶蚀黄铁矿;(8)—黄铜矿呈它形填隙结构或压溶结构;(9)—黄铁矿呈定向黄铁矿鱼;(10)—黄铁矿呈溶蚀残斑;(11)—立方体自形黄铁矿;(12)—立方体自形黄铁矿;矿物缩写:Py—黄铁矿;Ccp—黄铜矿;Bn—斑铜矿

(1)~(3)—Are photographs of polished sections, a grid means 1mm;(1)—circular ores;(2)—circular ores;(3)—banded ores;(4)~(12) are photomicrographs under reflected polarized light;(4)—anhedral pyrite;(5)—corrosion texture, chalcopyrite and bornite replace pyrite;(6)—crush texture of pyrite;(7)—crush texture of pyrite, chalcopyrite replaces pyrite;(8)—intersertal or pressure solution texture of chalcopyrite;(9)—derected pyrite fish;(10)—residual spot of pyrite;(11)—euhedral cubic pyrite;(12)—enedra cubic pyrite.

Abbreviations: Py—pyrite; Ccp—Chalcopyrite; Bn—Bornite

本次工作尚未发现确凿无疑的典型原生沉积成因结构,可能是所采集标本遭受热液或变形改造的程度较大所致。据翟裕生等(1992)描述,北矿带矿体中除主要由含铜黄铁矿矿石组成外,还普遍存在

块状和层纹状、条带状胶黄铁矿层,其层纹与上下地层层理一致,厚 3~6cm,沿着地层分布,产状异常稳定,常见晶质黄铁矿交代、穿插或包裹胶黄铁矿的现象。从上述描述来看,这种所谓胶黄铁矿型矿石可能和本次工作所采集的层圈状构造矿石类似。翟裕生等(1992)根据胶黄铁矿型矿石中各种黄铁矿的化学成分、物性及硫同位素组成,将其划分为沉积成因和热液成因两大类,并明确指出这类矿石中存在着显微球粒状和次生加大边的结构,可代表原生沉积成岩结构。由此可见,武山北矿带中层圈状构造矿石中应该有部分黄铁矿属沉积成因的,只是本次工作所采集样品当中未见到保存完好的反映沉积成因的组构。

(4) 矿物生成顺序。黄铁矿有两个世代,第一世代黄铁矿主要呈它形,可能是在热液阶段被溶蚀和变形改造;第二世代黄铁矿往往呈立方体自形晶,在热液阶段还可出现白铁矿交代溶蚀早世代黄铁矿的现象,随后最晚阶段的黄铜矿和斑铜矿可交代溶蚀黄铁矿和白铁矿,因此矿物生成顺序从早到晚依次为:第一世代黄铁矿(呈它形)→第二世代自形黄铁矿→白铁矿→黄铜矿+斑铜矿。

2.2 冬瓜山铜矿层纹状、层圈状构造矿石特征

前人对冬瓜山铜矿层状矿体的矿石进行过大量而细致的光薄片鉴定工作,本文在此不再重复,简要总结主要认识如下:冬瓜山矿床中层状矿体中最典型的矿石构造为层纹状构造,主要由硫化物矿物与含硫化物的石英-碳酸盐等脉石矿物相互交替构成;矿石形成后由于受到后期应力作用发生变形,层纹状构造演变成揉皱状构造。胶状结构在层状黄铁矿层中普遍存在。在胶黄铁矿中还保留同心圆状结构(陆建军等,2003;2008)。

大量文献显示,冬瓜山铜矿层状矿体中层圈状(同心圆状)、层纹状构造矿石中仍可见大量残留的原生沉积组构,且海底热水喷流沉积的证据明显。燕山期岩浆热液对层状矿体也进行了叠加和改造,改变了矿石的结构构造和矿石成分(陆建军等,2008),见黄铜矿交代黄铁矿变斑晶呈环斑结构或脉状交代结构,交代磁黄铁矿呈交代假象结构或交代残留结构等。

另外,冬瓜山铜矿中上部层状矿体及下部的细脉、网脉状矿化蚀变的二元结构,被一些学者认为与海底热水喷流沉积作用有成因联系(李红阳等,2004,2006)。因为层状矿体与下盘细脉、网脉状矿化共生是块状硫化物矿床的标志性特征之一

(Franklin et al, 1981)。冬瓜山层状矿体与含铜蛇纹石层伴生(曾普胜等,2004;2005),曾普胜等研究认为这些层状含铜蛇纹石层可能是由含硅、镁的热水沉积岩在燕山期岩浆热液作用下转变而来。

3 碳氧同位素研究

3.1 武山铜矿层圈状构造矿石碳氧同位素研究

为了对比研究正常沉积的黄龙组碳酸盐和层圈状构造矿石中白云石条带的成因联系,本次采集了层圈状构造矿石中白云石和黄龙组中碳酸盐样品共 26 件进行 C、O 同位素研究,测试工作在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成,测试结果见表 1。分析方法是常规磷酸法,通过微钻提取的岩石样品磨成粉末后在烘箱中烘干,然后装入 Gas Bench 反应装置中,在真空系统中于 70℃ 下与 100% 的正磷酸反应 2h。获得的 CO₂ 气体在 Finnigan Delta Plus XP 质谱仪上测 C、O 同位素组分。分析结果采用 PDB 标准,测试精度为 0.2‰。

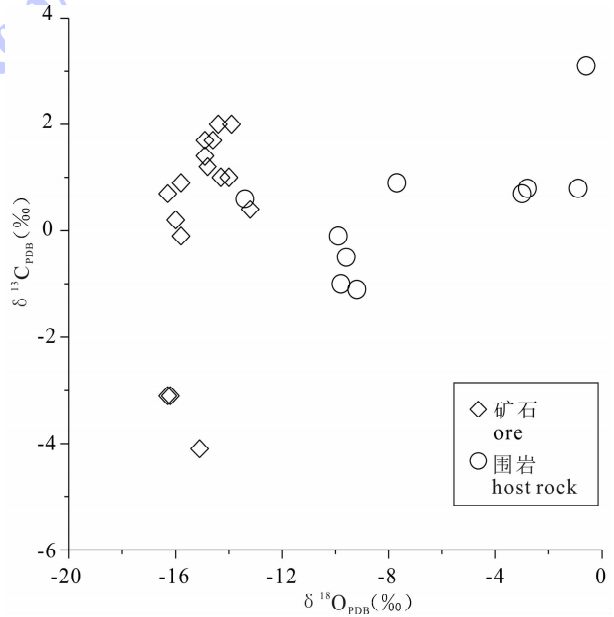


图 3 武山铜矿黄龙组和层圈状矿石中碳酸盐 C、O 同位素组成

Fig. 3 Carbon and Oxygen isotopic composition of Huanglong Formation carbonates and the circular sulfide ores in Wushan Cu deposit

从表 1 和图 3 可知,16 件层圈状构造矿石中白云石样品 $\delta^{13}C_{PDB}$ 变化范围为 -4.1‰~2.0‰,均值为 0.2‰,而 10 件黄龙组中白云岩样品 $\delta^{13}C_{PDB}$ 变化范围为 -1.1‰~3.1‰,均值为 0.4‰,二者接近,

大致相当于同时代海相碳酸盐碳(显生代海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值接近于 0,平均为 $0.56\pm 1.55\text{‰}$)。

16 件层圈状构造矿石中白云石样品 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-16.3\text{‰}\sim -13.2\text{‰}$,均值为 -15.0‰ ,经换算后的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $14.1\text{‰}\sim 17.3\text{‰}$,平均为 15.4‰ ;而 10 件黄龙组中白云石样品 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 变化范围为 $-13.4\text{‰}\sim 0.6\text{‰}$,均值为 -6.7‰ ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 变化范围为 $17.1\text{‰}\sim 30.3\text{‰}$,平均为 24.0‰ ,变化较大。

目前,学者们基本共识碳酸盐岩沉积之后的成岩、变质和热液蚀变过程均可导致同位素分馏,通常导致 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 降低(Banner, 1995; Banner et al., 1990; Jacobsen et al., 1999; Ray et al., 2003; 蒋少涌, 1987, 1988; 蒋少涌等, 1991; 陈衍景等, 2000),而且 $\delta^{18}\text{O}$ 相对于 $\delta^{13}\text{C}$ 更易发生变化。Hudson(1977)建议将 $\delta^{18}\text{O}$ 作为岩石遭受流体作用的指示剂,Veizer(1983)认为低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值指示原岩

与流体发生平衡反应,一些学者如 Banner et al. (1990)专门研究了碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 较 $\delta^{13}\text{C}$ 更易变化的原因,指出在开放体系中,当流体/岩石比值(W/R)很低时($W/R<10$),方解石或碳酸盐矿物即能与富水流体之间达到氧同位素分馏平衡,而碳同位素分馏平衡则要求 W/R 高达 10^3 ,其原因是碳酸盐岩碳含量高,可以缓冲流体作用引起的 $\delta^{13}\text{C}$ 变化。

从表 1 和图 3 也可以看出,层圈状构造从内部白云石条带到外部白云石条带以及到边部脉状白云石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 在同一标本中无明显差别,表明后期白云石脉的碳和层圈状构造白云石条带中碳来源一致。层圈状构造矿石和已知的正常海相灰岩的 C、O 同位素值范围相比,存在着 $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ 的明显降低的特征,可能是低 W/R 比值的流体作用引起(Banner et al., 1990);而黄龙组碳酸盐岩大都落在正常海相灰岩范围内。

表 1 武山铜矿黄龙组和层圈状矿石碳氧同位素分析结果

Table 1 Carbon and oxygen isotope data of carbonates from the Huanglong Formation and the circular sulfide ores in Wushan Cu deposit

序号	样号	岩性	取样位置	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}(\text{‰})$
1	09W-1-1	同心圈构造黄铁矿化白云岩	武山铜矿-260m 中段层状矿体上部	-4.1	-15.1	15.3
2	09W-1-2	同心圈构造黄铁矿化白云岩		-3.1	-16.3	14.1
3	09W-1-3	同心圈构造黄铁矿化白云岩		-3.1	-16.2	14.2
4	西-1 采场-1	紧密揉皱状黄铁矿化白云岩	武山铜矿西-1 采场	1.0	-14.3	16.2
5	西-1 采场-2	紧密揉皱状黄铁矿化白云岩		0.4	-13.2	17.3
6	西-1 采场-3	紧密揉皱状黄铁矿化白云岩		1.0	-14.0	16.5
7	09W-26-4-1	同心圈构造黄铁矿化白云岩	武山铜矿坑道-220m, 东 4 采场(-230m)40 线	0.2	-16.0	14.4
8	09W-26-4-2	同心圈构造黄铁矿化白云岩		0.9	-15.8	14.6
9	09W-26-4-3	同心圈构造黄铁矿化白云岩		-0.1	-15.8	14.6
10	09W-26-4-4	同心圈构造黄铁矿化白云岩		0.7	-16.3	14.1
11	西-1 采场 1-1	条带状构造黄铁矿化白云岩	武山铜矿西-1 采场	1.7	-14.9	15.5
12	西-1 采场 1-2	条带状构造黄铁矿化白云岩		1.2	-14.8	15.7
13	西-1 采场 2-1	同心圈构造黄铁矿化白云岩		1.7	-14.6	15.9
14	西-1 采场 2-2	同心圈构造黄铁矿化白云岩		2.0	-14.4	16.1
15	西-1 采场 2-3	同心圈构造黄铁矿化白云岩		2.0	-13.9	16.6
16	09WS-Ⅱ-2-1-1	碎裂状黄铁矿化白云岩	武山铜矿,具体不祥	1.4	-14.9	15.5
17	09WS-Ⅱ-2-1-2	黄龙组白云岩	武山铜矿,具体不祥	-0.5	-9.6	21.0
18	10WSJ-1	黄龙组白云岩	高丰镇乌石街黄龙组	0.8	-0.9	30.0
19	10WSJ-3-1	含砂屑灰岩		0.8	-2.8	28.0
20	10WSJ-3-2	黄龙组砂屑灰岩		0.7	-3	27.8
21	10WSJ-4-1	黄龙组生物屑微晶灰岩		-1.1	-9.2	21.4
22	10WSJ-4-2	黄龙组生物屑微晶灰岩		-1	-9.8	20.8
23	10NG-5	黄龙组白云岩	武山南港 ZK120-1 黄龙组	0.9	-7.7	23.0
24	10NG-6	黄龙组白云岩		3.1	-0.6	30.3
25	10NG-7	黄龙组白云质灰岩		-0.1	-9.9	20.7
26	10NG-8	黄龙组灰岩		0.6	-13.4	17.1

注: $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}=1.03091\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}+30.91$ (据 Coplen et al., 1983)

3.2 冬瓜山铜矿碳氧同位素研究

李红阳等(2006)对冬瓜山铜矿层状矿体中矿石进行过细致的碳氧同位素研究工作,主要成果如下:(1)矿层顶板与胶黄铁矿互层的白云岩, $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+16.8\text{‰} \sim +24.5\text{‰}$,平均值为 $+20.65\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $+2.0\text{‰} \sim +2.2\text{‰}$,平均值为 $+2.1\text{‰}$,应属于正常海相碳酸盐沉积物的沉积成因;(2)矿层顶板含矿硅质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+12.0\text{‰}$,明显属于热水沉积硅质岩的特点;(3)含铜块状层状硫化物矿石中的菱铁矿, $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+11.6\text{‰} \sim +15.3\text{‰}$,平均值为 $+13.97\text{‰}$, $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-4.1\text{‰} \sim +3.2\text{‰}$,平均值为 -1.53‰ ,主要反映同生沉积和热液自交代的叠加;(4)矿层下部浸染状-脉状矿化岩(矿)石中脉石英或全岩, $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $+12.4\text{‰} \sim +14.0\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值明显低于正常沉积岩,解释为热液对沉积岩强烈蚀变矿化可能比较合理。总之,冬瓜山铜矿床氧、碳同位素组成具有海底热水喷流沉积成因矿床的特点,而且对应于矿床的双层结构,从下部浸染状-脉状矿化岩(矿)石到上部层状块状硫化物矿石至矿层顶板含矿硅质岩, $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增高,垂向演化明显。相比武山铜矿层状矿体中层圈状构造矿石的碳氧同位素组成仅反映强烈热液改造结果不同,冬瓜山铜矿中层状矿体矿石的碳氧同位素组成仍能显示出明显的海底热水喷流沉积成因特点。

4 扫描电镜研究

4.1 冬瓜山铜矿层圈状构造矿石扫描电镜研究

扫描电镜研究对象为冬瓜山铜矿同心环纹构造矿石。通过对样品的扫描电镜观察,发现存在两类同心环纹,一类纹层由黄铁矿构成,另一类微层由富含碳氧镁硅的矿物构成。能谱分析显示黄铁矿微层含高的碳和硫,富含碳氧镁硅的微层中发现哑铃状、球状和瘤状似细菌结构(图4)。

上述研究表明环纹可能是细菌构成的菌席,黄铁矿可能是还原条件下的杆状菌席所构成,含镁硅的矿物的菌席可能是相对氧化条件下滋生的菌席所构成。两种化学环境的反复构成了两种纹层的交替。由于环状纹层不具趋光方向性,说明这些细菌可能属化能细菌。细菌的造岩作用反映了微生物对含矿建造形成过程中所起的作用。可见,前人认为可能是“自组织”形成的环纹也许实际上是一类由细菌形成的叠层构造。

4.2 武山铜矿层圈状构造矿石扫描电镜研究

通过对武山铜矿层圈状构造矿石进行扫描电镜分析,还未能发现细菌等微生物证据,可能是因为其遭受了强烈的后期热液改造,使得原生同生沉积的矿物、组构,同时也包括细菌等微生物均难以寻觅。

5 灰泥丘构造矿石的发现和意义

5.1 灰泥丘概念及其典型特点

灰泥丘是碳酸盐岩建隆(build-up)一种类型。它区别于无脊椎动物形成的礁体,灰泥丘是依靠微生物,例如菌藻类的作用而建造起来的。灰泥丘和一般的生物礁一样具有抗浪作用,突出于海底形成正地形;一般生物礁的建造骨架是无脊椎动物骨骼,如珊瑚,层孔虫,牡蛎;而灰泥丘的骨架系统是由叠层石,凝块石等构成。叠层石和凝块石由于存在菌藻类,所以具有海底早期固化作用,得以建造骨架。灰泥丘从前寒武纪到现在海底都有存在。

微观上,灰泥丘基本由泥状碳酸盐沉积物组成,即 mudstone(泥岩),wackstone(泥晶灰岩)和少量的 packstone(泥粒灰岩)。许多灰泥丘由微生物岩 microbiolites 构成的骨架支撑,封闭孔洞中充填亮晶方解石,开放孔洞中常充填有砂屑,生物屑,或有时被特定的生物栖息。由于微生物的作用灰泥丘成岩/石化迅速,可以抗浪。组成灰泥丘的泥晶灰岩由非常纯的碳酸盐组成,它们甚至可以在粘土质海底上生长(Monty,1995)。

通常灰泥丘主要发育于各类斜坡相环境,典型元古代灰泥丘的两翼具有 $30^\circ \sim 40^\circ$ 的坡度。灰泥丘的规模并无限制。例如爱尔兰的早石炭世的华索蒂类型的丘高1000m,面积达 30000km^2 (Lees,2006),小型灰泥丘可以是微型丘的水平。

灰泥丘的丘核相可以分出格架系统和孔洞系统两个部分。丘核相位于丘的中心部位。灰泥丘的丘核上面可以存在顶脊粘结岩相,顶脊粘结岩相富含丰富的藻类化石。这些藻类起粘结作用。丘核的侧翼为侧翼相,侧翼相发育碎屑流沉积,可见各种大小不等的砾石或砂构成的塌积沉积。

典型的灰泥丘是华索蒂类型的灰泥丘(Lees et al., 1995;2006),除华索蒂丘以外,也存在冷水珊瑚丘,叠层石丘,凝块石丘等类型。典型的灰泥丘的丘核相中可以见到斑马构造、层状晶洞构造等。确定灰泥丘的存在有4个标志:①灰泥丘紧临台地的斜坡相,为碳酸盐岩发育区;②灰泥丘的周围是丘间相沉积,往往是较深水的斜坡相泥岩或灰岩;③丘核

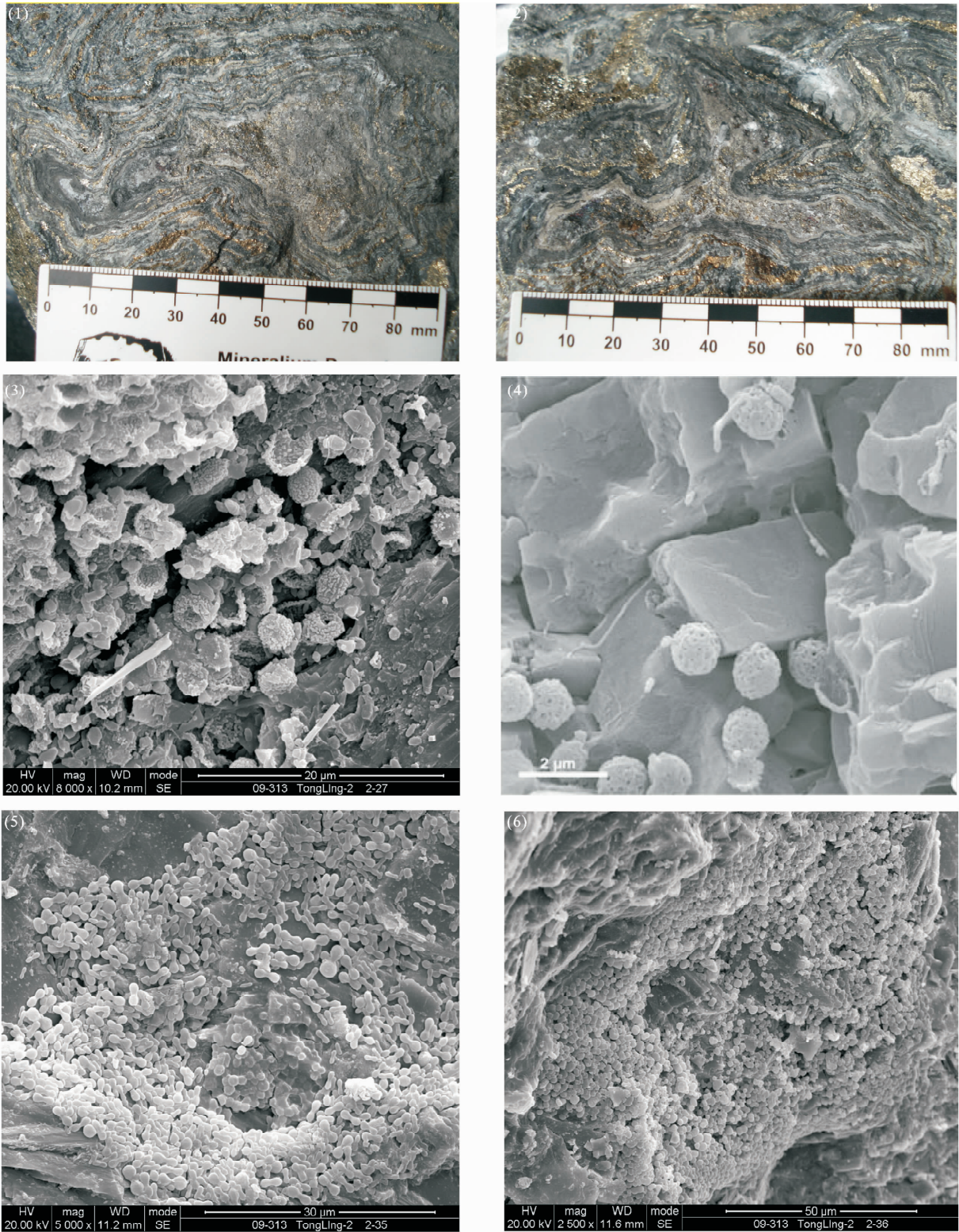


图 4 冬瓜山铜矿同心环状构造矿石扫描电镜显微照片, 并与意大利三叠系叠层石中的细菌对比
Fig. 4 Scanning electron microscope (SEM) photomicrographs of circular sulfide ores in Dongguashan Cu deposit, comparing with bacteria in Triassic stromatolites in Italy

(1)(2)—同心环纹和环纹中间的孔洞系统; (3)—瘤状细菌; (4)—意大利三叠系叠层石中的细菌(据 Perri et al. , 2007);
(5)—哑铃状细菌; (6)—球状细菌
(1)(2)—Cavities system in the center of homocentric and circular lamina; (3)—nodular bacteria; (4)—Bacteria in Triassic stromatolites in Italy (after Perri et al. , 2007); (5)—dumbbell-shaped bacteria; (6)—micrococcus

相可以见到叠层石、凝块石、斑马构造、层状晶洞构造;④丘侧翼发育垮塌砾岩或其他碎屑流沉积。如果是若干灰泥丘长在一起,可以组合成灰泥丘复合体。

5.2 灰泥丘和热水喷流沉积成矿作用的关系

灰泥丘通常产出在紧临台地的斜坡相,为碳酸盐岩发育区,不过,灰泥丘也可发育于较深水区。Pratt(1995)曾系统地描述了深水灰泥丘的起源、生物学及其演化,其中不乏产于坡前相(foreslop)和深水礁相(deep reef)的深水灰泥丘。灰泥丘与热水喷流沉积作用的关系研究鲜有报道,但从仅有的少数文献来看,深水的灰泥丘可能在形成环境上更容易接近热水喷流沉积成矿的环境,例如爱尔兰华索蒂(Waulsortian)灰泥丘就属于深水灰泥丘,其中就发现有草莓状黄铁矿富集,Lees 等(1995)认为其形成是由细菌还原硫酸盐而沉淀的,并提出了一个模式来解释该灰泥丘的形成过程,即形成过程包括表面过程和埋藏过程,表面过程形成灰泥丘,随后被埋藏进入埋藏过程,此时,在一些原生和次生的孔洞中充填胶结物,该过程又可分为 ABCD 四阶段,其中 C 阶段中由于细菌还原硫酸盐而有草莓状黄铁矿沉淀。

真正显示灰泥丘和热水喷流沉积成矿有紧密联系的例子可见 Riedel(1980)报道的发育于爱尔兰早

石炭世华索蒂灰泥丘中的 Tynagh 铅锌矿(图 5)。Riedel(1980)研究表明,在 Tynagh 铅锌矿床中,矿体的赋矿围岩就是华索蒂灰岩(华索蒂灰泥丘),含矿热液通道位于 EW 向 Tyangh 断裂北侧,碳酸盐和生物礁等组成的灰泥丘形成环境是造成矿石沉淀的环境,垂死的生物和细菌原地所致的还原环境是造成矿石沉淀的主要原因,其中硫化物矿石和铁质层是热水喷流成因的,主要矿体的矿化是发生于同沉积到成岩阶段,在成岩作用早期可能遭受了弱的蚀变。

夏学惠(2001)通过对燕辽成矿带内的产于元古宙地层中的高板河式块状硫化物矿床的研究,发现黄铁矿叠层石呈丘堆状分布在矿体中,可能也属于本文所述的一种矿化灰泥丘。燕辽成矿带中高板河式矿床产在元古宙高于庄组碳酸盐岩沉积期形成的受同生断裂控制的次级断陷盆地中,呈线形展布。这种成矿环境与长江中下游成矿带具有一定的相似性。据夏学惠报道,黄铁矿叠层石呈小型丘堆状分布在含矿地层及硫化物矿体中,丘堆长轴一般 3~24m,长轴方向与地层走向一致。依据黄铁矿叠层石的形态特点,可细分为 5 种类型,即波纹状、柱状、锥状、肾状和鲕状。经扫描电镜观察,在高板河式块状硫化物矿床发现了类似于现代海底热泉喷口处的丝状体细菌,均已黄铁矿化,经过激光拉曼光谱测

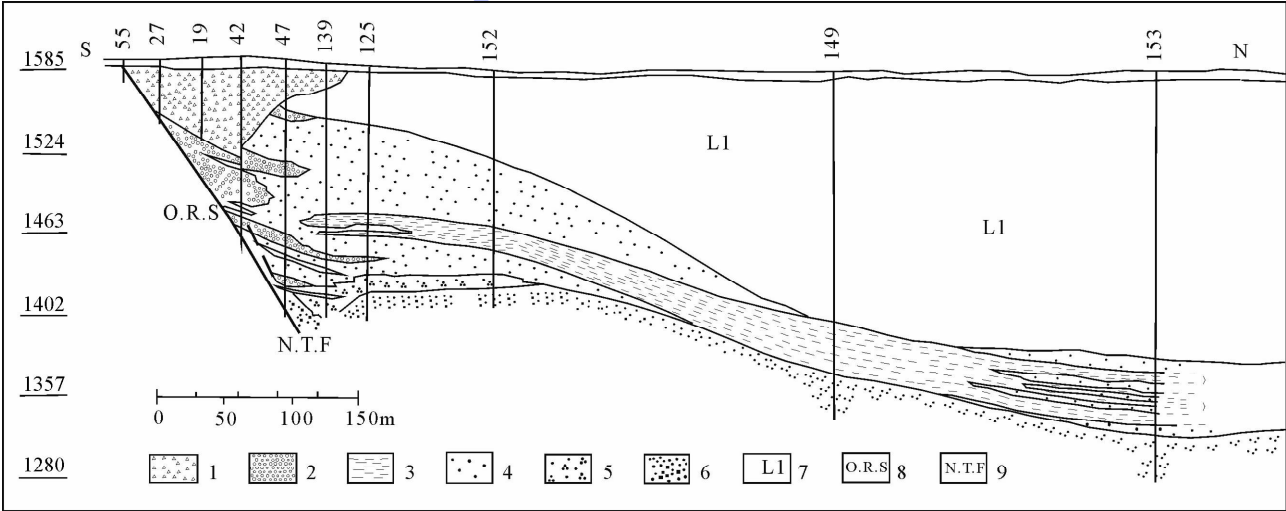


图 5 爱尔兰下石炭统华索蒂灰泥丘中的 Tynagh 铅锌矿勘探线剖面图(据 Riedel, 1980)

Fig. 5 Geological profile through the orebodies of Tynagh Pb-Zn deposit in Lower Carboniferous Waulsortian bank limestone in Ireland (after Riedel, 1980)

1—残余氧化矿体;2—原生矿体;3—铁质层;4—华索蒂灰岩(灰泥丘)(L2);5—过渡带(L2/L3);6—下部泥灰岩(L3);
7—CALP 灰岩(L1);8—古老红色砂岩;9—北 Tynagh 断裂

1—Residual ore; 2—primary ore; 3—iron formation; 4—Waulsortian bank limestone(L2); 5—transition zone(L2/L3);
6—lower muddy limestone(L3); 7—CALP limestone; 8—old red sandstone; 9—north tynagh fault

试发现还保留少量有机质(冯军等, 2007)。

冯军等(2008)报道了冲绳海槽伊平屋海洼海底黑烟卤样品中存在保留完好的矿化丝状微生物化石, 有四种不同类型的丝状体, 可能是硫或者铁氧化能自养细菌和真菌矿化而成。对这些微生物矿化过程的研究表明, 它们经历了不同阶段的矿化, 形成的矿物与热液成分以及微生物种类有关。这些微生物在海底热液成矿作用中起着重要的作用。

由此笔者推测, 与微生物和细菌有关的灰泥丘尤其是深水灰泥丘可能与热水喷流沉积成矿作用关系密切, 灰泥丘能作为热水喷流沉积成矿的重要证据之一。

5.3 冬瓜山铜矿和武山铜矿灰泥丘状构造矿石的发现

从前人资料和本文研究来看, 在冬瓜山铜矿和武山铜矿的层状矿体中均存在大量层圈状、层纹状或同心环状矿石, 在宏观构造上类似于灰泥丘的孔洞系统, 因此笔者推测其可能属于一种灰泥丘(下文将该类型矿石称为“灰泥丘构造矿石”, 简称“灰泥丘”)。

经过系统光薄片鉴定之后发现, 冬瓜山铜矿灰泥丘构造矿石保留了大量明显的同生沉积/热水喷流沉积成因的组构(陆建军等, 2008); 而武山铜矿该类矿石目前观察到的同生沉积组构并不典型, 不过翟裕生等(1992)的研究表明, 在胶黄铁矿型矿石中可以见到反映同生沉积成因的显微球粒状和次生加大边的结构。

进一步碳氧同位素分析结果显示冬瓜山铜矿灰泥丘构造矿石为海底热水喷流沉积成因, 而武山铜矿该类矿石则更多显示为热液改造的结果。

扫描电镜分析发现, 冬瓜山铜矿灰泥丘构造矿石存在两类同心环纹, 一类纹层由黄铁矿构成, 另一类纹层由富含碳氧镁硅的矿物构成, 发现了哑铃状、球状和瘤状细菌。可见, 该类型矿石是微生物成因, 可以判断其属于灰泥丘。尽管武山铜矿灰泥丘构造矿石中目前还未能发现细菌等微生物, 但是其宏观构造特点和冬瓜山铜矿灰泥丘矿石特点接近, 推测其也是灰泥丘, 只不过目前所采样品由于后期热液改造强烈, 所以灰泥丘中原生沉积组构以及微生物均被改造得面目全非了, 难以发现。

总之, 冬瓜山铜矿和武山铜矿中灰泥丘的确认和发现, 表明在长江中下游成矿带黄龙组沉积时的海西期, 存在着利于灰泥丘生长的斜坡环境, 其深度可能要比一般的碳酸盐台地深。从前述灰泥丘和热

水喷流沉积成矿作用的密切关系, 可以推断, 灰泥丘生长的斜坡环境, 同样可以是热水喷流沉积成矿作用易于发生的环境, 二者可能同时发生, 形成灰泥丘构造矿石。因此, 本文结果进一步支持长江中下游成矿带铜多金属矿床层状矿体成因类型属于海西期喷流沉积成矿-燕山期热液叠加的观点。

5.4 灰泥丘构造矿石的后期改造

前述研究表明, 灰泥丘构造矿石是海西期沉积成因, 后因印支期变形作用以及燕山期岩浆热液作用的改造, 往往矿石中原生沉积组构特点会受到不同程度的后期改造, 冬瓜山和武山铜矿两个矿床中灰泥丘构造矿石受改造程度不一样, 前者受改造较弱, 后者受改造强烈。

冬瓜山矿床中层状矿体中灰泥丘构造矿石以层纹状构造为主, 另有少量层圈状(同心圆状)构造。前人研究表明, 该类型矿石虽然后期也受热液和变形作用的改造, 但改造有限, 矿石中仍可见大量残留的原生沉积组构, 其碳氧同位素组成仍是反映海底热水喷流沉积特点, 细菌等微生物也都得以完好保存。

武山铜矿灰泥丘构造矿石则以层圈状构造为主, 少量稠密浸染状构造和脉状构造等, 矿石结构主要包括反映热液后期充填和交代所致的它形粒状结构、溶蚀结构、它形填隙结构以及韧性变形所致的压溶结构及压力影结构。碳氧同位素组成上则是反映明显受到后期热液改造的特点, 同时扫描电镜分析也未能发现残留的细菌等微生物结构。

可见, 灰泥丘构造矿石的后期改造, 会给识别灰泥丘带来难度, 从而影响着人们对其成因的认识。

6 结论

(1)在前人研究基础上, 经光薄片鉴定、扫描电镜观察和碳氧同位素分析等认为, 长江中下游成矿带中的武山铜矿和冬瓜山铜矿层状矿体中层圈状构造、层纹状构造或同心环状构造矿石在宏观构造特征上显示出类似于灰泥丘的孔洞系统, 微观上发现了细菌等微生物结构, 可判断其属于一种矿化的灰泥丘。

(2)冬瓜山铜矿灰泥丘构造矿石保留了大量显示原生热水喷流沉积成因的组构特点和碳氧同位素组成特征, 而武山铜矿灰泥丘构造矿石则显示出强烈受热液改造的矿石组构和碳氧同位素组成特征。

(3)扫描电镜分析结果显示冬瓜山铜矿灰泥丘构造矿石中有哑铃状、球状和瘤状细菌, 其应为微生物

物成因岩;而武山铜矿灰泥丘构造矿石由于后期热液改造严重,目前我们还未找见细菌等微生物结构。

(4)资料显示,灰泥丘和热水喷流沉积成矿作用关系密切,可视为热水喷流沉积成矿的重要证据之一。冬瓜山和武山铜矿灰泥丘构造矿石的发现,佐证了长江中下游成矿带在海西期曾发生过热水喷流沉积成矿作用。

致谢: 本文研究过程中得到了常印佛院士、翟裕生院士等的大力支持和悉心指导。适逢常印佛院士 80 华诞之际,谨以此文表示祝贺和感谢。

参考文献

包家宝, 汤树清, 余志庆. 2002. 江西铜矿地质. 南昌: 江西科学技术出版社, 75~85.

曾普胜, 杨竹森, 蒙义峰, 裴荣富, 侯增谦, 徐文艺, 王训诚, 田世洪. 2004. 安徽铜矿矿集区燕山期岩浆流体系统时空结构及成矿. 矿床地质, 23(3): 298~309.

曾普胜, 裴荣富, 侯增谦, 蒙义峰, 杨竹森, 田世洪, 徐文艺, 王训诚. 2005. 安徽铜陵矿集区冬瓜山矿床: 一个叠加改造型铜矿. 地质学报, 79(1): 106~113.

常印佛, 刘学圭. 1983. 关于层控式夕卡岩型矿床——以安徽省内下扬子拗陷中一些矿床为例. 矿床地质, 2(1): 11~20.

常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带. 北京: 地质出版社, 1~379.

陈衍景, 刘丛强, 陈华勇, 张增杰, 李超. 2000. 中国北方石墨矿床及赋矿孔达岩系碳同位素特征及有关问题讨论. 岩石学报, 16(2): 233~244.

崔彬, 杨明银, 詹朝阳. 2002. 武山铜矿北矿带黄铁矿的成因矿物学研究. 地质与勘探, 38(5): 44~48.

丁昕, 蒋少涌, 倪培, 顾连兴, 姜耀辉. 2005. 江西武山和永平铜矿含矿花岗质岩体锆石 SIMS U-Pb 年代学. 高校地质学报, 11(3): 383~389.

董平, 王文斌, 李文达, 谢华光. 1995. 武山铜矿层状矿体含铜黄铁矿矿体锆同位素地球化学特征及矿床成因. 火山地质与矿产, 16(2): 94~100.

范裕, 周涛发, 袁峰, 钱超超, 陆三明, David C. 2008. 安徽庐江-枞阳地区 A 型花岗岩的 LA-ICP-MS 定年及其地质意义. 岩石学报, 24(8): 1715~1724.

冯军, 李江海, 程索华. 2007. 河北兴隆中元古代古海底黑烟囱中微生物化石的发现及其意义. 微体古生物学报, 24(2): 205~209.

冯军, 李江海, 初凤友. 2008. 冲绳海槽海底硫化物中微生物矿化研究. 海洋学报, 30(2): 62~69.

顾连兴. 1984. 江西武山中石炭世海相火山岩和块状硫化物矿床. 桂林冶金地质学院学报, 4(4): 91~102.

顾连兴, 徐克勤. 1986. 论长江中、下游中石炭世海底块状硫化物矿床. 地质学报, 60(2): 176~188.

顾连兴. 1987. 江西武山与华南型块状硫化物矿床伴生的燕山期侵入岩. 岩石学报, (1): 64~76.

黄恩邦, 张堂, 罗钊生. 1990. 城门山、武山铜矿床成因. 矿床地质,

9(4): 291~300.

蒋少涌. 1987. 碳酸盐的氧碳同位素组成及其在矿床研究中的应用. 辽宁地质学报, 2: 73~79.

蒋少涌. 1988. 辽宁青城子铅锌矿床氧、碳、铅、硫同位素地质特征及矿床成因. 地质论评, 4(6): 515~523.

蒋少涌, 丁悌平, 万德芳, 孙利. 1991. 八家子铅锌矿床氢、氧、碳和硅稳定同位素研究. 矿床地质, 10(2): 143~151.

蒋少涌, 李亮, 朱碧, 丁昕, 姜耀辉, 顾连兴, 倪培. 2008. 江西武山铜矿区花岗闪长斑岩的地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素组成及成因探讨. 岩石学报, 24(8): 1679~1690.

蒋少涌, 孙岩, 孙明志, 边立曾, 熊永根, 杨水源, 曹钟清, 吴亚民. 2010. 长江中下游成矿带九瑞矿集区叠合断裂系统和叠加成矿作用. 岩石学报, 26(9): 2751~2767.

李红阳, 杨竹森, 蒙义峰, 曾普胜, 徐文艺. 2004. 铜陵矿集区块状硫化物矿床地质特征. 矿床地质, 23(3): 327~333.

李红阳, 杨秋荣, 李英杰, 侯增谦, 杨竹森, 蒙义峰. 2006. 安徽冬瓜山铜矿床的地球化学特征. 地球学报, 27(6): 551~556.

陆建军, 华仁民, 徐兆文, 高剑峰, 李娟. 2003. 安徽铜陵冬瓜山铜、金矿床两阶段成矿模式. 高校地质学报, 9(4): 678~690.

陆建军, 郭维民, 陈卫锋, 蒋少涌, 李娟, 颜晓蓉, 徐兆文. 2008. 安徽铜陵冬瓜山铜(金)矿床成矿模式. 岩石学报, 24(8): 1857~1864.

毛景文, Stein H, 杜安道, 周涛发, 梅燕雄, 李永峰, 藏文栓, 李进文. 2004. 长江中下游地区铜金(铂)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示. 地质学报, 78(1): 121~131.

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.

唐永成, 吴言昌, 储国正, 邢凤鸣, 王永敏, 曹奋杨, 常印佛. 1998. 安徽沿江地区铜多金属矿床地质. 北京: 地质出版社, 1~351.

王德滋, 任启江, 邱检生, 陈克荣, 徐兆文, 曾家湖. 1996. 中国东部橄榄安粗岩省的火山岩特征及其成矿作用. 地质学报, 70(1): 23~34.

夏学惠. 2001. 黄铁矿叠层石丘堆式沉积与块状硫化物的富集作用. 化工矿产地质, 23(3): 129~133.

徐克勤, 王鹤年, 周建平, 朱金初. 1996. 论华南喷流-沉积块状硫化物矿床. 高校地质学报, 2(3): 241~255.

徐克勤, 朱金初. 2009. 我国东南部几个断裂凹陷带中沉积(或火山沉积)热液叠加类铁铜矿床成因的探讨. 见徐克勤文集编辑委员会编. 徐克勤文集. 北京: 科学出版社, 426~499.

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, 1~235.

翟裕生, 姚书振, 周宗桂, 吕新彪, 黄方方, 金伟, 黄诗峰, 陈先兵. 1999. 长江中下游铜金矿床矿田构造. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~195.

翟裕生, 王建平, 彭润民, 刘家军. 2009. 叠加成矿系统与多成因矿床研究. 地学前缘, 16(6): 282~290.

张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17(2): 236~244.

周涛发, 范裕, 袁峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究

- 进展. 岩石学报, 24(8): 1665~1678.
- Banner J L, Hanson G N. 1990. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 3123~3137.
- Banner J L. 1995. Application of the isotope and trace element geochemistry of strontium to studies of diagenesis in carbonate systems. *Sedimentology*, 42: 805~824.
- Coplen T B, Kendall C, Hopple J. 1983. Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, 302: 236~238.
- Franklin J M, Lydon J W, Sangster D F. 1981. Volcanogenic massive sulphide deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 458~627.
- Gu Lianxing, Zaw Khin, Hu Wenxuan, Zhang Kaijun, Ni Pei, He Jinxiang, Xu Yaotong, Lu Jianjun, Lin Chunming. 2007. Distinctive features of late Palaeozoic massive sulphide deposits in South China. *Ore Geology Reviews*, 31(1-4): 107~138.
- Hudson J D. 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of Geological Society of London*, 133: 637~660.
- Jacobsen S B, Kaufman A J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, 161: 37~57.
- Lees A, Miller J. 1995. Waulsortian banks. In: Monty C L V, Bosence D W J, Bridges P H, Pratt B R (eds.). *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 191~271.
- Lees A. 2006. Waulsortian. *Geologica Belgica*, 9(1-2): 151~155.
- Lucas K J. 1979. The effects of marine microphytes on carbonate substrata. *S. E. M.*, 447~456.
- Monty C L V. 1995. The rise and nature of carbonate mud-mounds; an introductory actualistic approach. In: Monty C L V, Bosence D W J, Bridges P H, Pratt B R (eds.). *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 11~48.
- Pan Yuanming, Dong Ping. 1999. The lower Chang jiang (Yangzi/Yangze River) metallogenic belt, east central China: intrusion and wallrock-hosted Cu-Fe-Au, Mo-Pb-Zn-Ag deposits. *Ore Geology Reviews*, 15: 177~242.
- Perri E, Tucker M. 2007. Bacterial fossils and microbial dolomite in Triassic stromatolites. *Geology*, 35(3): 207~210.
- Pratt B R. 1995. The origin, biota and evolution of deep-water mud-mounds. In: Monty C L V, Bosence D W J, Bridges P H, Pratt B R (eds.). *Carbonate mud-mounds: their origin and evolution*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 23: 49~123.
- Ray J S, Veizer J and Davis W J. 2003. C, O, Sr and Pb isotope systematic of carbonate sequences of the Vinhyang Supergroup India: Age, Diagenesis, correlations and implications for global events. *Precambrian Research*, 121: 103~140.
- Riedel D. 1980. Ore Structures and Genesis of the Lead-Zinc Deposit Tynagh, Ireland. *Geologische Rundschau*, 69(2): 361~383.
- Veizer J. 1983. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique. In: Arthur M A, Anderson T F, Kaplan I R, Veizer J, Land L S (eds.). *Stable isotopes in Sedimentary Geology: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists; Short Course*, 10: 3. 1~3. 100.
- Zhai Yusheng, Xiong Yongliang, Yao Shuzheng, Lin Xinduo. 1996. Metallogeny of copper and iron deposits in the Eastern Yangtze Craton, east-central China. *Ore Geology Reviews*, 11: 229~248.
- Zhou Taofa, Feng Yuan, Yue Shucang, Liu Xiaodong, Zhang Xin, Fan Yu. 2007. Geochemistry and evolution of ore-forming fluids of the Yueshan Cu-Au skarn and vein-type deposits, Anhui Province, South China. *Ore Geology Reviews*, 31: 279~303.

**Discovery and Significance of Carbonate Mud Mounds from Cu-polymetallic
Deposits in the Middle and Lower Yangtze Metallogenic Belt:
Examples from the Wushan and Dongguashan Deposits**

JIANG Shaoyong¹⁾, DING Qingfeng^{1, 2)}, YANG Shuiyuan¹⁾, ZHU Ziyong¹⁾,
SUN Mingzhi¹⁾, SUN Yan¹⁾, BIAN Lizeng¹⁾

1) *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, 210093;* 2) *College of Earth Science, Jilin University, Changchun, 130061*

Abstract

Bedded sulfide orebodies occur in the Wushan and Dongguashan Cu deposits in the Middle and Lower Yangtze mineralization belt. In this study, we found a typical circular or laminated texture in the bedded sulfide ores. Based on microscopic observation of thin sections of the ore samples, carbon and oxygen isotopic analysis, and scanning electron microscope (SEM) observation, we suggested that this type of sulfide ores belongs to a mineralized kind of carbonate mud mound. The macroscopic structures of these sulfide ores are quite similar to those of cavities system of typical carbonate mud mounds, and there are also bacteria structures found in some of the ore samples with SEM analysis. Previous studies show that the carbonate mud mound generally develops in a slope setting with water depth deeper than platform. It is also shown that the occurrence of carbonate mud mound has a close relationship with sea-floor hydrothermal exhalative ore-forming processes. The conservation conditions of the carbonate mud mounds in the two copper deposits are different, in the Dongguashan Cu deposit a lot of primary exhalative sedimentary textures are preserved, bacteria structures are found, and the carbon-oxygen isotopic compositions show primary sedimentary characteristics, while those in the Wushan Cu deposit show hydrothermal altered/overprinted textures, and no bacteria structures have been found so far, the carbon-oxygen isotopic compositions also indicate a hydrothermal reworking. In summary, the discoveries of carbonate mud mounds structure sulfide ores in the Wushan and Dongguashan Cu deposits provide new evidence for the Hercynian sedimentary hydrothermal-exhalative mineralization in the Middle and Lower Yangtze metallogenic belt.

Key words: Middle and Lower Yangtze metallogenic belt; Wushan Cu deposit; Dongguashan Cu deposit; Carbonate mud mounds; Sedimentary hydrothermal-exhalative; mineralization