

# 新疆小热泉子铜(锌)矿床同位素地球化学研究及其意义

刘申态<sup>1,2,3</sup>, 吕新彪<sup>1,2</sup>, 曹晓峰<sup>1,2</sup>, 张平<sup>1,2</sup>, 邓杰<sup>1,2</sup>, 刘智<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学(武汉)资源学院, 湖北武汉 430074;

2. 中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北武汉 430074;

3. 西部矿业股份有限公司, 青海西宁 810001)

[摘要]小热泉子铜(锌)矿床位于准噶尔板块与塔里木板块对接带北侧的哈尔力克-大南湖晚古生代陆缘岛弧带。通过同位素地球化学研究, 石英中 $\delta^{18}\text{O}$ 在6.5‰~10‰之间, 校正后石英和闪锌矿中流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为-2.95‰~1.73‰, 包裹体中 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为-105‰~-66‰; 结合矿区基本地质特征, 成矿流体很有可能为次火山热液与古海水的混合流体相互作用的结果; 矿石中硫化物的硫同位素组成分布范围3.1‰~13.4‰之间, 具有“双峰式”特征, 峰值主要为4‰~7‰和11‰~12‰, 早期以黄铁矿为主的硫同位素组成与古海水硫酸盐关系密切, 晚期硫化物的硫同位素可能来源于火山碎屑岩中硫和古海水硫酸盐还原硫不同程度混合的结果; 硫化物的铅同位素组成: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化在17.669~17.788之间, 平均值17.719,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化在15.360~15.495之间, 平均值15.424,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值变化为37.279~37.525之间, 平均值37.396,  $\mu$ 值介于9.07~9.34之间, Th/U值为3.56~3.67之间,  $49.53 < \Delta\alpha < 62.78$ ,  $3.59 < \Delta\beta < 13.10$ ,  $12.51 < \Delta\gamma < 24.47$ , 具有典型的壳幔混合铅的特征。

[关键词] 氢氧同位素 硫同位素 铅同位素 铅锌矿 小热泉子 新疆

[中图分类号] P618.41 [文献标识码] A [文章编号] 0495-5331(2011)04-0624-09

Liu Shen-Tai, Lü Xin-biao, Cao Xiao-feng, Zhang Ping, Deng Jie, Liu Zhi. Isotopic geochemistry of the Xiaorequanzi copper (zinc) deposit in Xinjiang and its significance[J]. *Geology and Exploration*, 2011, 47(4): 0624-0632.

## 0 引言

小热泉子铜(锌)矿床位于准噶尔板块与塔里木板块对接带北侧的哈尔力克-大南湖晚古生代陆缘岛弧带, 该岛弧带南以康古尔塔格、阿其克库都克深大断裂为界, 北以吐哈盆地南缘为界。晚古生代中天山北缘洋盆先后发生两次不同方向的俯冲, 早期洋盆向吐哈微板块俯冲, 晚期洋盆向中天山地块俯冲最后形成大南湖岛弧(王京彬, 2006), 石炭世初期洋盆闭合进入碰撞后伸展阶段演化, 中晚石炭世岛弧带发生伸展拉张裂陷槽, 导致小热泉子-梧桐窝子一带出露海相双峰式火山岩建造(秦克章

等, 2002; 吴华, 2006), 二叠纪以后岛弧带进入陆内演化阶段(吴华, 2006)。该岛弧带内大面积出露有石炭纪海相火山碎屑沉积岩和陆源碎屑沉积岩, 中部出露有奥陶纪火山碎屑岩和陆源碎屑沉积岩。岛弧带内矿产丰富, 已发现火山岩建造有关的矿床有小热泉子中型铜(锌)矿、卡拉塔格铜矿、与岩浆岩建造有关的矿床有维权银(铜)矿、土屋-延东铜矿、灵龙铜矿、大草滩铜矿、与碳酸岩建造有关的矿床有吉源银矿、与基性-超基性建造有关的矿床有黄山铜镍硫化物矿集区等, 南部康古尔塔格韧性剪切带发育有康古尔金矿床、石英滩金矿、马头滩金矿等。

与古生代火山岩有关的矿床有小热泉子铜锌矿

[收稿日期] 2010-12-08; [修订日期] 2011-5-11; [责任编辑] 郝情情。

[基金项目] 本文为“十一五”国家科技支撑计划新疆 305 项目《东天山-北山成矿带整体研究及找矿靶区优选评价》(编号: 2007BAB25B04)资助的成果。

[第一作者] 刘申态(1984年-), 男, 中国地质大学(武汉)资源学院, 在读硕士研究生, 矿产普查与勘探专业, 主要从事成矿规律与成矿预测工作, E-mail: lstwx@qq.com。

[通讯作者] 吕新彪(1962年-), 男, 教授, 博士生导师, 长期从事区域成矿规律与成矿预测研究。E-mail: lvxb\_01@163.com。

床和卡拉塔格铜锌矿床,而岛弧带内出露有大面积的古生带火山碎屑沉积岩,其中,小热泉子铜(锌)矿床产于一套早石炭世的滨浅海相火山碎屑岩中,卡拉塔格铜锌矿床产于一套早泥盆世海相火山碎屑岩中,说明在该岛弧带内寻找与火山岩有关的矿床具有重大潜力。小热泉子铜(锌)矿床是典型的与火山碎屑沉积岩有关的矿床,弄清其控矿条件、矿床成因、成矿规律等,对今后在区域上寻找同类型矿床起到举足轻重的作用,笔者通过对其矿床基本地质特征及同位素地球化学研究来探讨成矿的物质来源,为丰富矿床成因提供依据。

## 1 矿床地质

矿区内出露地层有早石炭世小热泉子组和晚石炭世底坎尔组。早石炭世小热泉子组( $C_1x$ )分六个岩性段,为一套滨浅海相火山碎屑岩及少量沉积岩组成(图1)。第一岩性段( $C_1x^1$ )分布于矿区中部,是主要的赋矿围岩,岩性为火山凝灰岩、凝灰质砂岩,其次有晶屑凝灰岩、安山岩等;第二岩性段( $C_1x^2$ )呈环状分布于第一岩性段外围,主要有火山角砾岩、晶屑玻屑凝灰岩、硅化凝灰岩和凝灰质砂岩等;第三岩性段( $C_1x^3$ )分布于矿区东北部,主要为角砾晶屑凝灰岩、凝灰质粉砂岩及少量生物碎屑凝灰质砂岩与火山角砾岩;第四岩性段( $C_1x^4$ )整合在第三岩性段上,主要为火山角砾岩、安山质玄武岩、凝灰质砂岩;第五岩性段( $C_1x^5$ )分布于矿区东北部,出露岩性有火山角砾岩、凝灰质角砾岩;第六岩性段( $C_1x^6$ )出露于矿区东北部,岩性为凝灰质角砾岩。晚石炭世底坎尔组位于矿区南部,与下覆的小热泉子组断层接触,呈北东向带状分布,主要为凝灰岩及海相碎屑沉积岩层。矿区内发育有断裂构造及片理化构造,断裂主要有NW向、NE向及SN向三组,其中NW向断裂呈平行近等间距分布,向南东延伸与NE向小热泉子区域断裂相接,并伴随有三条NW向蚀变破碎带,与矿体关系密切。矿区内岩浆活动强烈,发育有大量中酸性浅成侵入的花岗斑岩、流纹斑岩及辉绿岩脉等。

矿区内由2个矿床组成,以I号矿床为例,矿体主要呈层状、似层状、透镜状及带状产出,与地层产状基本一致。氧化矿下部为原生矿,偶见硫化物次生富集带,如在 $Cu_{43}$ 号氧化矿体下部有次生富集矿体,矿体长110m,宽9.22m,厚3~15m。原生矿体受构造和地层因素控制明显,形态复杂,多呈褶曲状、透镜状、马鞍状、脉状、似层状等,与火山碎屑岩

地层同步褶皱,并在转折端部位矿体膨大加厚,说明矿体受后期构造作用改造强烈。主要矿石类型有石英脉型铜(锌)矿石、细脉浸染型铜锌矿石、块状黄铜矿石、块状闪锌矿石、石英脉型黄铁闪锌矿。

结合野外地质和实验室光学显微镜观察,金属矿物主要有黄铜矿、铜蓝、闪锌矿、方铅矿、孔雀石、铜蓝、黝铜矿、蓝铜矿、毒砂、黄铁矿、磁黄铁矿等;非金属矿物主要有石英、方解石、绿泥石、绢云母等。在矿石中有些黄铁矿晶粒显示它形粒状结构和半自形-自形等粒状结构;有些黄铁矿晶体受力破碎,黄铜矿和石英沿破碎裂隙充填、溶蚀,形成碎裂结构和溶蚀交代结构;有些细颗粒黄铁矿聚集成圆球状,构成草莓状结构;闪锌矿晶体中可见乳滴状和团斑状黄铜矿,显示固熔体分离结构和交代结构;铜蓝沿黄铜矿边缘交代,形成反应边结构。矿石构造以薄膜状、土状、块状、网脉状、浸染状、角砾状、团块状及条带状构造为主,其中黄铜矿和闪锌矿在构造薄弱处形成块状构造;金属硫化物沿不同方向裂隙充填形成脉状构造;浸染状矿石主要产于火山碎屑沉积岩中;孔雀石、蓝铜矿等风化物在地表浅部和硫化物次生富集带内呈薄膜状和土状。不同类型的矿石,其组构差异显著。

## 2 同位素地球化学

### 2.1 氢、氧同位素

通过对石英和闪锌矿包裹体中H、O同位素分析,能充分反映成矿作用过程中成矿流体的来源。测试样品主要采自2号和3号采井中的石英硫化物脉,分析对象是与硫化物共生的石英和闪锌矿,在显微镜下选取纯度大于99%、粒度达40~60目之间、重5~10g单颗粒矿物。石英在北京地质测试中心实验室分析,闪锌矿在宜昌地质矿产研究所同位素实验室分析。本次测试结果和前人分析结果见表1,石英中氧同位素组成在6.5‰~10‰范围内,平均值为8.2‰,包裹体中 $\delta D_{H_2O}$ 在-66‰~-105‰之间,闪锌矿包裹体中 $\delta^{18}O$ 在-52.2‰~-71‰之间, $\delta D$ 在0.1~1.73‰之间。由于分析石英中 $\delta^{18}O$ 和流体包裹体中 $\delta D$ 的组成,因此,需对氧同位素进行校正,采用矿物与流体反应平衡的分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{矿物-水}} = \delta^{18}O_{\text{矿物}} - \delta^{18}O_{\text{水}} = A \times 10^6 / T^2 + B$ 进行校正(郑永飞等,2000;韩咏文等,2002),计算包裹体中氧同位素组成,式中常数A为3.38,B为-2.9,T为绝对温度,采用石英包裹体测温数据250℃,校正结果见表1。将校正后结果投影到 $\delta^{18}O$ - $\delta D$ 同位素

组成图中(见图 2)。数据点落于岩浆水区域与大气降水线之间,海水正下方,氧同位素与海水相近,氢同位素相对于海水明显亏损,闪锌矿中  $\delta^{18}\text{O}$  与石英流体中  $\delta^{18}\text{O}$  相近,  $\delta\text{D}$  在闪锌矿中相对富集。

2.2 硫同位素

根据矿床中硫同位素的组成,分析矿床中硫的来源,进而可探讨矿床的成因(韩咏文等,2002)。

自然界中硫的来源广泛,主要有三个储存库:一是幔源硫,其同位素组成为  $\delta^{34}\text{S}=0\sim 3\text{‰}$ (Chaussidon and Lorand,1990);二是海水硫,其在泥盆纪的同位素组成为  $\delta^{34}\text{S}=20\text{‰}$ 左右(Holser *et al.*,1996);第三种是沉积物中还原硫,这种硫的同位素具有较大的负值,且变化范围大(Rollinson,1993)。本次硫同位素测试样品采集 2、3 和 4 号矿体中,主要矿石类型有块状

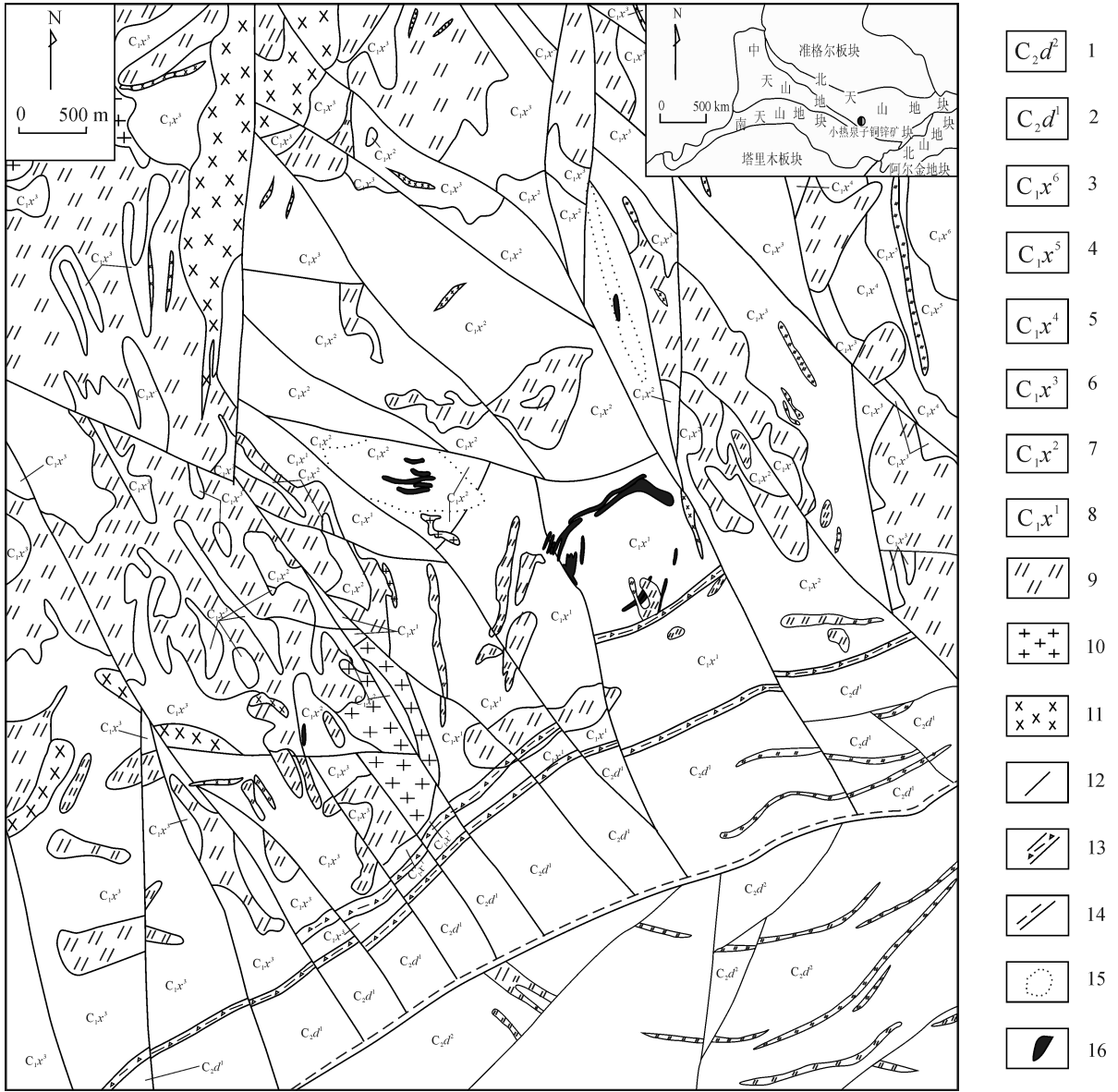


图 1 小热泉子铜锌矿床地质图

Fig. 1 Geological map of the Xiaorequanzi copper-zinc deposit

1-底坎尔组第一岩性段;2-底坎尔组第二岩性段;3-小热泉子组第六岩性段;4-小热泉子组第五岩性段;5-小热泉子组第四岩性段;6-小热泉子组第三岩性段;7-小热泉子组第二岩性;8-小热泉子组第一岩性;9-花岗斑岩;10-流纹斑岩;11-辉绿岩;12-断层;13-破碎带;14-区域断层;15-蚀变带;16-矿体

1-First lithologic section of Dikaner group;2-Second lithologic section of Dikaner group;3-Sixth lithologic section of Xiaorequanzi group;4-Fifth lithologic section of Xiaorequanzi group;5-Fourth lithologic section of Xiaorequanzi group;6-Third lithologic section of Xiaorequanzi group;7-Second lithologic section of Xiaorequanzi group;8-First lithologic section of Xiaorequanzi group;9-granite porphyry;10-rhyolite porphyry;11-diabase;12-fault;13-fracture zone;14-regional fault;15-alteration zone;16-ore body

表 1 小热泉子铜(锌)矿石英中的 H、O 同位素组成

Table 1 Hydrogen and Oxygen isotope composition of quartz from Xiaorequanzi copper-zinc deposit

样号	样品名称	$^{18}\text{O}_{\text{石英}}\text{‰}$	$D_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$	$^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$	备注
XRQZ-3TF-1	石英	10	-84	0.55	
XRQZ-2CJ-7	石英	6.5	-78	-2.95	
XRQZ-2CJ-6	石英	7	-80	-2.45	本文
XRQZ-2TF-(7)	闪锌矿		-52.2	0.1	
XRQZ-2TF-(4)	闪锌矿		-71.0	1.73	
X-221	石英	8.2	-105	-1.25	陈方明,1999;
X-1201	石英	9.5	-66	0.05	姬金生等,2000

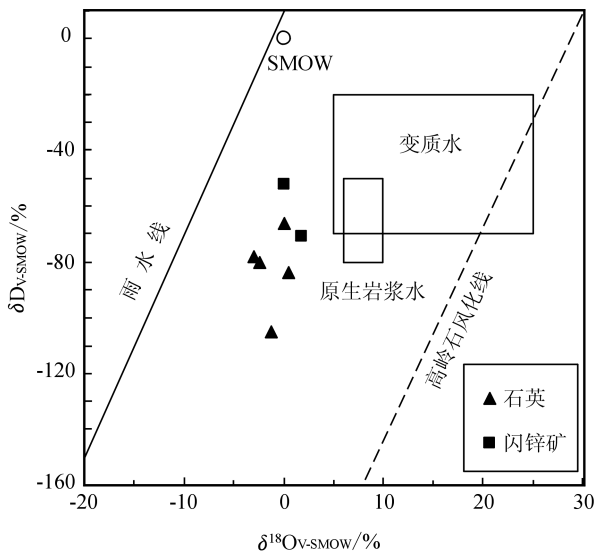


图 2 小热泉子铜(锌)矿床成矿流体氢氧同位素组成图  
Fig. 2 Hydrogen and oxygen isotope composition diagram of ore forming fluids in the Xiaorequanzi Copper-Zinc deposit

黄铜矿、块状闪锌矿、团块状黄铁矿、石英脉型黄铜矿、石英脉型闪锌矿以及石英脉型黄铜矿闪锌矿等。将以上不同类型矿石样品洗净、干燥、粉碎后过筛,然后在双目实体显微镜下挑选出纯度达 99% 以上,2g 单颗粒硫化物。在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室利用 MAT-251EM 质谱仪测试完成,采用 CDT 国际标准,分析精度为  $\pm 0.2\text{‰}$ 。本次测试结果和前人分析结果见表 1,硫同位素值分布在  $3.1\text{‰} \sim 13.4\text{‰}$  之间,分布范围较宽,而各硫化物矿物之间硫同位素分析结果具有如下特征:黄铁矿的  $\delta^{34}\text{S}$  集中在  $6\text{‰} \sim 10\text{‰}$  和  $11\text{‰} \sim 14\text{‰}$  之间,平均值为  $8.5\text{‰}$ ;闪锌矿中  $\delta^{34}\text{S}$  集中在  $4\text{‰} \sim 9\text{‰}$  和  $11\text{‰} \sim 12\text{‰}$  之间,平均值为  $8.3\text{‰}$ ;黄铜矿的  $\delta^{34}\text{S}$  在  $3\text{‰} \sim 12\text{‰}$ ,但主要集中在  $4\text{‰} \sim 7\text{‰}$ ,其平均

值为  $6.3\text{‰}$ 。前人研究认为(郑永飞等,2000)在平衡条件下  $^{34}\text{S}$  在硫化物中的富集顺序为:  $\text{Bi}_2\text{S}_3$  (辉铋矿)  $< \text{Sb}_2\text{S}_3$  (辉锑矿)  $< \text{Cu}_2\text{S}$  (辉铜矿)  $< \text{PbS}$  (方铅矿)  $< \text{Cu}_3\text{FeS}_4$  (斑铜矿)  $< \text{CuFeS}_2$  (黄铜矿)  $< \text{ZnS}$  (闪锌矿)  $< \text{FeS}_{1-x}$  (磁黄铁矿)  $< \text{FeS}_2$  (黄铁矿)  $< \text{MoS}_2$  (辉钼矿),同一个手标本中的黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿的  $\delta^{34}\text{S}$  显示  $\delta^{34}\text{S}_{\text{黄铁矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{闪锌矿}} > \delta^{34}\text{S}_{\text{黄铜矿}}$ ,表明流体中硫同位素分馏达到平衡,而黄铁矿中  $\delta^{34}\text{S}$  值最高,达  $13.4\text{‰}$ ,块状黄铜矿明显比石英脉型黄铜矿  $\delta^{34}\text{S}$  高,块状闪锌矿的  $\delta^{34}\text{S}$  值也明显比石英硫化物脉中的  $\delta^{34}\text{S}$  高。本次分析结果与前人对小热泉子原生矿石硫化物的  $\delta^{34}\text{S}$  值(33 个样品)在  $3.1\text{‰} \sim 11.1\text{‰}$  范围内非常相近(姬金生等,2000;陈文明,1999),说明本次分析样品硫同位素组成能够很好的反映主成矿期硫的来源。

从直方图(图 3)和分析结果可看出  $\delta^{34}\text{S}$  值具有“双峰式”特征,峰值分别为  $4\text{‰} \sim 7\text{‰}$  和  $11\text{‰} \sim 12\text{‰}$ ,一种是硫同位素集中在  $11\text{‰} \sim 14\text{‰}$  范

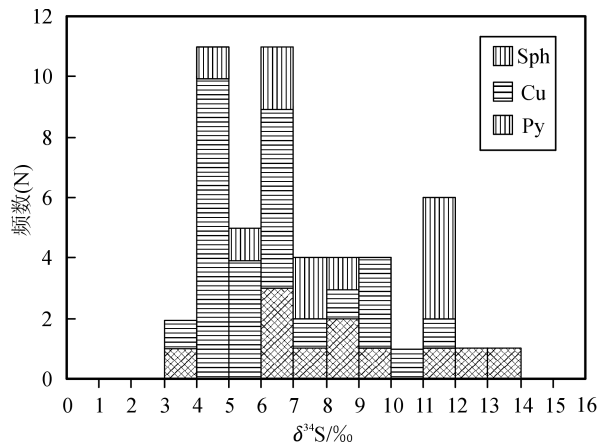


图 3 小热泉子铜锌矿床中各矿物硫同位素组成  
Fig. 3 Sulfur isotopic composition of the Xiaorequanzi Copper-Zinc deposit

围内,以凝灰岩中的团斑状黄铁矿为代表,主要有团块状黄铁矿、块状黄铜矿、块状闪锌矿为主,形成块状矿体和层状矿体,硫同位素值与 Holser 等(1996)提出的显生宙海西期海洋硫酸盐硫同位素组成非常相似,另一种是硫同位素值集中在 3‰~10‰之间,以石英脉型黄铜矿和闪锌矿为代表,形成

脉状矿体。Ohmoto(1972)提出热液沉积物的硫同位素组成与其形成时的流体温度、pH 值、氧逸度、硫逸度和化学组成紧密相关,而流体的物理化学状态又是海底热液体系中导致流体形成和运移的动态环境变化的阶段反映。因此,硫同位素的组成受各种因素影响很大,如流体运移时间,运移动力来源,水

表2 小热泉子铜(锌)矿床硫同位素组成

Table 2 Sulfur isotopic composition of the Xiaorequanzi Copper-Zinc deposit

样品编号	矿物	δ34S	赋矿围岩	矿石构造	备注
XRQZ-3TF-3	黄铁矿	13.4	凝灰质粉岩	细脉浸染状	
XRQZ-2TF-2	黄铁矿	12.64	黑色凝灰质页岩	团斑状	
XRQZ-N1	黄铜矿	6.44		脉状	
XRQZ-2CJ-7	黄铜矿	5.88	凝灰质砂岩	脉状	
XRQZ-2TF-2	黄铜矿	9.47	凝灰岩	块状	
XRQZ-3TF-1	黄铜矿	4.8	凝灰质页岩	脉状	
XRQZ-2TF-4(9)	黄铜矿	11.4	凝灰岩	块状	
XRQZ-L4-11	黄铜矿	10.97	凝灰岩	块状	本文
XRQZ-2TF-4(2)	闪锌矿	8.38	凝灰岩	脉状	
XRQZ-2TF-4(3)	闪锌矿	11.16	凝灰岩	脉状	
XRQZ-2TF-4(4)	闪锌矿	11.7		块状	
XRQZ-2TF-4(5)	闪锌矿	11.15		块状	
XRQZ-2TF-4(8)	闪锌矿	11.93		块状	
XRQZ-N1	闪锌矿	6.76		脉状	
XRQZ-3TF-1	闪锌矿	6.22	凝灰质页岩	脉状	
X-162	黄铁矿	11.1	黑色凝灰质页岩	浸染状	
X-505	黄铁矿	8.1	黑色凝灰质页岩	条带状	
X-506	黄铁矿	8.9	黑色凝灰质页岩	条带状	
X-334	黄铁矿	6.6	黑色凝灰质粉砂岩	浸染状	
X-338	黄铁矿	6.4	灰色凝灰质泥岩	角砾	
X-179	黄铁矿	6.3	灰色凝灰质泥岩	浸染状	
X-169	黄铁矿	3.3	灰色凝灰质泥岩	细脉状	
X-184	黄铁矿	7.7	蚀变斑岩	浸染状	
X-214	黄铁矿	9.2	灰色凝灰质粉砂岩	细脉浸染状	
X-563	黄铜矿	5.7	凝灰质角砾岩	浸染状	
X-564	黄铜矿	4.5	黑色凝灰质泥岩	层纹状	
X-567	黄铜矿	4	黑色凝灰质泥岩	浸染状	
X-573	黄铜矿	4.1	角砾岩	细脉浸染状	
X-598	黄铜矿	4.1	黑色凝灰质泥岩	条带状	
X-599	黄铜矿	4	黑色凝灰质泥岩	层纹状	
X-141	黄铜矿	4.6	黑色凝灰质泥岩	浸染状	
X-505	黄铜矿	9.2	黑色凝灰质泥岩	条带状	
X-506	黄铜矿	9.8	黑色凝灰质页岩	条带状	姬金生等,2000
X-239	黄铜矿	7.5	黑色凝灰质页岩	浸染状	
X-336	黄铜矿	5.9	黑色凝灰质粉砂岩	火焰状	
X-280	黄铜矿	4.6	绿泥石岩	火焰状	
X-189	黄铜矿	6.8	绿泥石岩	细脉状	
X-12	黄铜矿	5.7	绿泥石岩	浸染状	
X-120	黄铜矿	3.1	角砾岩	浸染状	
X-199	黄铜矿	6.8	角砾岩	脉状	
X-214	黄铜矿	6.7	灰色凝灰质粉砂岩	细脉浸染状	
X-166	黄铜矿	4.9	灰色凝灰质泥岩	浸染状	
X-167	黄铜矿	6.4	灰色凝灰质泥岩	脉状	
X-173	黄铜矿	6.2	灰色凝灰质泥岩	细脉状	
X-183	黄铜矿	4	灰色凝灰质泥岩	浸染状	
X-197	黄铜矿	8.1	灰色凝灰质粉砂岩	细脉状	
X-336	闪锌矿	5.3	黑色凝灰质粉砂岩	角砾状	
X-117	闪锌矿	4.4	灰色凝灰质粉砂岩	浸染状	
X-199	闪锌矿	7.2	角砾岩	脉状	
XI-9	闪锌矿	7.2	绿泥石岩	脉状	

岩相互作用过程,生物作用等。各制约因素越多,变化越复杂,其热液沉积物硫同位素组成的变化范围越大。小热泉子铜(锌)矿床的  $\delta^{34}\text{S}$  值分布范围较宽,表明受多种因素制约,可能有多期流体的不同来源或不同性质流体的混染所致。与陕西南沙沟、江坡和湖南黄沙坪(息朝庄等,2009)喷流沉积改造型铅锌矿床的硫同位素组成相似(李厚明等,2009),也与新生代日本黑矿具有类似的成矿背景,其硫化物的  $\delta^{34}\text{S}=5\text{‰}\sim 8\text{‰}$  有着相似组成(Halbach P *et al.*, 1989),说明小热泉子铜(锌)矿床与日本黑矿、陕西南沙沟、江坡铅锌矿床成因上具有相似之处。

### 2.3 铅同位素

由于矿石矿物形成过程中,普通铅含量较高,U、Th 含量极低,故形成的放射成因铅同位素可忽略不计。不同放射成因铅同位素反映不同地质环境和物质组成,可作为物质来源的示踪计(Zarman and Doe, 1981; Tosdal *et al.*, 2003),铅同位素被认为是反应矿石物源的最好途径,相比较于稳定同位素,铅同位素不受物理分馏作用影响。其组成主要受源区的初始铅、U/Pb、Th/U,即  $\mu(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ 、 $\nu(^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})$ 、 $\omega(^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb})$ 、Th/U 及形成时间等因素制约,更好的反应了源区特征。硫化物铅同位素分析由宜昌地质矿产研究所同位素实验室完成,样品先用三酸分解,然后用过阴离子交换树脂分离提取出铅,以硅胶做发射剂,用单铯带在 MAT-261 热离子质谱仪上测试铅同位素组成;标样为 NBS981,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  的分析精度在  $2\sigma$  水平上分别为 0.1%、0.09%、0.30%。测试数据见表 3。

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值变化在 17.669 ~ 17.788 之间,平均值 17.719, 低于 18.000,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值变化在 15.36 ~ 15.495 之间,平均值 15.424, 在 15.300 左右,表明硫化物中铀铅亏损。 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值变化为

37.279 ~ 37.525 之间,平均值 37.396, 低于 39.000, 说明硫化物中的钍铅显著亏损。 $\mu$  值介于 9.07 ~ 9.34 之间, Th/U 值为 3.56 ~ 3.67 之间。前人研究认为单阶段的地幔源铅具有  $\mu$  值低, 为 7.8 ~ 7.9,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  大于 17.4,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  接近于 15.4, 壳源铅具有  $\mu$  值高和  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值高特征,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为 18.3 ~ 18.7,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  在 15.60 左右(朱炳泉, 1998)。小热泉子铜(锌)矿床中矿石铅同位素具有高的  $\mu$  值, 相对壳源铅具有低的  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  和低的  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  值特征, 与幔源铅相比具有高的  $\mu$  值。从  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  铅构造模式图中(图 4), 投影点分别落在下地壳和上地幔演化曲线附近; 硫化物中  $49.53 < \Delta\alpha < 62.78$ ,  $3.59 < \Delta\beta < 13.10$ ,  $12.51 < \Delta\gamma < 24.47$ ,  $\Delta\gamma - \Delta\beta$  成因分类图解中投影点落在地幔源铅和地壳与地幔混合的俯冲带铅中, 并靠近造山带铅(图 5)。铅构造模式图和  $\Delta\gamma - \Delta\beta$  成因分类图都显示矿石铅同位素具有混合成因特征。

### 3 讨论

前人分析矿区内的容矿岩石-凝灰质粉砂岩中石英的  $\delta^{18}\text{O}$  为 8‰ ~ 9.3‰, 平均为 8.7‰, 黑色凝灰质泥岩中石英的  $\delta^{18}\text{O}$  为 7.5‰ ~ 11.7‰, 平均值为 9.3‰(陈文明, 1999), 本文中分析的石英硫化物脉中的氧同位素组成与前人分析的凝灰质容矿岩石相比较, 其  $\delta^{18}\text{O}$  偏低, 硫化物石英脉中的石英很可能继承了容矿围岩中的氧同位素组成, 推测石英中的氧同位素很有可能来自容矿岩石, 闪锌矿和石英的流体中的  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  同位素组成图解中投影点分布于海水范围下方, 并略向岩浆水方向偏离, 陈衍景(2008)认为脉状矿体中硫化物沉淀时, 流体中  $\text{H}_2\text{S}$  或  $\text{HS}^-$  的  $\text{H}^+$  被金属离子转换出来, 并通过  $\text{H}_2\text{O}$ - $\text{H}_2\text{S}$  平衡体系计算出在 200 ~ 650℃ 温度范围内  $\text{H}_2\text{S}$  或  $\text{HS}^-$  的  $\delta\text{D}$  低于  $\text{H}_2\text{O}$  的  $\delta\text{D}$  约 211‰ ~ 478‰,  $\text{H}_2\text{S}$  或

表 3 小热泉子铜(锌)矿铅同位素组成

Table 3 Pb isotopic composition of the Xiaorequanzi Copper-Zinc deposit

样号	矿物	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	误差值	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	误差值	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	误差值	表面 年龄	$\mu$ 值	$\omega$	Th/U	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
XRQZ-3TF-1	黄铜矿	17.788	0.003	15.472	0.003	37.493	0.009	464	9.28	34.78	3.63	60.52	11.18	20.53
XRQZ-2TF-4(3)	闪锌矿	17.669	0.009	15.36	0.007	37.286	0.016	416	9.07	33.53	3.58	49.53	3.59	12.78
XRQZ-2TF-4(2)	闪锌矿	17.688	0.008	15.37	0.006	37.279	0.018	414	9.09	33.49	3.56	50.50	4.23	12.51
XRQZ-14-11	黄铜矿	17.73	0.003	15.495	0.003	37.525	0.008	533	9.34	35.46	3.67	62.78	13.10	24.47

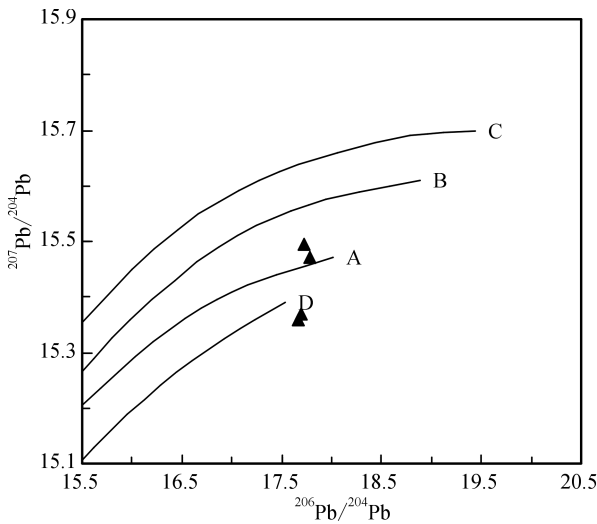


图4 小热泉子铜(锌)矿床铅同位素构造环境图解  
(底图据 zartman and Doe,1981)

Fig. 4 Plumbotectonics for the Xiaorequanzi copper-zinc deposit (base map from Zantman and Doe, 1981)

A-上地幔;B-造山带;C-上地壳;D-下地壳  
A-upper mantle; B-orogenic belt; C-upper crust;  
D-low crust

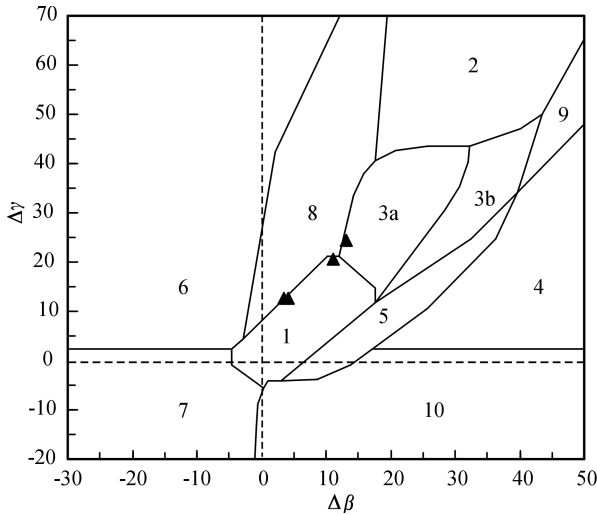


图5 小热泉子铜(锌)矿床硫化物铅同位素  
 $\Delta\gamma-\Delta\beta$  成因分类图解

Fig. 5  $\Delta\gamma-\Delta\beta$  genetic classification diagram of lead isotope from the Xiaorequanzi Cu-Zn deposit

1-地幔源铅;2-上地壳源铅;3-上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a-岩浆作用;3b-沉积作用);4-化学沉积型铅;5-海底热水作用铅;6-中深变质作用铅;7-深变质下地壳铅;8-造山带铅;9-古老页岩上地壳铅;10-退变质

1-mantle-derived lead; 2-upper crust-derived lead; 3-subduction lead with Upper crust and mantle(3a-magmatism;3b-sedimentation); 4-lead of chemical sedimentation; 5-lead of submarine hydrothermal; 6-lead of middle metamorphism; 7-lead of high metamorphism; 8-lead of orogenic belt; 9-lead of upper crust with old shale; 10-lead of retrograde metamorphism

HS<sup>-</sup>的少量释放 H 即可导致流体水  $\delta D$  的显著降低。因此,在矿质沉淀过程中,由于海底还原环境条件下,成矿流体中的 H<sub>2</sub>S 或 HS<sup>-</sup> 或者海水有机质分解或火山射气中的 H<sub>2</sub>S 释放 H 导致流体水  $\delta D$  值显著降低。另外结合基本地质特征,矿区内出露有大量凝灰质火山碎屑沉积岩,并且矿体沿其层位产出,成矿过程中成矿流体很有可能为次火山热液与古海水的混合流体相互作用的结果。前人认为小热泉子铜(锌)矿床的成矿流体为次火山热液与地下水的混合流体有所差别(王宗社等,2006)。

$\delta^{34}S$  值集中在 3‰ ~ 10‰ 和 11‰ ~ 14‰ 之间,分析的样品中块状的黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿的  $\delta^{34}S$  在 11‰ ~ 14‰ 之间,以脉状为主的硫组成在 3‰ ~ 10‰ 之间,反映可能存在有两期成矿作用,从显微镜下观察也发现火山喷流沉积期的草莓状黄铁矿明显受到后期的热液作用发生重结晶作用形成自形黄铁矿变斑晶,矿区内发育有大量的硫化物石英脉,一方面指示热液矿化脉中黄铜矿和闪锌矿的  $\delta^{34}S$  值可能继承了早期沉积的硫同位素组成,另一方面暗示了后期热液矿化作用强烈。Ohmoto, H(1997) 提出成矿流体矿质沉淀过程中,硫同位素发生瑞利分馏,从早期成矿阶段到晚期成矿阶段分馏程度逐渐增大,硫的含量应该逐渐减少,因此,晚期的  $\delta^{34}S$  与火山喷流沉积期的硫化物相比具有低硫值的特征,硫同位素特征反映具有两期的成矿作用,并混染了海水中硫同位素,导致两期中  $\delta^{34}S$  值相对较高。李华芹等(2003) 对小热泉子组第四岩性段安山岩进行了全岩 Rb-Sr 等时线法测年,获得等时线年龄为 313±8.5Ma,对喷流沉积期的多金属硫化物阶段形成的石英细脉型矿石进行了石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线法测年,获得年龄值为 298±14Ma,晚期岩浆热液期石英硫化物脉中石英包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 264±20Ma,与矿区内钠长斑岩的侵位时间 266.8Ma 完全一致,说明成矿受后期改造作用强烈。

矿石中硫化物的铅同位素组成与壳源铅和单阶段幔源铅同位素组成相差很大,具有高  $\mu$  值,相对壳源铅具有低的  $^{206}Pb/^{204}Pb$  和  $^{207}Pb/^{204}Pb$  值特征,铅同位素具有上地幔和下地壳的混合铅的特征。陈文明(1999) 对稀有同位素研究 (<sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He)<sub>0</sub> 初始值为 (0.05 ~ 2.17) × 10<sup>-6</sup>, 平均值为 0.64 × 10<sup>-6</sup>, 明显小于地幔洋脊玄武岩大于陆壳岩石,与大陆边缘的岛弧环境一致,认为成矿物质也与壳幔混合作用有关。

结合矿区内出露大面积火山碎屑沉积岩,晚古生代中天山北缘洋盆向塔里木地块俯冲形成哈尔力克-大南湖岛弧带,区域上发生强烈的地质热事件,而矿区内出露有大面积的火山碎屑沉积岩和侵入体,矿体主要赋存于凝灰岩和凝灰质粉砂岩中。综合分析,小热泉子铜(锌)矿床的铅同位素主要来源于为上地幔和下地壳的混合铅,反映成矿过程可能存在两期成矿作用,早期形成的块状黄铜矿主要以幔源铅为主,晚期形成的闪锌矿主要以下地壳源铅为主。

#### 4 结论

(1) 对其石英和闪锌矿的 H、O 同位素分析表明,在成矿过程中矿石矿物中比脉石矿物更富集 H 同位素, O 同位素变化不大,成矿过程中成矿流体为次火山热液与古海水的混合流体相互作用的结果。

(2) 硫同位素表明成矿期硫来源很有可能为火山碎屑岩中硫和古海水硫酸盐还原硫不同程度混合的结果,这与前人对现代海底热液沉积物的硫同位素研究得出结果一致(曾志刚等,2001;蒋少涌等,2006),只是早期主要以古海水硫酸盐为主,晚期有火山热液硫的加入。

(3) 无论从放射性同位素分析,还是惰性气体同位素分析,成矿物质都与壳幔混合作用有关。

#### [References]

Chaussidon M, Lorand J P. 1990. Sulphur isotope composition of orogenic spinel lherzolite massifs from Ariège (North-eastern Pyrenees, France): An ion microprobe study[J]. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, 54: 2835-2846

Chen Wen-ming. 1999. A study of the isotopic composition of the Xiaorequanzi copper and zinc deposit in Xinjiang, China[J]. *Acta geoscientia sinica*, 20(4): 349-356 (in Chinese with English abstract)

Chen Yan-jing and Zhang Li. 2008. Middle-stage  $\delta D$ -depletion in ore fluids of sulfide-bearing lode deposits: Examples and origin[J]. *geochimica*, 37(4): 353-360 (in Chinese with English abstract)

Halbach P, Nakamura K, Wahsner M, et al. 1989. Probable modern analogue of kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin[J]. *Nature*, 338: 496-499

Han Yong-wen, Ma Zhen-dong. 2002. *Geochemistry* [M]. Beijing: *Geology Press*: 246-254 (in Chinese)

Holser W T, Magaritz M and Ripperdan R L. 1996. Global isotopic events[A]. In: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* [M] (et O H Walliser), Berlin: Springer-Verlag, 63-68

Ji Jing-sheng, Yang Xin-ke, Liu Guang-hai. 2000. Study of mineralization regulation and deposit positioning prediction of Jueletage gold-

copper ore Belt [M]. "Nine-Five" national scientific and technological issues: 141-185 (in Chinese)

Jiang Shao-yong, Yang Tao, Li Liang, Zhao Kui-dong, Ling Hong-fei. 2006. Lead and sulfur isotopic compositions of sulfides from the TAG hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2597-2602 (in Chinese with English abstract)

Li Hou-min, Wang Deng-hong, Zhang Chang-qing, Chen Yu-chuan, Li Li-xing. 2009. Characteristics of trace and rare earth elements in minerals from some typical lead-zinc deposits of Shanxi Province [J]. *Mineral deposits*, 28(4): 434-448 (in Chinese with English abstract)

Li Huan-qin, Chen Fu-wen. 2003. *Isotopic geochronology of regional mineralization in Xinjiang, NW China* [M]. Beijing: *Geology Press*: 126-129 (in Chinese)

Ohmoto H and Goldhaner M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes[A]. In *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [M] (ed. HL Barnes), 3rd Edition. John Wiley and Sons, New York: 517-611

Ohmoto H. 1972 Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. *Economical Geology*, 67: 551-579

Qin Ke-zhang, Fang Tong-hui, Wang Shu-lai, Zhu Bao-qing, Feng Yi-min, Yu Hai-fang, Xiu Qun-yi. 2002. Plate tectonics division, evolution and metallogenic settings in eastern Tianshan mountains, NW-China[J]. *Xinjiang Geology*, 20(4): 302-308 (in Chinese with English abstract)

Rollinson H R. 1993. *Using geochemical data: evaluation presentation interpretation* [M]. Longman Scientific and Technical Press, 306-308

Wang Jing-bin, Wang Yu-wang, He Zhi-jun. 2006. Ore deposits as a guide to the tectonic evolution in the east Tianshan Mountains, NW China[J]. *Geology in China*, 33(3): 461-469 (in Chinese with English abstract)

Wang Zong-she, Lv Xin-biao. 2001. Genetic analysis of Xiaorequanzi copper deposit, Xinjiang [J]. *Geological Science and Technology Information*, 23(3): 48-56 (in Chinese with English abstract)

Wu Hua. 2006. Crustal evolution and endogenic metallic metallization in eastern Tianshan orogenic belt [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing): 1-148 (in Chinese)

Xi Chao-zhuang, Dai Ta-gen, Liu Wu-hui. 2009. Lead and sulfur isotope geochemistry of the Huangshaping lead-zinc deposit, Hunan Province [J]. *Acta geoscientia sinica*, 31(1): 89-94 (in Chinese with English abstract)

Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics the model [J]. *Tectonophysics*, 75: 135-142

Zeng Zhi-gang, Jiang Fu-qing, Qin Yun-shan, Zhai Shi-kui. 2001. Sulfur isotopic composition of modern seafloor hydrothermal sediment and its geological significance [J]. *Acta oceanologica sinica*, 23(3): 48-56 (in Chinese with English abstract)

Zheng Yong-fei, Chen Jiang-feng. 2000. Stable isotope geochemistry [M]. Beijing: Science Press: 3-5 (in Chinese)

Zhu Bing-quan. 1998. *Isotope Systematic Theory and Application in Earth Science* [M]. Beijing: Science Press, 216-230 (in Chinese)



## [ 附中文参考文献 ]

- 陈文明. 1999. 新疆小热泉子铜(锌)矿床同位素研究[J]. 地球学报, 20(4):349-356
- 陈衍景, 张莉. 2008. 含硫化物脉状矿床成矿流体的中阶段  $\delta D$  亏损: 实例与原因[J]. 地球化学, 37(4):353-360
- 韩吟文, 马振东. 2002. 地球化学[J]. 北京: 地质出版社:246-254
- 姬金生, 杨兴科, 刘光海. 2000. 觉罗塔格金、铜成矿带成矿系列分布规律研究与矿床定位预测[M]. “九五”国家科技攻关课题:141-185
- 将少涌, 杨涛, 李亮, 赵葵东, 凌洪飞. 2006. 大西洋洋中脊 TAG 热液区硫化物铅和硫同位素研究[J]. 岩石学报, 22(10):2597-2602
- 李厚民, 王登红, 张长青, 陈毓川, 李立兴等. 2009. 陕西几类重要铅锌矿床的矿物微量元素和稀土元素特征[J]. 矿床地质, 28(4):434-448
- 李华芹, 陈富文. 2003. 中国新疆区域成矿作用年代学[M]. 北京: 地质出版社:126-129
- 秦克章, 方同辉, 王书来, 朱宝清, 冯益民, 于海峰, 修群业. 2002. 东天山板块构造分区、演化与成矿地质背景研究[J]. 新疆地质, 20(4):302-308
- 王京彬, 王玉往, 何志军. 2006. 东天山大地构造演化的成矿示踪[J]. 中国地质, 33(3):461-469
- 王宗社, 吕新彪. 2006. 新疆小热泉子铜矿床成因[J]. 地质科技情报, 25(3):68-72
- 吴华. 2006. 东天山地壳演化及内生金属成矿作用[D]. 北京: 中国地质大学(北京):1-148
- 息朝庄, 戴塔根, 刘悟辉. 2009. 湖南黄沙坪铅锌多金属矿床铅、硫同位素地球化学特征[J]. 地球学报, 31(1):89-94
- 曾志刚, 蒋富清, 秦蕴珊, 翟世奎. 2001. 现代海底热液沉积物的硫同位素组成及其地质意义[J]. 海洋学报, 23(3):48-56
- 郑永飞, 陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社:218-246
- 朱炳泉. 1998. 地球科学中同位素体系理论与应用—兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社:216-230

## Isotopic Geochemistry of the Xiaorequanzi Copper (zinc) Deposit in Xinjiang and Its Significance

LIU Shen-tai<sup>1,2,3</sup>, LV Xin-biao<sup>1,2</sup>, CAO Xiao-feng<sup>1,2</sup>, ZHANG Ping<sup>1,2</sup>, DENG Jie<sup>1,2</sup>, LIU Zhi<sup>1</sup>

(1. Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074;

2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan, Hubei 430074;

3. Western Mining Company Limited, Xining, Qinghai 810001)

**Abstract:** The Xiaorequanzi copper (zinc) deposit is situated in the late Palaeozoic Haerlike-Dananhu island-arc zone north to the convergence belt between the Junggar plate and the Tarim plate. The study of isotope geochemistry shows that the  $\delta^{18}O$  value of quartz is 6.5‰ ~ 10‰ from the quartz sulfide veins, and the  $\delta^{18}O$  value of fluid from quartz and sphalerite is 0.1‰ ~ 1.73‰. The  $\delta D_{H_2O}$  value in the fluid inclusions is -105‰ ~ -66‰. Combined with the geological characteristics of the ore district, the metallogenic fluids may result from the interaction of subvolcanic hydrothermal fluids with paleo-sea water. The  $\delta^{34}S$  value of the sulfide is 3.1‰ ~ 13.4‰, which has the bimodal character, in which one peak value is 4‰ ~ 7‰, and the other is 11‰ ~ 12‰. The early S isotopic composition dominated by pyrite has a close relationship with the sulphate from paleo-sea water, while the late S isotope from sulphide resulted from different grades of interaction of S from pyroclastic rock with reducing S in paleo-sea water. The  $^{206}Pb/^{204}Pb$  ratio is 17.669-17.788, 17.7188 on average, the  $^{207}Pb/^{204}Pb$  ratio is 15.36 ~ 15.495, 15.4243 on average, and the  $^{208}Pb/^{204}Pb$  ratio is 37.279 ~ 37.525, 37.3958 on average, respectively. The  $\mu$  value is 9.07 ~ 9.34, the Th/U ratio 3.56 ~ 3.67, 49.53 <  $\Delta\alpha$  < 62.78, 3.59 <  $\Delta\beta$  < 13.10 and 12.51 <  $\Delta\gamma$  < 24.47, showing typical crust-mantle-derived Pb isotopic characteristics.

**Key words:** hydrogen and oxygen isotope, sulfur isotope, lead isotope, Xiaorequanzi, Xinjiang