

云南东川稀矿山式铜铁矿床成矿物质来源的同位素示踪

李元龙 胡煜昭

(昆明理工大学 地球科学系, 云南 昆明 650093)

摘要: 稀矿山式铜铁矿床是东川铜矿中一种重要的矿床类型, 前人研究程度较深, 但对矿床成因观点不一, 为探讨其铜铁矿层的成因及成矿物质来源, 对稀矿山式铜铁矿的硫同位素进行了测试, 并对同位素数据进行了地球化学研究。结果表明, 硫化物中的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化较大(从 -10.9‰ 至 15.9‰ , 均值为 0.455‰)。根据 $\delta^{34}\text{S}$ 值的不同可分为 3 种: ① 在 $\pm 4\text{‰}$ 之间(15 件), 具陨硫特征; ② $\pm(5\sim 8)\text{‰}$ 范围内(6 件), 受火山沉积作用影响; ③ $>10\text{‰}$ 和 $\leq -10\text{‰}$ 范围内(2 件), 说明硫源以岩浆作用(火山喷发)为主要来源, 部分为海水硫酸盐及地层生物硫。稀矿山式铜铁矿床的碳具有幔源特征, 指示有地幔物质参与成矿作用, 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化在 $1.3\text{‰}\sim 9.8\text{‰}$ 之间, 均值 4.875‰ , 组成特征则反映矿床属于火山喷流沉积成因。成矿物质主要来源于火山喷发, 成矿作用与岩浆、海相化学沉积、海底热液等作用有关。

关键词: 物质来源, 同位素示踪, 稀矿山式铜铁矿, 云南东川

中图分类号: P597+.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2013)02-0167-13

Isotopic tracing of the source of ore-forming materials of the Xikuangshan type ferro-copper deposit in Dongchuan, Yunnan Province

LI Yuan-long and HU Yu-zhao

(Department of Earth Science, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China)

Abstract: The Xikuangshan type ferro-copper deposit is an important deposit type in the Dongchuan copper mine. Although previous researchers made detailed investigations, the origin of this kind of deposit remains controversial. In order to probe into the genesis and sources of the ore-forming materials of its ferro-copper layer, the authors analyzed the O isotopic compositions of the Xikuangshan type ferro-copper deposit and studied its isotope geochemistry. The results show that the values of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides (from -10.9‰ to 15.9‰ , with an average of 0.455‰) can be divided into three groups: ① values between $\pm 4\text{‰}$ (15 pieces), with the characteristics of meteoritic sulfur; ② values in the range of $\pm(5\sim 8)\text{‰}$ (6 pieces), influenced by the volcanic sedimentation; ③ values in the range of $>10\text{‰}$ or $\leq -10\text{‰}$ (2 pieces), suggesting that sulfur came mainly from the rock magma (volcanic eruptions) and subordinately from seawater sulfate and stratigraphic biological sulfur. The carbon of the Xikuangshan type ferro-copper deposit has the characteristics of mantle-derived carbon, implying that mantle material participated in the ore-forming process. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ values of magnetite change between 1.3‰ and 9.8‰ , with an average of 4.875‰ . The composition characteristics of O isotope indicate that the deposit belongs to the volcanic sedimentation-exhalation deposit. The main ore-forming source came from volcanic

收稿日期: 2012-09-29; 修订日期: 2013-01-24

基金项目: 国土资源部云南东川铜矿科学基地研究资助项目(20091107-7), 昆明理工大学创新团队资助项目

作者简介: 李元龙(1985-), 男, 硕士研究生, 构造地质专业, E-mail: 1033518600@qq.com; 通讯作者: 胡煜昭(1964-), 男, 教授级高工, 主要从事沉积盆地资源、能源勘查和研究, E-mail: huyuzhao155@sohu.com.

eruption, and the metallogenesis was connected with magmatic activities, marine facies chemical sedimentation and seafloor hydrothermal solution sedimentation.

Key words: metallogenic material; isotope tracing; Xikuangshan type ferro-copper deposit; Dongchuan of Yun-nan Province

东川铜矿是我国著名的大型铜矿床,主要矿山有汤丹、落雪、因民、滥泥坪、石将军等,在矿床成矿规律、成矿机理、控矿因素等方面都有相关的论著(涂光炽,1984;冉崇英,1989;龚琳等,1996)。东川铜矿田主要由稀矿山式、汤丹式、桃园式、滥泥坪式4种类型铜矿床所组成。东川式铜矿指赋存在昆阳群落雪组白云岩中的汤丹式(或落雪式)铜矿,主

要分布在汤丹、落雪及因民。稀矿山式铜铁矿主要分布在东川矿区的落雪稀矿山、因民滥山、磨子山(图1)及矿区南部的滥泥坪6-4巷等地。稀矿山式铜铁矿矿体产在中元古界昆阳群因民组紫色层中,在滇中地区该类型矿床主要还有武定迤纳厂、禄丰鹅头厂。

东川铜矿区大地构造位于扬子准地台西缘的一

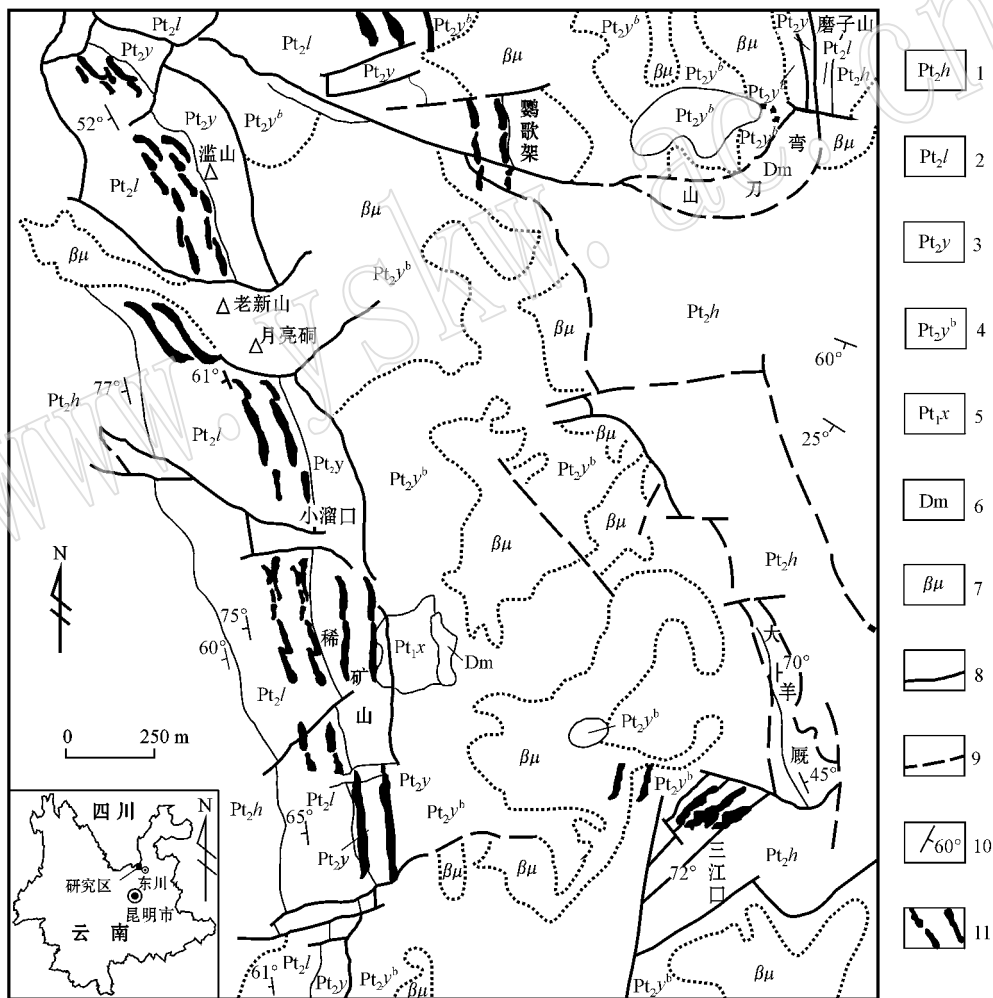


图 1 东川矿区落因地区地质略图(据李天福,1993 修编)

Fig.1 Sketch geological map of Luoyin area in the Dongchuan ore district(modified after Li Tianfu, 1993)
1—黑山组;2—落雪组;3—因民组;4—因民组角砾岩;5—小溜口组;6—白云岩;7—基性岩;8—断层;9—推测断层;
10—岩层产状要素;11—铜或铁铜矿体

1—Heishan Formation; 2—Luoxue Formation; 3—Yinmin Formation; 4—breccia of Yinmin Formation; 5—Xiaoliukou Formation; 6—dolostone; 7—basic rock; 8—fault; 9—inferred fault; 10—elements of stratigraphic attitude; 11—copper or iron-copper ore body

个次级构造单元——康滇地轴云南段的北端(任纪舜等,1980)。“康滇地轴”是一个巨大的前寒武纪地块,又称康滇古陆,在中元古代是个岛弧带,在晚古生代至中生代期间,经历了大陆裂谷发生、发展与消亡的全过程,被称为康滇古裂谷带(骆耀南,1985;潘杏南等,1987)。康滇古陆中广泛出露的昆阳群地层形成于古大陆裂谷-坳拉谷环境(华仁民,1990)。

前人在东川铜矿做了大量研究工作,但主要集中在汤丹式铜矿,对稀矿山式铜铁矿关注程度不够高,关于稀矿山式铜铁矿床成因,诸多学者观点不一。钱荣耀等(1959)认为铁形成于中元古代末新元古代早期,铜是后期热液作用的产物。20世纪90年代初研究认为,该矿床处于火山岩系中,赋矿主岩为一套火山喷流热水沉积岩,一些学者(张学诚等,1992;李天福,1993;龚林等,1996)认为其属于火山-喷流沉积型铜铁矿床类。叶霖(2004)认为东川稀矿山式铜铁矿床为(火山)沉积-(叠加)改造成因。值得注意的是前人提出不同矿床成因的观点,主要依据是宏观地质特征,微观地球化学论证较少。本文试图利用同位素地球化学特征,来追踪稀矿山式铜铁矿床成矿物质来源,为矿床物源及成因提供新的证据。

1 矿床地质特征

稀矿山式铜铁矿床矿化集中区位于东川矿区中部、落因破碎带西侧。区域地层自下而上划分为古元古界小溜口组,中元古界昆阳群因民组、落雪组、黑山组等(图1)。区域内岩浆岩发育,主要有因民期火山岩和晋宁期辉长岩、花岗岩等。

1.1 地层

东川稀矿山式铜铁矿床赋存在昆阳群因民组二段地层中,因民组地层主要分3段:因民组一段为角砾岩、基-中性钠质凝灰岩与细碧-角斑岩互层,底部为角砾岩;因民组二段为紫红、紫灰、灰黑色铁质岩、凝灰质板岩、硅质板岩,基-中性钠质凝灰岩,为稀矿山式铜铁矿赋矿层位;因民组三段为紫红、紫灰色泥砂质白云岩夹板岩。因民组地层为一套火山沉积岩系,又称细碧角斑质火山岩系。因民组下伏地层为古元古界小溜口组碳质板岩,上覆地层为中元古界昆阳群落雪组白云岩。因民组及其所在的昆阳群地层均属于浅变质作用区域。

1.2 构造

东川矿区位于小江深断裂西侧,普渡河断裂以东,南部受宝九断裂控制。落因矿区内部主要由近南北向和近东西向两组断层(图1)。落(雪)因(民)破碎带,又称“落因背斜”,南北长约20 km,核部地层为小溜口组,地层由核部向两翼由老到新依次为小溜口组、因民组、落雪组和黑山组(图1)。主要控制构造为同生断层及火山沉积盆地。同生断层控制了层状矿体的展布和厚度,同生断层出现的地方往往伴随着矿体厚度的变化,层状矿体的连续性在此也出现骤变,给探矿工作造成很大困难。

1.3 岩浆岩

因民期是东川矿区岩浆岩活动强烈的时期,因民组岩浆岩主要以火山岩为主,类型有细碧岩、变玄武岩、火山角砾岩、隐爆角砾岩、杏仁状粗面岩、沉火山角砾岩-凝灰角砾岩、细碧质凝灰岩-沉凝灰岩等,火山角砾岩分布在稀矿山、小溜口一带。因民期火山岩主要沿同沉积断裂带分布,火山活动中心附近火山岩特别发育,常见大量的火山角砾岩、次火山岩与熔岩。

1.4 矿体特征

因民组铁铜矿体沿层展布,呈似层状、透镜状,月亮硐-稀矿山矿段从地表向下通过不同中段探矿坑道控制矿体长度大于1 000 m,延深大于1 000 m,平均厚度5.80 m,铜平均品位0.99%。矿体倾角在60°~80°之间(图2)为层控矿床。

1.5 矿石特征

矿石矿物组合以赤铁矿、黄铜矿、斑铜矿为主,次为钛磁铁矿、磁铁矿、黄铁矿、辉铜矿、蓝辉铜矿、铜蓝等。矿石结构有填隙结构、共边结构、凝胶状结构、包含结构、交代残余结构、次生加大边结构等等。矿石类型按构造特征分为条带状构造、纹层状构造、浸染状构造、块状构造、网脉状构造等。脉石矿物主要有白云石、黑云母、绿泥石、钠长石、石英、绢云母等等。磁铁矿、赤铁矿呈条带状。黄铜矿呈网脉状分布于硅质岩(白色)、硅质角砾岩中。铜矿主要呈细脉状位于铁矿体中,其次为浸染状,主要矿物为黄铜矿。黄铜矿脉一般以黄铜矿为主,个别为石英-黄铜矿脉。部分地区黄铜矿成团块状分布于磁铁矿中,部分地段可见条带状赤铁矿(红色)、磁铁矿,黄铜矿、斑铜矿呈团块状分布于磁铁矿中。

1.6 围岩蚀变

稀矿山式铜铁矿床赋矿围岩主要为火山角砾岩、

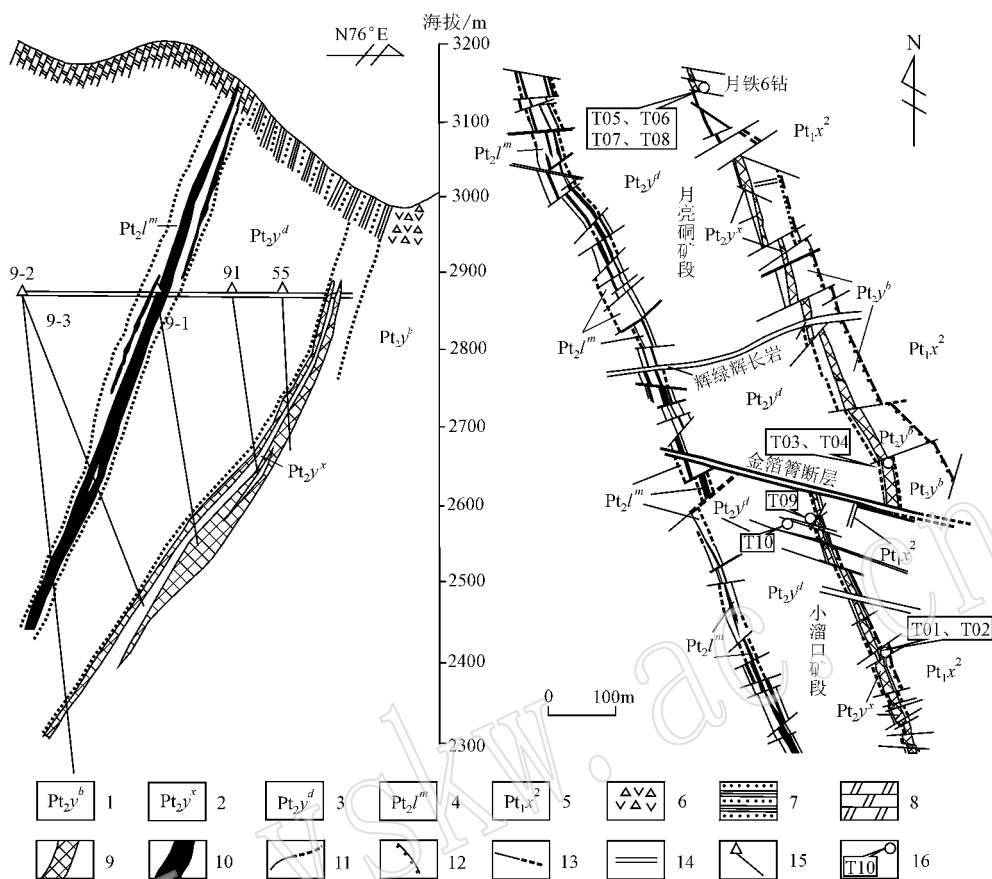


图 2 小溜口矿段 9 号剖面图(左)及因民铜矿区小溜口、月亮洞部分矿段 2 350 中段地质平面图(右)
(据张学诚等, 1992 修编)

Fig. 2 Profile 9 of Xiaoliukou ore block (left) and sketch geological map of part of Xiaoliukou and Yueliangdong ore block at the level of 2 350 in the Yinmin copper mining area (right) (modified after Zhang Xuecheng *et al.*, 1992)

1—因民组角砾岩; 2—因民组铁铜矿层; 3—因民组大劈槽段; 4—落雪组泥质白云岩; 5—小溜口组二段碳质板岩; 6—火山角砾岩; 7—因民组紫色岩层; 8—白云岩; 9—稀矿山铁铜矿体; 10—白云岩层状铜矿; 11—实测及推测地层界线; 12—实测及推测不整合界线; 13—实测及推断断层; 14—坑道; 15—钻孔; 16—采样点及样品编号

1—breccia of Yinmin Formation; 2—ferro-copper bed of Yinmin Formation; 3—Dapicao Member of Yinmin Formation; 4—argillaceous dolomite of Luoxue Formation; 5—2nd Member of Xiaoliukou Formation; 6—volcanic breccia; 7—purple strata of Yinmin Formation; 8—dolostone; 9—Xikuangshan ferro-copper ore body; 10—dolostone stratiform ore body; 11—measured and inferred stratigraphic boundary; 12—measured and inferred unconformity; 13—measured and inferred fault; 14—gallery; 15—drill hole; 16—sampling point and its serial number

钠长石岩、铁质水云母岩、凝灰岩, 蚀变中等。蚀变主要是绿泥石化、镜铁矿化、绢云母化、水云母化、硅化、碳酸盐化、电气石化、黑云母化。

2 采样工作及测试技术

本次工作测试样品主要采自东川因民铜矿 2 230 和 2 350 中段(图 2 右)稀矿山矿段以北的小铁和月亮洞矿段。样品直接取自矿体或紧邻矿体的部位, 该矿段是稀矿山式铜铁矿最典型的地区。测定对象为黄铜矿和磁铁矿单矿物, 磁铁矿中的氧同位素能以较快

的速度达到分馏平衡, 并不会明显受后期区域变质的影响(李万亨等, 1983)。采样范围从落雪稀矿山、三江口到因民滥山、磨子山南北长约数公里, 纵深约 750 m, 基本上能代表稀矿山式铜铁矿(表 1)。硫同位素和氧同位素测试均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心稳定同位素实验室完成。

2.1 硫同位素

将含有黄铜矿的样品粉碎到 40~80 目, 在双目镜下挑选出纯净的黄铜矿单矿物, 然后再研磨至 200 目, 并且混合均匀, 在真空达 2.0×10^{-2} Pa 状态下加热, 进行氧化反应, 反应温度为 980℃, 生成二氧化硫

表 1 稀矿山式铜铁矿床硫同位素组成

Table 1 Compositions of sulfur isotope in the Xikuangshan type ferro-copper deposit

样品号	采样位置	类型	测定矿物	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$	数据来源
X _{5.1}	稀矿山 2 727+10 m	网脉状斑铜矿石(准同生赤铁矿角砾岩)	斑铜矿	-10.924	
X _{7.5}	稀矿山 2 870 西 23 川	细脉、网脉状斑铜矿石(准同生赤铁矿角砾岩)	斑铜矿	-7.191	
X _{5.5}	稀矿山 2 800 m 平一坑	侵染状黄铜矿化铁钙质硅质岩夹绢云母板岩	黄铜矿	-5.232	陈国达等, 2004
X _{8.5.3}	稀矿山 2 922 m 2# 井	稠密侵染状黄铜矿石(镜铁磁铁碳酸盐岩)	黄铜矿	-2.300	
X _{8.5.4}	稀矿山 2 922 m 2# 井	脉状含铜碳酸盐脉	黄铜矿	-6.086	
L93	稀矿山 4 号硐 53 穿	含铜磁铁矿	黄铜矿	-3.7	
L93	稀矿山 4 号硐 54 穿	含铜磁铁矿	斑铜矿	-3.8	王可南, 1978
L46	稀矿山地表采样	含铜磁(赤)铁矿	斑铜矿	-3	
L44	万金硐地表	角砾岩	黄铁矿	3.1	
D90-45	稀矿山 9 号硐	含铜赤铁矿	黄铜矿	5.4	
D90-112	2 800 坑	块状铜矿石	黄铜矿	6.8	龚琳等, 1996
D90-112	2 800 坑	块状铜矿石	斑铜矿	5.6	
D90-112	2 800 坑	块状铜矿石	次生辉铜矿	15.9	
T01	因民 2 350 中段小铁 XT-8 北约 25 m	硅质岩黄铜矿石	黄铜矿	3.7	
T02	因民 2 350 中段小铁 XT-8 北约 25 m	硅质岩黄铜矿石	黄铜矿	3	
T07	因民 2 350 中段月铁 6 钻	黄铜矿石	黄铜矿	2.4	
T08	因民 2 350 中段月铁 6 钻	黄铜矿石	黄铜矿	2.3	
T09	因民 2 350 中段小铜 C04 测点	凝灰岩中斑铜矿、黄铜矿	黄铜矿	4.2	本文测试数据
T10	因民 2 350 中段小铜 C05 测点	凝灰岩中斑铜矿、黄铜矿	黄铜矿	4.2	
T11	因民 2 230 中段小铁 9 钻	磁铁矿中团块状黄铜矿	黄铜矿	-0.9	
T12	因民 2 230 中段小铁 9 钻	磁铁矿中团块状黄铜矿	黄铜矿	-3.3	
T15	2 230 中段小铁 6 钻	黄铜矿石	黄铜矿	-1.9	
T16	2 230 中段小铁 6 钻	黄铜矿石	黄铜矿	2.2	

气体。真空条件下,用冷冻法收集二氧化硫气体,并用 MAT251 气体同位素质谱分析硫同位素组成(表 1)。测量结果以 CDT 为标准,记为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$ 。分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。硫化物参考标准为 GBW-04414、GBW-04415 硫化银标准,其 $\delta^{34}\text{S}$ 分别是 $(-0.07 \pm 0.13)\text{‰}$ 和 $(22.15 \pm 0.14)\text{‰}$ 。

2.2 氧同位素

测试方法是将磁铁矿样品粉碎至 20~40 目,在双目镜下挑选出纯净的磁铁矿单矿物,然后再研磨至 200 目,并且混合均匀。将氧化物矿物样品在制样装置达到 10^{-3} Pa 真空条件下,与纯净的五氟化溴在 500~680℃ 恒温条件下反应 14 h,释放出 O_2 和杂质组分,将 SiF_4 、 BrF_3 等杂质组分用冷冻法分离出去后,纯净 O_2 在 700℃ 温度条件,且有铂催化剂的条件下,与石墨恒温反应生成 CO_2 ,用冷冻法收集 CO_2 ,在 MAT253 气体同位素质谱分析样品的 O 同位素组成(表 2)。测量结果以 SMOW 为标准,记为 $\delta^{18}\text{O}$ 。分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。氧同位素标准参考标准为 GBW-04409、GBW-04410 石英标准,其 $\delta^{18}\text{O}$ 分别是

$(11.11 \pm 0.06)\text{‰}$ 和 $(-1.75 \pm 0.08)\text{‰}$ 。

2.3 碳氧同位素

碳氧同位素数据主要引自叶霖(2004),样品为南京大学潘家勇分析,测试方法为碳酸盐矿物或岩石中碳、氧同位素组成的磷酸法测定,方法提要要为碳酸盐试样在真空条件下与 100% 磷酸进行恒温反应,用冷冻法分离生成的水,收集纯净的二氧化碳(CO_2)气体,进行质谱同位素分析,可同时测得 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的数据(表 2)。反应温度为 50℃,测试仪器为 MAT252。其 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 均以国际标准物质 PDB 为比照标准,PDB 为美国南卡罗莱纳州白垩系皮狄组的美洲拟箭石。

3 同位素地球化学特征及物源示踪分析

3.1 硫同位素

表 1 为因民稀矿山式铜铁矿床不同矿物的硫同位素组成,图 3a 为矿区不同矿物硫同位素组成直方图,图 3b 为本文所测黄铜矿硫同位素组成直方图。

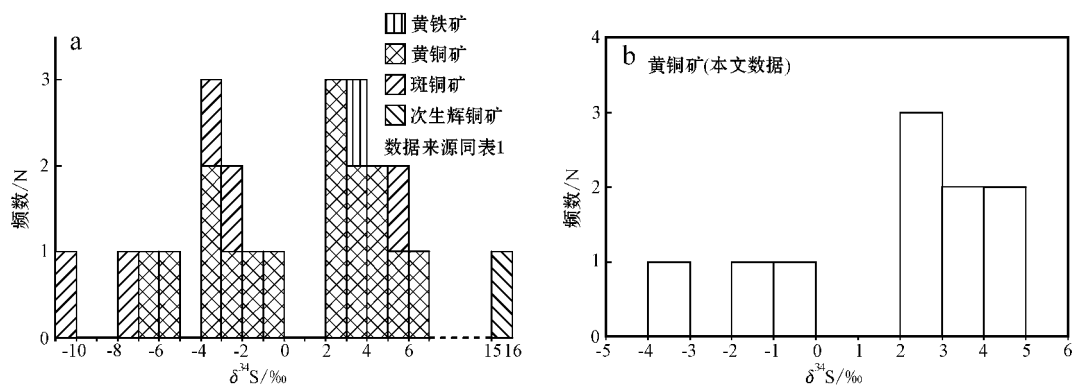


图 3 东川因民稀矿床不同矿物硫同位素直方图

Fig. 3 Histogram showing sulfur isotopic compositions of the Xikuangshan type ferro-copper deposit in Dongchuan

本次工作矿石样品来自东川因民矿 2 350 中段及 2 230 中段的月亮铜矿段和小溜口矿段,均属稀矿床式铁铜矿,共计测试了 10 个矿样,均为原生矿物,其中 $\delta^{34}\text{S}$ 最大的为凝灰岩中的黄铜矿 4.2‰,最小值是含铜磁铁矿中的黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值 -3.3‰。黄铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 均值为 1.59‰,极差为 7.5‰。

不同地质储库硫同位素组成差别很大,一般陨石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值在 0‰ 附近,火山喷发带来 SO_2 或 H_2S 的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -10‰ ~ 10‰,前寒武纪海水硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 16‰ ~ 18‰,大多数变质岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化为 -20‰ ~ 20‰,火成岩中基性-超基性岩石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值与陨石相近,为 ± 1 ‰,中酸性火山喷出岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化与火山去气作用及喷发时海水硫的混染作用等因素有关(陈骏等,2004)。东川稀矿床式铜铁矿 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围从 -10.9‰ 至 15.9‰,结合不同地质体硫同位素范围特征(见图 4),说明矿石硫是多源的,硫的来源具有岩浆硫、海水硫和生物硫的特征(龚琳等,1996;陈国达等,2004)。次生辉铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显偏高,其硫源应为海水硫(张学诚等,1992)。

据表 1 和图 3 可以将硫同位素样品分为 3 组:① $\delta^{34}\text{S}$ 值在 ± 4 ‰ 之间(以黄铜矿为主 15 件),具陨石硫特征;② $\delta^{34}\text{S}$ 值在 $\pm(5\sim 8)$ ‰ 范围内(以脉状矿为主 6 件)受火山沉积作用影响;③ $\delta^{34}\text{S}$ 值在 $> \pm 10$ ‰ 范围内(2 件)。总体来讲硫源以岩浆作用(火山喷发)为主要来源,部分为海水硫酸盐及地层生物硫。

与磁铁矿伴生的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 值均在负值范围,可能是因为火山气中的 SO_2 与 H_2S 的含量比例取决于火山喷发时的物理化学条件,在强氧化状态下火山气中可含大量的 SO_2 ,而 SO_2 的溢出将导致岩浆中的残余硫亏损 $\delta^{34}\text{S}$ (郑永飞等,2000)。

研究区矿石 $\delta^{34}\text{S}$ 值大多数正值不大的原因可能是元古宙沉积的硫酸盐,经喷出的还原性含矿气液还原并沉积的结果。也就是矿液由地壳深部上升时在 $\delta^{34}\text{S}$ 正值较大的古海水中沉积形成的。细菌还原是最重要的硫同位素分馏过程(郑永飞等,2000)。稀矿床地区在元古宙时期属于陆缘浅海地区,而这种地带正是叠层石等细菌生物发育的有利部位,硫化物(反应物)很难得到源源不断的补充,即还原速率远大于供给速率,造成硫化物贫 $\delta^{34}\text{S}$ 。东川稀矿床式铜铁矿的硫同位素组成与其他 VMS 型矿床相比(图 4),与云南新平大红山铁铜矿和武定迤纳厂铁铜矿分布较为相近,稀矿床式铜铁矿与东川矿区内的东川式铜矿 $\delta^{34}\text{S}$ 变化范围为 -2.0‰ ~ 16.7‰ 相比,整体分布范围较小,这可能是由于稀矿床式铜铁矿受海水影响相对较小和细菌还原作用较强的原因。

稀矿床式铜铁矿硫同位素的范围与 VMS 型矿床大体相似,但要比一般 VMS 型矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 值范围更宽,负值更小的原因可能是细菌还原作用,正值更大可能是因为海水硫的加入。

3.2 氧碳同位素组成及成矿物质来源示踪

3.2.1 氧同位素

本次工作测试的磁铁矿氧同位素组成变化在 1.3‰ ~ 9.8‰ 之间,极差 8.5‰,平均 4.875‰(图 5b,表 2)。叶霖(2004)测得含黄铜矿、斑铜矿的磁铁矿矿石 2 件样品 $\delta^{18}\text{O}$ 结果为 18.9‰ ~ 19‰,均为正值且偏大,平均 18.95‰,本文的测试结果与其比较相差较大,这可能是由于测定样品对象及方法不同(见表 2)。从图 5b 总体来看,本次测试的磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布较为集中。东川稀矿床式铜铁矿床 $\delta^{18}\text{O}$ 绝大部分为正值(图 5a),虽然形成于元古宙时期,但不同于一般的前寒武纪沉积变质铁矿。

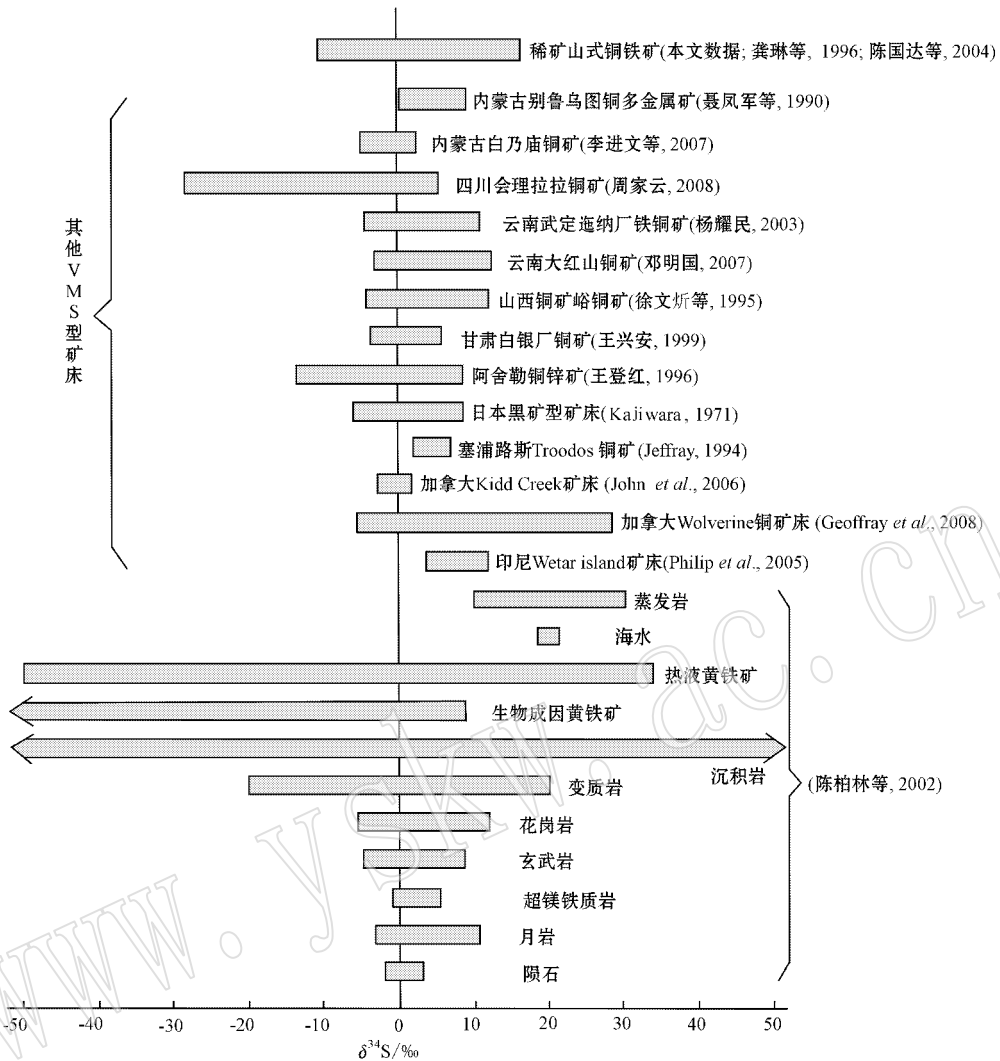


图 4 东川稀矿式铜铁矿及其他 VMS 型矿床、地质体硫同位素投影 (据陈柏林等, 2002)

Fig. 4 Projection of sulfur isotope composition of ores from the Xikuangshan type ferro-copper deposits and other VMS deposits as well as geological bodies, Dongchuan (modified after Chen Bolin *et al.*, 2002)

一般, 大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-55\text{‰} \sim 8\text{‰}$, 海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 0‰ 左右, 火成岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $5\text{‰} \sim 15\text{‰}$, 元古宙海相化学沉积的硅质岩和燧石 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $16.5\text{‰} \sim 27.7\text{‰}$ (陈骏等, 2004), 深源岩石、月岩、普通球粒陨石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近 $5\text{‰} \sim 6\text{‰}$ (Taylor, 1974)。稀矿式铜铁矿床含黄铜矿、斑铜矿磁铁矿矿石 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($18.9\text{‰} \sim 19.0\text{‰}$, 均值 18.95‰ , 2 件) 明显高于火成岩, 而铜铁矿石 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($13.4\text{‰} \sim 16.5\text{‰}$, 均值 15.175‰ , 4 件) 基本介于火成岩和元古宙海相沉积硅质岩之间。由表 2 和图 5a 可以看出, 脉状铜矿石和含黄铜矿、斑铜矿磁铁矿矿石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($13.4\text{‰} \sim 19.0\text{‰}$) 明显高于磁铁矿、赤铁矿及方解石, 说明氧受地层围岩影响很大。磁铁矿 (图

5b) $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($1.3\text{‰} \sim 9.8\text{‰}$, 均值 4.875‰ , 8 件) 变化不大, 略低于火成岩, 但高于海水和大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 赤铁矿 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化较大 ($-1.21\text{‰} \sim 15.78\text{‰}$, 若除去滥山的一个高值 15.78‰ , 均值 3.59‰ , 6 件) 略低于磁铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; 方解石 $\delta^{18}\text{O}$ 值 ($11.01\text{‰} \sim 11.16\text{‰}$, 均值 11.085‰ , 2 件) 低于铁铜矿石, 但明显高于磁铁矿和赤铁矿, 显示热液对方解石氧同位素的影响较大。

由图 6 可以看出稀矿式铜铁矿床磁铁矿氧同位素组成与沉积变质成因铁矿相差较大, 与接触交代型铁矿也不具有相似性, 却与产在火成岩体中的海南石碌铁矿的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分布范围十分接近。含铁建造与火山岩建造在时间上、空间上、物质成分上有着

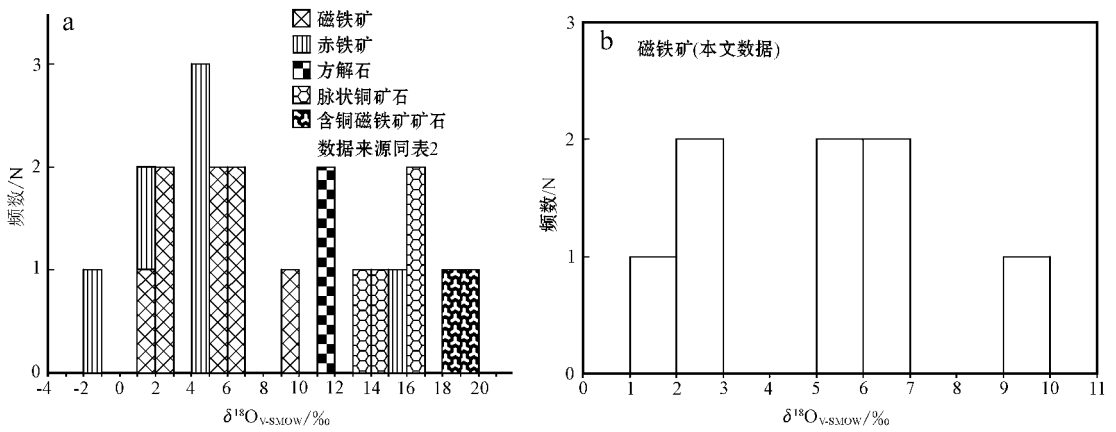


图 5 东川因民稀矿山式铜铁矿床不同矿物氧同位素直方图

Fig. 5 Histogram showing oxygen isotopic compositions of the Xikuangshan type ferro-copper deposit, Dongchuan

表 2 东川稀矿山式铜铁矿床碳氧同位素组成

Table 2 Compositions of oxygen and carbon isotopes in the Xikuangshan type ferro-copper deposit of Dongchuan

样号	采样位置	类型	测定矿物	$\delta^{18}O_{V-SMOW}/\text{‰}$	$\delta^{13}C_{PDB}/\text{‰}$	数据来源
T03	2 350 中段月铁 HY072 测点	含黄铜矿、黄铁矿磁铁矿矿石	磁铁矿	5.1	-	本文测试数据
T04	2 350 中段月铁 HY072 测点	含黄铜矿、黄铁矿磁铁矿矿石	磁铁矿	1.3	-	
T05	2 350 中段月铁 6 钻	块状磁铁矿	磁铁矿	9.8	-	
T06	2 350 中段月铁 6 钻	块状磁铁矿	磁铁矿	6.4	-	
T13	2 230 中段, 小铁 9 钻	含黄铜矿磁铁矿矿石	磁铁矿	5.7	-	
T14	2 230 中段, 小铁 9 钻	含黄铜矿磁铁矿矿石	磁铁矿	6.5	-	
T17	2 230 中段, 小铁 11 钻	斑铜矿-石英脉穿插磁铁矿中	磁铁矿	2	-	
T18	2 230 中段, 小铁 11 钻	斑铜矿-石英脉穿插磁铁矿中	磁铁矿	2.2	-	
D-90-65	稀矿山 6-1 孔	块状赤铁矿	赤铁矿	-1.21	-	龚琳等, 1996
D-90-71	稀矿山 2 922 坑	块状赤铁矿	赤铁矿	4.84	-	
D-90-77	稀矿山 9-1 孔	块状赤铁矿	赤铁矿	4.83	-	
D-90-85	滥山	块状赤铁矿	赤铁矿	15.78	-	
D-90-59	磨子山	块状赤铁矿	赤铁矿	1.64	-	
D-90-58	三江口	块状赤铁矿	赤铁矿	4.85	-	
D-90-41	稀矿山 9 号洞	含铜石英方解石脉	方解石	11.16	-	李志群, 1996
Lx-136	稀矿山式铁铜矿	含黄铜矿、斑铜矿磁铁矿矿石	磁铁矿矿石	19	-3.6	
Lx-137	稀矿山式铁铜矿	含黄铜矿、斑铜矿磁铁矿矿石	磁铁矿矿石	18.9	-3.1	
Lx-116	稀矿山式铁铜矿	脉状铜矿石	铜矿石	16.5	-0.5	
Ym-31	稀矿山式铁铜矿	脉状铜矿石	铜矿石	13.4	-2.6	
Lx-117	稀矿山式铁铜矿	脉状铜矿石	铜矿石	16.3	-2.6	
B-4	稀矿山式铁铜矿	脉状铜矿石	铜矿石	14.5	-2.1	
	稀矿山式铁铜矿	含铜石英碳酸盐脉	方解石	11.01	-0.38	

密切的联系。根据氧同位素分馏特征,通常氧化使 $\delta^{18}O$ 值增大,还原使 $\delta^{18}O$ 值减小。西澳大利亚与条带状含铁建造(BIF)有关的铁矿床磁铁矿和赤铁矿 $\delta^{18}O$ 均值为 $-9.0\text{‰} \sim -2.9\text{‰}$,为负值(Thorne *et al.*, 2009)。美国亚利桑那州含铁建造中的磁铁矿 $\delta^{18}O$ 值为 $-2.0\text{‰} \sim -7.5\text{‰}$ (Perry *et al.*, 1973)。迤纳厂铁铜矿 $\delta^{18}O$ 值为 $0.11\text{‰} \sim 20.3\text{‰}$ (李志群, 1996; 杨耀民, 2003),两矿床成因相似, $\delta^{18}O$ 值分

布范围亦相近。与东川铜矿相邻的四川会理拉拉铜矿 $\delta^{18}O$ 值为 $7.27\text{‰} \sim 14.02\text{‰}$ (周家云, 2008)。稀矿山式铜铁矿磁铁矿氧同位素多为正值,可能是由于火山热液交代作用引起的。

据龚琳等(1996),稀矿山式铜铁矿赤铁矿 $\delta^{18}O$ 变化在 $-1.21\text{‰} \sim 5.40\text{‰}$ 之间,平均 3.59‰ ,并认为这与火山喷气作用有关,叶霖(2004)测得脉状铜矿石 $\delta^{18}O$ 值范围为 $13.4\text{‰} \sim 16.5\text{‰}$,均为较大正值,

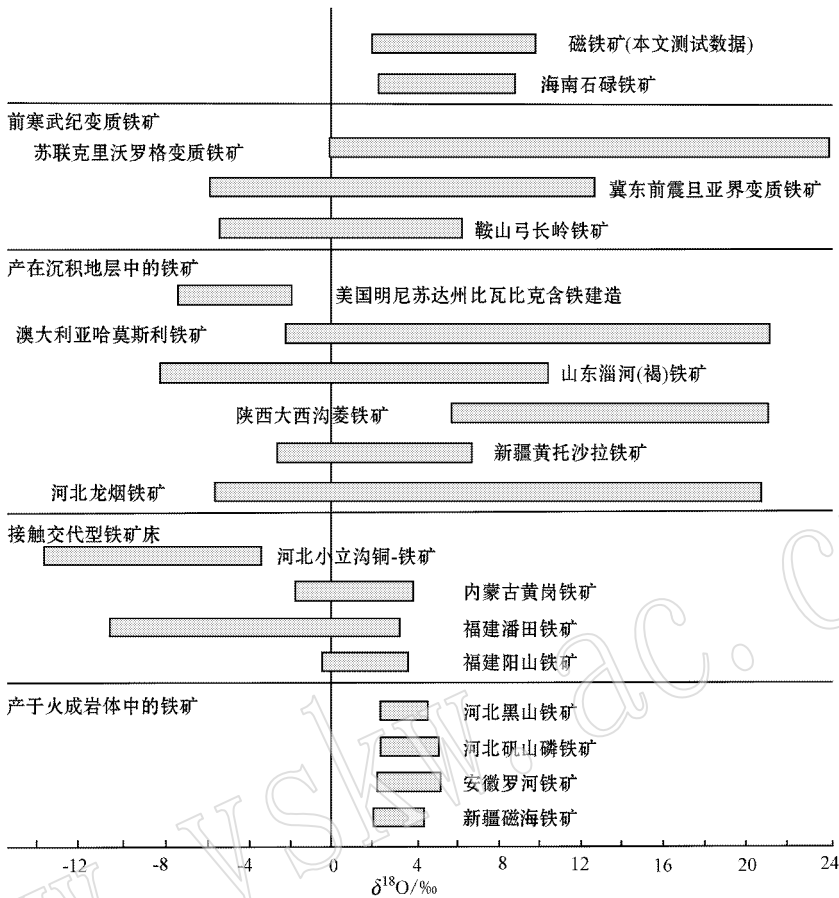


图 6 部分铁矿床氧同位素成分分布图(图中数据和底图据刘宏英,1982)

Fig. 6 Oxygen isotope compositions of some iron deposits(modified after Liu Hongying, 1982)

认为成矿流体中除岩浆水外,还有地层同生水。

结合前人研究结果,稀矿山式铜铁矿的氧同位素组成显示其成矿物质来源于火山岩浆,后期也受到火山热液交代作用的影响。

3.2.2 碳氧同位素

不同地质储库的碳同位素组成也不相同,因此地质体 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值的变化在一定程度上能反映碳的来源。引用的 7 件样品的 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 值(见表 2)变化范围在 $-3.6\text{‰} \sim -0.38\text{‰}$ 之间,均值 -2.13‰ ,极差为 3.22‰ ,因民稀矿山式铜铁矿矿石和方解石 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 与其他有关物质碳同位素对比(图 7),与地幔来源碳同位素值(-7‰)相当接近,位于地幔源与海相碳酸盐岩区之间,可能表明在成矿过程中,来自地幔或火山岩浆流体与周围的碳酸盐岩发生了同位素交换,向 $\delta^{13}C$ 增高的方向漂移。

碳酸岩的碳和氧同位素的联合研究是区分不同成因碳酸岩的有效手段(Hugh,1993),矿石的碳氧同

位素组成能较好的反映成矿物质来源,方解石的碳氧同位素组成也可以有效示踪成矿流体的物源。图 8 清楚地显示稀矿山式铜铁矿床的碳、氧同位素的投点,全部落在“地幔多相体系-花岗岩区”与“海相碳酸盐岩区”之间,而方解石的碳氧同位素组成非常接近“花岗岩区”,铁矿石的碳氧同位素组成更接近海相碳酸盐岩区,铜矿石的较接近“地幔多相体系-花岗岩区”。

根据 Deines(1989)对碳酸岩的 $\delta^{13}C$ 、 $\delta^{18}O$ 地球化学行为的概括,同源岩浆或来源于地幔的岩浆在其演化过程中可以产生不同的同位素效应。含铜硫化物矿脉内碳酸岩(方解石)的碳、氧同位素组成,具明显的深源岩浆性质。在 $\delta^{13}C - \delta^{18}O$ 同位素效应图上(图 8),成分点落在地幔多相体系的高温效应/沉积岩混染趋势线和原始碳酸岩的低温蚀变趋势线之间偏高温效应/沉积岩混染趋势线的一侧,反映高温效应到低温蚀变的特征,这一点与矿床形成过程的

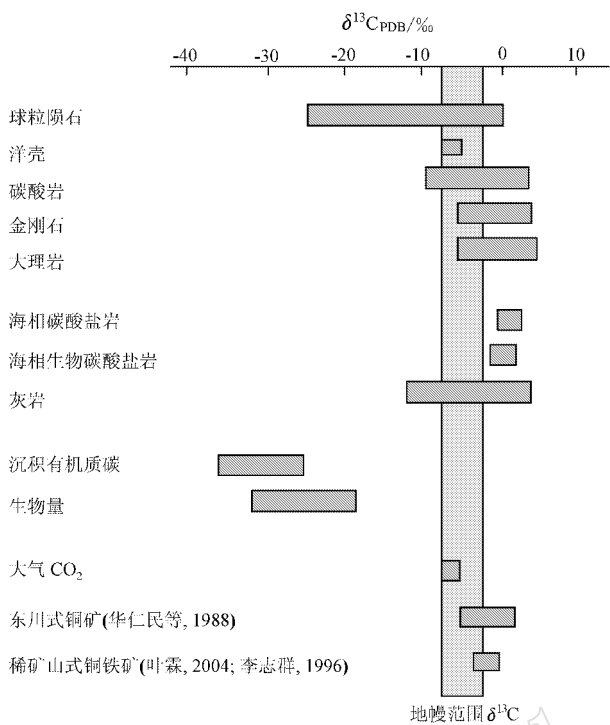


图 7 东川稀矿山式铜铁矿的碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$)与其他有关物质碳同位素组成对比图(图中数据和底图据毛景文等, 2003)

Fig. 7 Comparative diagram of carbon isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) for the Xikuangshan type Cu-Fe deposit and other materials, Dongchuan (modified after Mao Jingwen *et al.*, 2003)

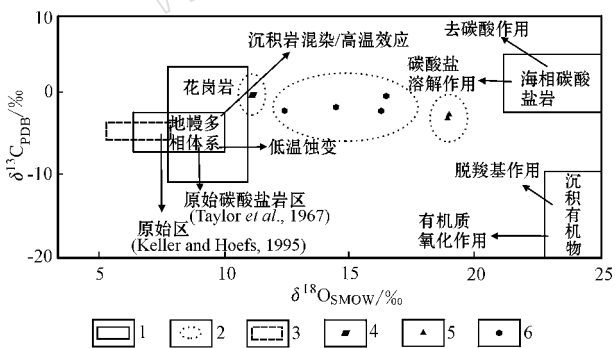


图 8 东川稀矿山式铜铁矿 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ 图解(底图据王泽鹏等, 2012)

Fig. 8 $\delta^{18}\text{O}-\delta^{13}\text{C}$ diagram of the Xikuangshan

type Cu-Fe deposit (modified after Wang *et al.*, 2012)

1—体系所在区域; 2—碳氧同位素投点区域; 3—原始区; 4—方解石碳氧同位素投点; 5—含黄铜矿、斑铜矿磁铁铁矿石碳氧同位素投点; 6—脉状铜矿石碳氧同位素投点

1—area of the system; 2—projective area of C-O isotopes; 3—region of initiation; 4—C-O isotopic point projection of calcite; 5—C-O isotopic point projection of magnetite-ore that contains chalcopyrite and bornite; 6—C-O isotopic point projection of vein-like copper ore

温度是一致的(中高温到低温)。成矿流体包裹体均一温度区间为 $87.1 \sim >450^\circ\text{C}$, 主要集中在 $190 \sim 290^\circ\text{C}$ 之间, 平均值 219.5°C (叶霖, 2004)。由图 8 可以看出矿石和方解石的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 变化范围明显小于 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 的范围, 说明灰岩与热液水之间有明显的氧同位素交换, 而碳同位素交换并不明显。 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值从高到低为含铜磁铁铁矿石 $>$ 脉状铜矿石 $>$ 方解石, 间接反映了成矿期次含铜磁铁矿早于脉状铜矿石和方解石。从表 2 的样品分析数据及图 7、图 8 结果分析, 铜铁矿成矿过程中碳主要来自深部, 而氧同位素主要是在低温蚀变作用下由“地幔多相体系-花岗岩区”向“海相碳酸盐岩”过渡, 说明氧主要由赋矿地层提供。

3.3 同位素示踪及地质意义

稀矿山式铜铁矿热液叠加富集型成矿流体具有中高温、中高盐度、高密度的特征(叶霖, 2004), 由主火山机构提供热动力形成一个地热场, 并经历了火山喷流-沉积与热液叠加富化两个成矿期, 因民期火山活动受落因破碎带控制, 部分同生断层成为热流体喷出的通道(龚琳等, 1996)。硫同位素($\delta^{34}\text{S}$ 值为 $-10.9\% \sim +15.9\%$, 均值 0.455%) 组成说明硫的多源性, $\delta^{34}\text{S}$ 值集中在 $\pm 4\%$ 之间, 具陨硫素特征, 硫主要来自岩浆(火山喷发), 后又有海水及地层生物硫的加入, 同时还受到细菌还原作用的影响; 磁铁矿 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值为 $1.3\% \sim 9.8\%$, 均值 4.875% , 显示了火山喷流沉积成矿作用特征, 相比含黄铜矿、斑铜矿磁铁铁矿石和脉状铜矿石 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ($13.4\% \sim 19.0\%$) 明显较小。结合图 7、图 8 分析结果可以认为 $\delta^{18}\text{O}$ 可能源自火山喷流, 但主要还受到赋矿地层的影响。由氧同位素推测, 矿床的热液系统实际上是由海水构成的深部循环体系(龚琳等, 1996)。

综上所述, 东川稀矿山式铜铁矿的成矿过程可以概括为: 在元古代裂谷形成初期, 火山喷发带来的成矿物质在因民期海相沉积环境中受到海水、生物、地层、构造等作用下, 又经过热液叠加富集形成铜铁矿体。

4 结论

(1) 矿石和赋矿围岩硫同位素地球化学特征表明, 硫的来源为岩浆硫、海水硫和地层生物硫, 含铜磁铁矿中的硫化物 $\delta^{34}\text{S}$ 均为负值, 可能是受火山喷流时的物理化学条件控制的原因; 海水硫的加入使

部分块状矿体 $\delta^{34}\text{S}$ 值增高,细菌还原在硫同位素分馏过程中起到了十分重要的作用。

(2) 磁铁矿、赤铁矿氧同位素组成均为正值且较大。与其他类型铁矿相比,显示了它的火山喷流沉积成矿作用特征;与国内外沉积变质矿床磁铁矿氧同位素组成区别很大,说明稀矿山式铜铁矿仅受浅变质作用 $\delta^{18}\text{O}$ 多为正值,可能是与火山热液交代作用有关。

(3) 据碳氧同位素图解综合分析,表明成矿物质主要来源于深部,碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值范围在 $-3.6\text{‰} \sim -0.38\text{‰}$ 之间)具有幔源特征,碳可能为深部幔源碳和地层碳的混合,氧同位素均为正值,变化较大,具深源和地层源的特点。

(4) 综合研究认为,稀矿山式铜铁矿床为火山——沉积(热液叠加)矿床,主要物源为火山喷发。

References

- Chen Bolin, Wang Kezhao, Yang Yi, *et al.* 2002. Study on sulfur isotope and tracer significance of copper and gold deposits in northern Altun area, western China[J]. *Mineral Deposits*, 21: 357~360(in Chinese).
- Chen Guoda, Peng Shenglin, Dai Tagen, *et al.* 2004. The Crustbody Integrative Geotectonics Metallogenia of Cu-polymetallic, Yunnan [M]. Changsha: Central South University Press: 105~152(in Chinese with English abstract).
- Chen Jun and Wang Henian. 2004. Geochemistry of Stable[M]. Beijing: Science Press, 115~133(in Chinese with English abstract).
- Deines P. 1989. Stable isotope variations in carbonatites[A]. Bell K. Carbonatites: genesis and evolution[C]. London: Unwin Hyman, 301~359.
- Deng Mingguo. 2007. The iron and copper polymetal metallogenic series and minerogenetic targeting of Xingping Dahongshan-Yuanjiang Cuoque area[D]. Kunming: Kunming University of Science and Technology(in Chinese with English abstract).
- Geoffroy D, Bradshaw S M, Rowins Jan, *et al.* 2008. Genesis of the Wolverine volcanic sediment-hosted massive sulfide deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada: mineralogical, mineral chemical, fluid inclusion, and sulfur isotope evidence[J]. *Economic Geology*, 103: 35~60.
- Gong Lin, He Yite, Chen Tianyou, *et al.* 1996. Proterozoic Rift Copper Deposits in Dongchuan, Yunnan Province[M]. Beijing: Metallurgical Industry Press, 1~24(in Chinese with English abstract).
- Hua Renmin. 1990. On the Kunyang aulacogen[J]. *Acta Geologica Sinica*, 39(1): 59~64(in Chinese with English abstract).
- Hua Renmin, Ruan Huichu, Liu Yan, *et al.* 1988. Characteristics of carbon and oxygen isotope composition of the Dongchuan copper deposits[J]. *Journal of Guilin College of Geology*, 8(1): 57~62(in Chinese with English abstract).
- Hugh R R. 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. New York: Longman Scientific and Technica, 270~343.
- Li Jinwen, Zhao Shibao, Huang Guangjie, *et al.* 2007. Origin of Bainaimiao copper deposit, inner Mongolia[J]. *Geology and Prospecting*, 43(5): 1~5(in Chinese with English abstract).
- Li Tianfu. 1993. Stratigraphic characteristics of " Xiaoliukou formation " and its contact relation with Yinmin formation in Dongchuan mining district[J]. *Yunnan Geology*, 12(1): 1~11(in Chinese with English abstract).
- Li Wanheng and Yang Changming. 1983. Palaeotectonic and geochemical environment of precambrian submarine volcanic sedimentary metamorphic iron ore in Luan Xian of the eastern Hebei Province [J]. *Earth Science*, (3): 117~126(in Chinese with English abstract).
- Li Zhiqun. 1996. Study on metallogenic geochemistry of iron and copper deposits in the Yinmin formation of the Kunyang group in the middle proterozoic suberathem[J]. *Mineral Resources and Geology*, 10(52): 100~107(in Chinese with English abstract).
- Liu Hongying. 1982. Sulfur and oxygen isotopic composition and genesis of Shilu iron deposit in Hainan[J]. *Mineral Resources and Geology*, (1): 133~138(in Chinese).
- Luo Yaonan. 1985. Panzhuhua-Xichang Paleo Rift Zone, China[A]. Zhang Yunxiang. The 1st Memoir PanXi Rift in China[C]. Beijing: Geological Publishing House, 1~25(in Chinese with English abstract).
- Jeffrey C A. 1994. A sulfur isotopic profile through the Troodos ophiolite Cyprus: Primary composition and the effects of seawater hydrothermal alteration[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(7): 1 825~1 840.
- John W, Jamieson B A, Wing, *et al.* 2006. Evaluating isotopic equilibrium among sulfide mineral pairs in Archean ore deposits: case study from the Kidd Creek VMS deposit, Ontario, Canada[J]. *Economic Geology*, 101: 1 055~1 061.
- Keller J and Hoefs J. 1995. Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai[A]. Bell K and Keller J. Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and The Petrogenesis of Natrocarbonatites[C]. Springer Berlin, 113~123.
- Mao Jingwen, Wang Zhiliang, Li Houmin, *et al.* 2003. Carbon and oxygen isotope components in the Permian basalt-hosted copper deposit in Ludian Area, Yunnan: Implication for the mineralization process[J]. *Geology Review*, 49(6): 610~615(in Chinese with English abstract).

- Nie Fengjun, Zhang Hongtao, Sun Hao, *et al.* 1990. On the volcano-hydrothermal origin of the Bieluwutu copper-sulfur polymetallic deposit inner Mongolia[J]. *Mineral Deposits*, 9(4): 339 ~ 351(in Chinese with English abstract).
- Perry E C, Tan F C and Morey G B. 1973. Geology and stable isotope geochemistry of the biwabik iron formation, northern Minnesota [J]. *Economic Geology*, 68(7): 1 110 ~ 1 125.
- Philip M S, Stephen R, Richard J H, *et al.* 2005. The development of volcanic hosted massive sulfide and barite-gold orebodies on Wetar Island, Indonesia[J]. *Mineralium Deposita*, 40 : 76 ~ 99.
- Pan Xingnan, Zhao Jixiang, Zhang Xuanyang, *et al.* 1987. Tectonics and Rifting in Kangdian Region[M]. Chongqing : Chongqing Publishing House, 1 ~ 288(in Chinese with English abstract).
- Qian Rongyao and Wu Jintian. 1959. On the origin of the copper-bearing iron strata of the Xikuangshan-Daqiandi in Dongchuar[J]. *Acta Geologica Sinica*, 39(1): 59 ~ 64(in Chinese with English abstract).
- Ran Chongying. 1989. Formation Mechanism of Stratabond Copper Deposits in Kangdian Axis[M]. Beijing : Geological Publishing House, 543 ~ 549(in Chinese with English abstract).
- Ren Jishun, Huang Jiqing, Jiang Chunfa, *et al.* 1980. 1 : 4 000 000 China Tectonic Map and Geotectonic Evolution of China[M]. Beijing : Science Press, 1 ~ 124(in Chinese with English abstract).
- Taylor H P Jr. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. *Economic Geology*, 69 : 843 ~ 883.
- Taylor H P, Frechen J, Degens E T, *et al.* 1967. Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher see District, West Germany and the Alno District Sweder[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31 : 407 ~ 431.
- Thorne W, Hagemann S, Vennemann T, *et al.* 2009. Oxygen isotope compositions of iron oxides from high-grade BIF-hosted iron ore deposits of the Central Hamersley Province, Western Australia : Constraints on the evolution of hydrothermal fluid[J]. *Economic Geology*, 104(7): 1 019 ~ 1 035.
- Tu Guangchi. 1984. Gechemistry of Strata-Bound Deposits in China, The First Volum[M]. Beijing : Science Press, 252 ~ 286(in Chinese with English abstract).
- Wang Denghong. 1996. Sulfur and lead isotopic geochemistry of the ashele volcanogenic massive sulfide deposit, Xinjiang, China[J]. *Geochimica*, 25(6): 582 ~ 590(in Chinese with English abstract).
- Wang Kenan. 1978. Sulfur isotope composition and its geological implications to the copper deposit, Dongchuan, Yunnan[J]. *Geochimica*, (3): 242 ~ 246(in Chinese with English abstract).
- Wang Xingan. 1999. The sulfur & lead isotope geochemistry study of the Baiyinchang copper deposits, Gansu[J]. *Northwestern Geology*, 32(1): 18 ~ 23(in Chinese with English abstract).
- Wang Zepeng, Xia Yong, Song Xieyan, *et al.* 2012. Isotopes and REE characteristic and ore-forming materials source of the Taipingdong-Zimudang Gold deposit[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 32(1): 93 ~ 100(in Chinese with English abstract).
- Xu Wenxin, Guo Xincheng, Ji Shukai, *et al.* 1995. The geochemistry study of the Tongkuangyu copper deposit[J]. *Mineral Resources and Geology*, 9(2): 77 ~ 86(in Chinese with English abstract).
- Yang Yaomin. 2003. Study on geochemistry of Fe-Cu-REE deposit in Kunyang group in midproterozoic—Example by the Yinachang Fe-Cu-REE deposit[D]. Guiyang : The Key Lab of Ore Geochemistry, Chinese Academy of Science(in Chinese with English abstract).
- Ye Lin. 2004. The geochemical research of Xikuangshan type copper ore deposit, Dongchuan, Yunnan[D]. Guiyang, China : The Key Lab of Ore Geochemistry, Chinese Academy of Science(in Chinese with English abstract).
- Kajiwaru Y. 1971. Sulfur isotope study of the Kuroko-ores of the Shakanai No. 1 deposits, Akita Prefecture, Japan[J]. *Geochemical Journal*, 4(7): 157 ~ 181.
- Zhang Xuecheng, Chen Qiliang, Xu Ping, *et al.* 1992. A preliminary study on the volcano-eruption sedimentation metallogeny of copper-iron ore Xikuangshan, Dongchuar[J]. *Southwest Minerals Geology*, (2): 1 ~ 9(in Chinese).
- Zheng Yongfei and Chen Jiangfeng. 2000. Geochemistry of Stable Isotop[M]. Beijing : Science Press, 218 ~ 246(in Chinese with English abstract).
- Zhou Jiayun. 2008. The geochemical characteristics and continental geodynamics of Lala copper deposit, Chengdou, Sichuan, China[D]. Chengdu University of Technology(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈柏林, 王克卓, 杨屹, 等. 2002. 阿尔金北缘地区铜金矿床硫同位素及其示踪意义初探[J]. *矿床地质(增刊)*, 21 : 357 ~ 360.
- 陈国达, 彭省临, 戴塔根, 等. 2004. 云南铜多金属壳体大地构造成矿学[M]. 长沙 : 中南大学出版社, 105 ~ 152.
- 陈骏, 王鹤年. 2004. 地球化学[M]. 北京 : 科学出版社, 115 ~ 133.
- 邓明国. 2007. 新平大红山-元江撮科铜铁多金属成矿系列及成矿预测[D]. 昆明 : 昆明理工大学.
- 龚琳, 何毅特, 陈天佑, 等. 1996. 云南东川元古宙裂谷型铜矿[M]. 北京 : 冶金工业出版社, 1 ~ 246.
- 华仁民. 1990. 论昆阳坳拉谷[J]. *地质学报*, (4): 289 ~ 301.
- 华仁民, 阮惠础, 刘燕, 等. 1988. 东川铜矿的碳、氧同位素地质特征[J]. *桂林冶金地质学院学报*, 8(1): 57 ~ 62.
- 李进文, 赵士宝, 黄光杰, 等. 2007. 内蒙古白乃庙铜矿成因研究

- [J]. 地质与勘探, 43(5): 1~5.
- 李天福. 1993. 东川矿区“小溜口组”地层特征及与因民组的接触关系[J]. 云南地质, 12(1): 1~11.
- 李万亨, 杨昌明. 1983. 冀东滦县地区前震旦纪海底火山沉积变质铁矿的古构造及地球化学环境[J]. 地球科学, (3): 117~126.
- 李志群. 1996. 中元古界昆阳群因民组铁铜矿的成矿地球化学研究[J]. 矿产与地质, 10(52): 100~107.
- 刘宏英. 1982. 海南石碌铁矿硫、氧同位素组成特征及矿床成因分析[J]. 冶金工业部地质研究所所报, (1): 133~138.
- 骆耀南. 1985. 中国攀枝花-西昌古裂谷带[A]. 张云湘. 中国攀西裂谷文集[C]. 北京: 地质出版社, 1~25.
- 毛景文, 王志良, 李厚民, 等. 2003. 云南鲁甸地区二叠纪玄武岩中铜矿床的碳氧同位素对成矿过程的指示[J]. 地质评论, 49(6): 610~615.
- 聂凤军, 张洪涛, 孙浩, 等. 1990. 论内蒙古别鲁乌图铜硫多金属矿床的火山热液成因[J]. 矿床地质, 9(4): 339~351.
- 潘杏南, 赵济湘, 张选阳, 等. 1987. 康滇构造与裂谷作用[M]. 重庆: 重庆出版社, 1~288.
- 钱荣耀, 吴锦天. 1959. 东川稀矿山-大乔地含铜铁矿的成因问题[J]. 地质学报, 39(1): 59~64.
- 冉崇英. 1989. 康滇地轴层控铜矿床的成矿机理[M]. 北京: 地质出版社, 1~43.
- 任纪舜, 黄汲清, 姜春发, 等. 1980. 1:400万中国大地构造图及中国大地构造及其演化[M]. 北京: 科学出版社, 1~124.
- 涂光炽. 1984. 中国层控矿床地球化学, 第一卷[M]. 北京: 科学出版社, 252~286.
- 王登红. 1996. 新疆阿舍勒火山岩型块状硫化物铜矿硫、铅同位素地球化学[J]. 地球化学, 25(6): 582~590.
- 王可南. 1978. 云南东川铜矿床的硫同位素组成及其地质意义[J]. 地球化学, (3): 242~246.
- 王兴安. 1999. 甘肃白银厂铜矿田硫铅同位素地球化学研究[J]. 西北地质, 32(1): 18~23.
- 王泽鹏, 夏勇, 宋谢炎, 等. 2012. 太平洞-紫木凶金矿区同位素和稀土元素特征及成矿物质来源探讨[J]. 矿物学报, 32(1): 93~100.
- 徐文炘, 郭新生, 冀树楷, 等. 1995. 铜矿峪铜矿床地球化学的研究[J]. 矿产与地质, 9(2): 77~86.
- 杨耀民. 2003. 中元古代昆阳群 Fe-Cu-REE 矿床地球化学研究——以武定迤纳厂矿床为例[D]. 贵阳: 中国科学院贵阳地球化学研究所.
- 叶霖. 2004. 东川稀矿山式铜矿地球化学研究[D]. 贵阳: 中国科学院贵阳地球化学研究所.
- 张学诚, 陈启良, 许平, 等. 1992. 东川稀矿山火山-喷流沉积含铜铁矿成矿作用初步研究[J]. 西南矿产地质, (2): 1~9.
- 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.
- 周家云. 2008. 四川会理拉拉铜矿地球化学特征及其大陆动力学背景[D]. 成都: 成都理工大学.