湖北铜绿山矽卡岩型铜铁矿床同位素地球化学研究

王彦博[1]，顾雪祥[1]，张宗保[1]，董树义[1,2]

（1. 中国地质大学 地球科学与资源学院，北京 100083；2. 成都理工大学 地球科学学院，四川 成都 610059）

摘要： 湖北铜绿山铜铁矿床处于长江中下游铁铜成矿带西部鄂东成矿区内，是鄂东南地区典型的矽卡岩型铜铁矿床。矿体呈透镜状产于下三叠统大冶群第3至第7岩性段大理岩与铜绿山岩体的接触带。矿床成矿过程大致划分为干矽卡岩阶段（Ⅰ）、湿矽卡岩阶段（Ⅱ）、氧化物阶段（Ⅲ）、石英硫化物阶段（Ⅳ）和碳酸盐阶段（Ⅴ）。矿石矿物主要有磁铁矿、黄铜矿、赤铁矿；脉石矿物以石榴石、石英、碳酸盐矿物为主。通过对铜绿山铜铁矿床硫、氢、氧、碳和铅同位素组成研究，探讨成矿流体来源和成矿物质来源。研究表明，成矿流体早期以岩浆热液为主，有少量大气降水加入，后期大气降水比重加大；热液中的碳主要为深源岩浆来源，少量来自海相碳酸盐岩的溶解作用；矿石中硫化物的硫同位素组成特征反映了硫来自深源岩浆；矿石铅同位素组成稳定，为正常铅，矿石铅源于上侵过程中受地壳物质混染的幔源岩浆。

关键词： 同位素地球化学；矽卡岩型矿床；铜绿山；铜铁矿床；湖北

中图分类号： P618.31；P618.41　　**文献标志码：** A　　**文章编号：** 1000－8527(2011)04－0730－10

Isotopic Geochemistry of the Tonglushan Cu-Fe Skarn Type Deposit in Hubei Province

WANG Yan-bo[1], GU Xue-xiang[1], ZHANG Zong-bao[1], DONG Shu-yi[1,2]

(1. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China*; 2. *College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan* 610059, *China*)

Abstract: Located in the southeastern Hubei metallographic province of the Middle-Lower Yangtze River Fe-Cu metallogenic belt, the Tonglushan Cu-Fe deposit is a typical skarn Cu-Fe deposit in the southeastern Hubei metallographic province. The ore bodies, in the lenticular forms, occur in the contact zone between the marble of 4th-7th Members of the Lower Triassic Daye Group. The ore-forming process can be divided roughly into five stages: the anhydrous skarn stage(Ⅰ), the hydrous skarn stage(Ⅱ), the oxide stage(Ⅲ), the quartz-sulfide stage(Ⅳ) and the carbonate stage(Ⅴ). Ore minerals mainly include magnetite, chalcopyrite and hematite; gangue mineral include mainly garnet, quartz and carbonate mineral. This paper mainly studied sulfur, hydrogen, oxygen, carbon, lead isotopic compositions and analyzed the indicative meaning of these isotopes to chemistry of the ore fluids and the sources of the ore-forming materials and intrusions. The composition of H and O isotopes shows that ore fluids were most likely composed of magmatic water mixed with limited meteoric water at the early ore-forming stage and mixed with much meteoric water at the late ore-forming stage. Sulfur and carbon isotopic data suggest that the ore forming materials were mainly derived from the deep magma and the carbon was derived subordinately from the dissolution of wall rocks or the mantle. The Pb isotopic composition of ore sulfides are stable and they are ordinary common lead. Ore lead was derived from mantle magma which was subjected to the hybridization of crust materials in the course of intruding upward.

收稿日期： 2011-02-10；**改回日期：** 2011-06-12；**责任编辑：** 戚开静。

基金项目： 中国地质调查局全国危机矿山接替资源找矿项目“长江中下游地区矽卡岩型矿床成矿规律总结及成矿机制研究”（20089938）。

作者简介： 王彦博，男，硕士研究生，1985年出生，矿产普查与勘探专业，主要从事矿床学及矿床地球化学研究。Email：yanbo85@126.com。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Key words: isotope geochemistry; skarn type deposit; Tonglushan; Cu-Fe deposit; Hubei Province

0 引 言

湖北铜绿山铜铁矿床位于湖北省大冶市西南 3 km 处，是我国鄂东南地区典型的矽卡岩型铜铁矿床，前人[1-13]对铜绿山矿床的岩浆活动和成矿作用、岩体和矿体同位素地球化学特征、找矿前景以及成岩成矿年龄等方面进行过研究。刘治国[2]和杨志刚[3]通过对铜绿山石英正长闪长玢岩体的岩浆演化、岩性特征、岩浆侵入时空以及微量元素特征等方面进行研究认为，铜绿山矿床成矿物质主要来源于铜绿山石英正长闪长玢岩体。Xie et al[9]用锆石 SHRIMP U-Pb 定年方法，获得铜绿山石英正长闪长玢岩体年龄为 (140 ± 2) Ma。谢桂青等[8]利用 Re-Os 同位素定年方法获得了辉钼矿的 Re-Os 同位素等时线年龄为(137.1 ± 1.9) Ma，与铜绿山岩体年龄在误差范围内基本一致，存在较短的成岩成矿时差，认为铜绿山矿床是在太平洋板块俯冲的撕裂或开天窗时，由于玄武质岩浆底侵和岩石圈减薄导致中国东部大规模侵入岩浆活动和成矿作用的发生的背景下形成的。赵海杰等[10]认为铜绿山岩体与阳新岩体为同源岩浆的产物，源区为富集地幔，经下地壳的混染及分离结晶作用形成的。有关矿床稳定同位素地球化学方面的研究前人虽然做了不少工作，但对矿床的硫、氢、氧、碳和铅同位素组成进行系统研究的不多。本文在已有工作的基础上对铜绿山矿床的硫、氢、氧、碳和铅的同位素组成进行系统研究，探讨成矿热液中水、碳、硫、铅的来源以及成矿热液的演化，为了解热液和成矿物质来源提供依据。

1 区域地质概况

铜绿山铜铁矿床处于长江中下游铁铜成矿带西部鄂东成矿区铜绿山矿田内；大地构造上位于淮阳地块与江南地块之间的下扬子拗陷带鄂东断褶带内(图 1)[11]。该区构造演化大致经历了前震旦纪基底形成阶段、震旦纪—早三叠世沉积盖层阶段、中三叠世以来的碰撞造山和造山后板内变形 3 个阶段[12]。

该区从元古界至新生界除缺失中下泥盆统和下石炭统外，其余各时代地层均有出露。其中中下三叠统的碳酸盐岩是与区内铜铁矿床成矿关系密切的围岩。印支期 NWW 向褶皱和断裂形成了本区的基本构造格架，燕山期断裂叠加在早期构造基础之上形成了本区复杂的构造格局。侵入岩以燕山期的中酸性岩为主，与该区的内生矿床有密切的联系。

2 矿床地质概况

2.1 矿区地质

铜绿山矿床位于阳新复式岩体西北端，大冶复式向斜南翼与北北东向下陆—姜桥断裂交汇处。铜绿山矿床赋矿地层主要为下三叠统大冶群碳酸盐岩。矿区构造由 NWW 向和 NNE 向的褶皱断裂叠加而成，其中 NNE 向构造为主体构造型式，控制了主要矿体的分布。接触带构造及其与其他构造型式复合而成的复合接触带构造为主要的控矿构造[6]。与铜绿山矿床成矿关系密切的岩体为阳新复式岩体西北端的铜绿山石英正长闪长玢岩体[2]。矿区围岩蚀变强烈，主要有透辉石化、金云母化、绿帘石化、钾长石化、钠长石化、硅化和碳酸盐化等[13-14]。

2.2 矿体特征

铜绿山矿体呈透镜状产于下三叠统大冶群第 3 至第 7 岩性段大理岩与岩体的接触带或大理岩捕虏体中(图 2)。矿床由 12 个大小不等的矿体(群)组成，这些矿体(群)在空间展布上明显呈北北东向—北东东向。在该区 12 个矿体中，Ⅰ号、Ⅲ号、Ⅳ号和Ⅺ号矿体规模较大，为主要的工业矿体。Ⅰ号矿体在地表为北北东向延伸的不规则的长条形，在剖面上为透镜状，最大延伸 350 m，厚 50 m 左右。矿石类型以铜铁矿石为主。矿体 B + C + D 级表内铜金属量为 26.75 万 t，占矿床的 24%，平均品位 2.15%；铁矿石量为 1 395.77 万 t，占矿床的 25%，平均品位为 50.59%。Ⅲ号矿体矿石类型以铜铁矿石、铜矿石为主。该矿体规模最大，B + C + D 级表内铜金属量为 43.65 万 t，占矿床的 39.37%，平均品位为 1.71%；铁矿石量 2 187.79 万 t，占矿床铁储量的 38.31%，平均品位 37.11%。Ⅳ号矿体的矿石类型以铜铁矿石为主，C + D 级表内铜金属量为 31.88 万 t，平均品位为 1.55%，占矿床铜储量的 24%；铁矿石量为

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

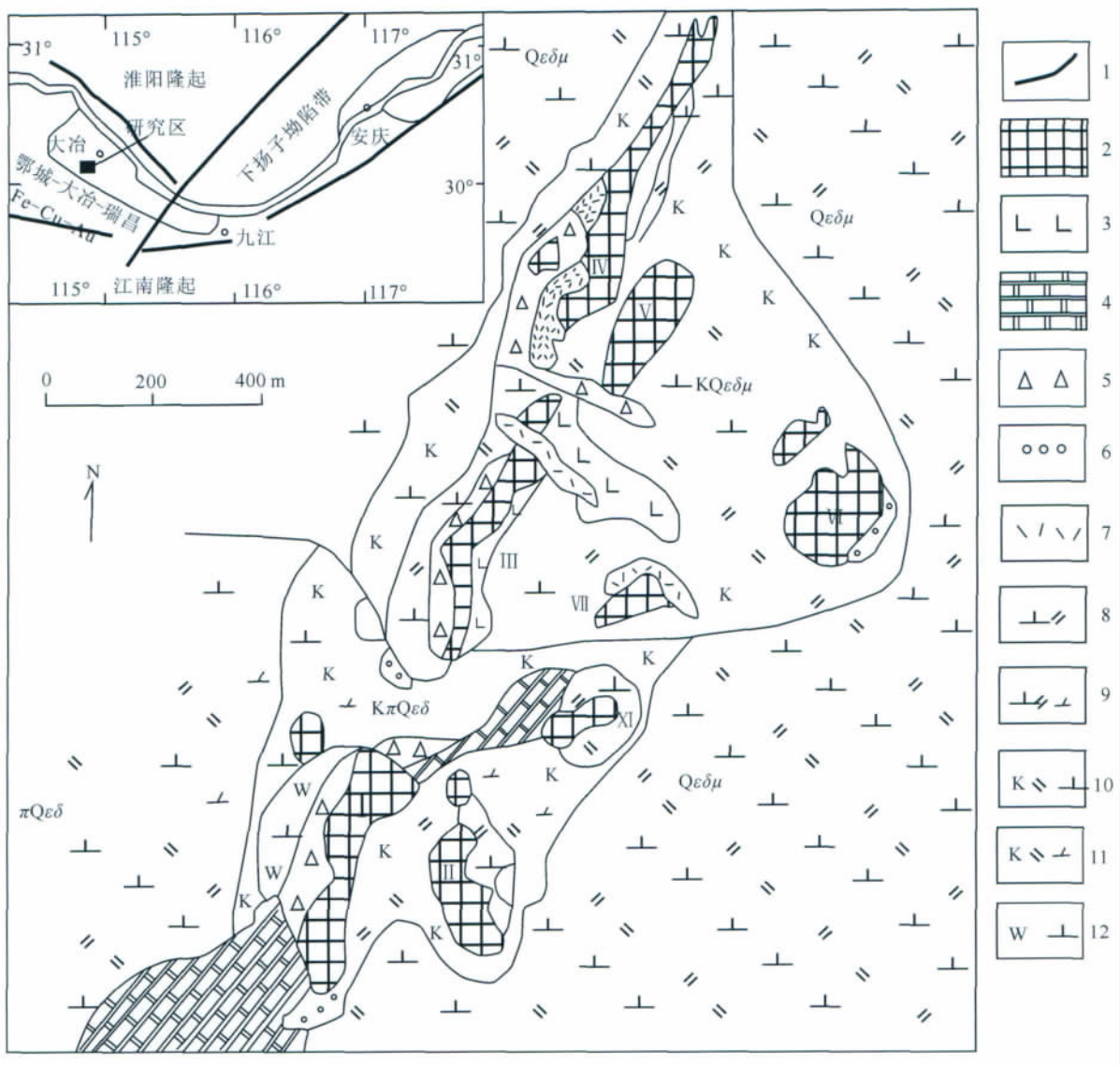


图 1 铜绿山矿床地质图(据刘治国[2]、梅玉萍等[7]修改)

Fig. 1 Geological map of the Tonglushan deposit (Modified after Liu Zhi-guo[2] and Mei Yu-ping et al.[7])

1. 深断裂; 2. 矿体; 3. 斜长岩; 4. 大理岩; 5. 破碎带; 6. 矽卡岩; 7. 钠长斑岩; 8. 石英正长闪长玢岩($Q\varepsilon\delta\mu$); 9. 斑状石英正长闪长岩($\pi Q\varepsilon\delta$); 10. 高岭石化石英正长闪长玢岩岩(K$Q\varepsilon\delta\mu$); 11. 高岭石化斑状石英正长闪长岩(K$\pi Q\varepsilon\delta$); 12. 硅化斑状石英正长闪长岩

1 749.88 万 t，平均品位为 36.58%，占矿床铁储量的 24%[11]。

2.3 矿石矿物特征

矿石中主要金属矿物有磁铁矿、黄铜矿、赤铁矿及少量的黄铁矿、斑铜矿、辉铜矿、闪锌矿、铜蓝和孔雀石。非金属矿物有方解石、斜长石、石英及矽卡岩矿物组合(石榴石、透辉石、绿帘石、金云母)等，以石榴石、石英、碳酸盐矿物为主[6,15]。矿石结构主要为半自形—它形结构、交代结构、固溶体分离结构和压力结构等。矿石构造主要为块状构造、浸染状构造、条带状构造、脉状构造和角砾状构造等。矿石以铜铁矿石为主，其次为铜矿石，铜铁矿石矿物共生组合有石英－赤铁矿(褐铁矿)－孔雀石、透辉石(金云母)－黄铜矿(斑铜矿)－磁铁矿(赤铁矿)、方解石(白云石)－黄铜矿－斑铜矿－磁铁矿等，铜矿石矿物共生组合有透辉石(金云母)－黄铜矿(斑铜矿)、石榴子石－黄铜矿－斑铜矿等[13]。

2.4 成矿阶段

根据矿石组构特征、矿物交代关系和矿物共生组合特征等，可将铜绿山铜铁矿床成矿过程大致划分为：干矽卡岩阶段(Ⅰ)，主要形成石榴子石、透辉石；湿矽卡岩阶段(Ⅱ)，主要形成绿帘石等，氧化物阶段(Ⅲ)，主要形成磁铁矿、赤铁矿、金云母等；石英硫化物阶段(Ⅳ)，主要形成石英，金属硫化物(黄铁矿、黄铜矿、斑铜矿)；

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

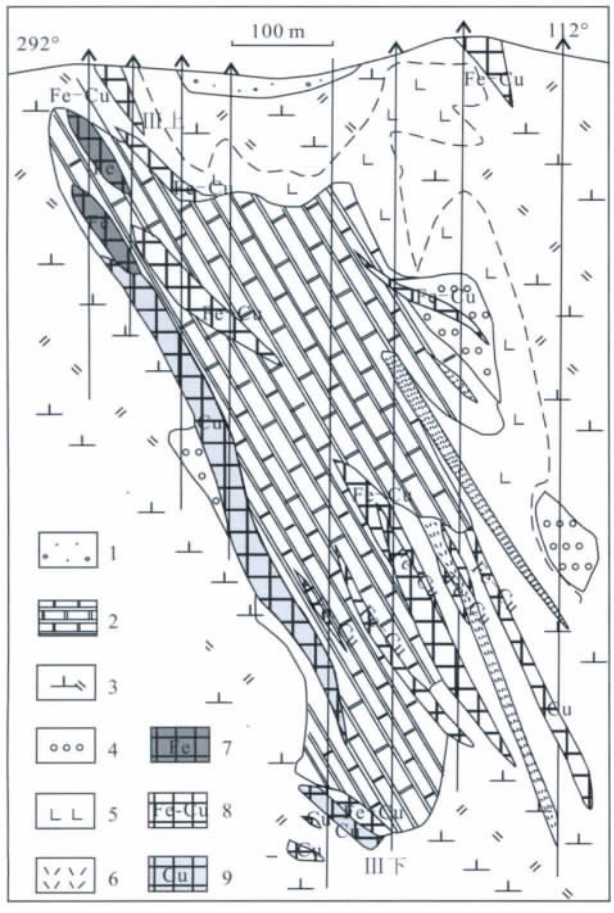


图 2　铜绿山矿床Ⅲ号矿体勘探线剖面图(据张宗保[14])

Fig. 2　Sectional drawing of No. Ⅲ ore body exploration line in Tonglushan deposit(after Zhang[14])

1. 砂砾岩; 2. 大理岩; 3. 石英正长闪长玢岩; 4. 矽卡岩; 5. 斜长岩; 6. 钠长斑岩; 7. 铁矿体; 8. 铁铜矿体; 9. 铜矿体

碳酸盐阶段(Ⅴ)，形成方解石、白云石。

3　样品采集与分析方法

3.1　样品采集

本文同位素分析测试的样品均采自铜绿山铜铁矿区的地表、坑道和钻孔岩心。硫同位素样品采自 417 中段(磁铁矿)和钻孔岩心(矽卡岩型铜矿石)；碳、氧同位素样品采自地表(大理岩、方解石脉)、417 中段(大理岩、石英方解石脉)、425 中段(大理岩)及钻孔岩心(磁铁矿矿石)；氢、氧同位素样品采自地表(大理岩)、417 中段(石英方解石脉)及钻孔岩心(矽卡岩、矿石)。铅同位素样品采自 417 中段(磁铁矿)及钻孔岩心(磁铁矿矿石、矽卡岩型铜矿石)。

3.2　分析方法

此次工作分析了铜绿山矿床有代表性的岩石、矿石中的 H、O、C、S 和 Pb 同位素组成。所有同位素分析均在核工业北京地质研究院分析测试研究中心进行。

S 同位素组成通过测定 SO_2 获得。以 Cu_2O 作氧化剂和硫化物单矿物按一定的比例(8∶1)研磨，并在高温处理好的瓷舟中混合均匀，装入石英管，在真空 2.0×10^{-2} Pa 状态下加热(反应温度为 980 ℃)，进行氧化反应，生成 SO_2，用冷冻法收集，并用 MAT251 气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测试结果相对标准为 VCDT，分析精度优于 ±0.2‰。

C、O 同位素组成通过 DZ/T0184.17－1997 碳酸盐矿物或岩石中碳、氧同位素组成的磷酸法测定。在真空系统中，样品与 100% 的磷酸在 25 ℃恒温条件下反应 4 h 以上，用冷冻法分离生成的水，收集纯净的 CO_2 气体，并在 MAT253 质谱仪上进行测定。C 和 O 相对标准分别为 V－PDB 和 V－SMOW，分析精度为 ±0.2‰。石榴石、绿帘石、金云母、磁铁矿和石英的氧同位素分析采用 BrF_5 法[16]，矿物中氢同位素分析石英为爆裂法取水，而石榴石、绿帘石、金云母、磁铁矿则为火焰烧法取水，锌还原法制氢，爆裂温度为 550 ℃，测试仪器为 MAT253，氧同位素分析精度为 ±0.2‰，氢同位素分析精度为 ±2‰。分析结果均以 V－SMOW 为标准。

Pb 同位素用热表面电离质谱法测量。称取适量硫化物放入聚四氟乙烯坩埚中，加入混合酸($HF+HClO_4$)溶样。样品分解后，将其蒸干，再加入盐酸溶解、蒸干，最后加入 0.5 mol/L HBr 溶液溶解样品，进行铅的分离。铅的分离是将溶解的样品倒入预先处理好的强碱性阴离子交换树脂中，然后用 0.5 mol/L HBr 溶液淋洗树脂，再用 2 mol/L HCl 溶液淋洗树脂，最后用 6 mol/L HCl 溶液解脱，将解脱溶液蒸干备质谱测定。用 ISOPROBE－T 热电离质谱仪进行铅同位素的测量，$^{208}Pb/^{206}Pb$ 测量精度≤0.005 %。

4　结果与讨论

4.1　硫同位素地球化学

前人已对铜绿山铜铁矿床的硫同位素做了大量的研究工作，测试对象包括岩体、大理岩、矽卡岩、矿石等，笔者在收集整理前人研究成果的基础上对磁铁矿矿体和矽卡岩型铜矿体补测了 5 件样品，其硫同位素含量一起列于表 1 中。

铜绿山铜铁矿床中黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 0.1‰～

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

6.5‰，平均值为 2.85‰，极差为 6.4‰；黄铜矿的 $\delta^{34}S$ 值为 -0.7‰～4.8‰，平均值为 1.33‰，极差为 5.5‰，硫同位素组成变化范围较窄，多数为正值，黄铁矿 $\delta^{34}S$ 平均值大于黄铜矿的，说明硫化物沉淀过程中硫同位素分馏基本达到了平衡(表 1)。在硫化物的硫同位素组成频率直方图(图 3)中，$\delta^{34}S$ 峰值分布在 1‰～2‰之间，呈明显的塔式分布，说明矿石中的硫来源于深源岩浆[17-18]。

在讨论矿床中硫的来源时，必须依据硫化物沉淀期间热液的总硫同位素组成，但硫化物矿物组合简单且没有硫酸盐出现的情况下，硫化物中 $\delta^{34}S$ 值的平均值可大致代表热液的总硫同位素组成[19]。铜绿山铜铁矿床硫化物矿物主要为黄铜矿和黄铁矿，因此硫化物的 $\delta^{34}S$ 平均值大致相当于热液的总 $\delta^{34}S$ 值，为 2.03‰，该值反映了矿石中的硫总体具有深源硫的特征，即硫主要来源于深源岩浆。

4.2 碳、氧同位素地球化学

从铜绿山铜铁矿床各种碳酸盐岩和矿物中的碳、氧同位素组成测试结果(表 2)可见，方解石的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 为 -5.3‰～-0.5‰，平均值为 -3.47‰，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 为 10.45‰～16.02‰，平均值为 12.63‰；大理岩的 $\delta^{13}C_{PDB}$ 介于 -1.2‰～3.6‰，平均值为 1.2‰，$\delta^{18}O_{SMOW}$ 介于 16.32‰～21.89‰，平均值为 19.13‰。

成矿热液系统中碳的来源主要有 3 种：(1)地幔射气或岩浆来源，其 $\delta^{13}C_{V-PDB}$ 变化范围分别为

表 1 铜绿山矿床硫同位素组成

Table 1 Sulfur isotopic composition of Tonglushan deposit

样品号	采样位置及产状	测定矿物	$\delta^{34}S$/‰	资料来源
DS-I 23	20 线 ZK2001 孔南地表，含黄铁矿石英闪长岩	黄铁矿	2.9	余元昌等[13]
DS-56	5 线 ZK501 孔 214 m，含铜石英正长闪长玢岩	黄铜矿	2.0	余元昌等[13]
铜$_{31}$-a	Ⅳ号矿体 -125 m N9 穿，大理岩	黄铁矿	1.9	余元昌等[13]
T_{L0}-9	5 线 ZK501 孔 327 m，含铜大理岩	黄铜矿	0	余元昌等[13]
DS-I 12	1 线 CK103 孔 528 m，含铜方解石脉	黄铜矿	1.4	余元昌等[13]
KW184-B	15 线 ZK1503 孔 241 m，含铜石英方解石脉	黄铜矿	1.0	余元昌等[13]
D4-2	矿区 -125 m 中段 317 采场，黄铁矿方解石脉	黄铁矿	3.5	余元昌等[13]
DF-I 2	1 线 CK103 孔 541 m，含黄铁矿方解石脉	黄铁矿	3.5	余元昌等[13]
T_{L0}-7	19 线 ZK1901 孔 415 m，黄铁矿方解石脉	黄铁矿	1.7	余元昌等[13]
DS-I 18	39 线 ZK3902 孔 811 m，含黄铜矿黄铁矿石英脉	黄铜矿	0.6	余元昌等[13]
DS-I 19	39 线 ZK3902 孔 821 m，含铜石英脉	黄铜矿	1.1	余元昌等[13]
DS-I 10	1 线 CK103 孔 512 m，含黄铁矿石英脉	黄铁矿	2.3	余元昌等[13]
DS-65	5 线 CK216 孔 544 m，含黄铜矿斑铜矿石英脉	黄铁矿	1.5	余元昌等[13]
DS-I 4	7 线 CK188 孔 195 m，金云母透辉石矽卡岩	黄铁矿	0.1	余元昌等[13]
DS-I 7-I	7 线 CK188 孔 307 m，含铜透辉石矽卡岩	黄铁矿	2.0	余元昌等[13]
DS-89	采坑 12 线 12-4，含铜石榴石透辉石矽卡岩	黄铜矿	4.8	余元昌等[13]
T_{L0}-8	19 线 ZK1901 孔 519 m，含铜透辉石石榴石矽卡岩	黄铜矿	1.2	余元昌等[13]
DS-I 16	39 线 ZK3901 孔 844 m，含铜石榴石矽卡岩	黄铜矿	0.6	余元昌等[13]
D5-2	矿区 -125 m 中段 317 采场，块状黄铜矿黄铁矿矿石	黄铁矿	6.5	余元昌等[13]
D2-I	矿区 -125 m 中段 318 采场，块状黄铜矿黄铁矿矿石	黄铁矿	6.0	余元昌等[13]
DS-I 5	39 线 ZK3902 孔 808.2 m，含铜黄铁矿	黄铁矿	1.8	余元昌等[13]
402-37	大理岩	黄铜矿	2.2	赵海杰[20]
1403-23a	矽卡岩化大理岩	黄铁矿	3.3	赵海杰[20]
T-417-B4	发育 Cpy 团块的 Mt	黄铜矿	3.5	本文
ZK105-I-B8-2	含方解石团块斑铜矿黄铜矿磁铁矿矿石	黄铜矿	0.4	本文
ZK803-B14-2	矽卡岩型铜矿石	黄铜矿	-0.7	本文
ZK3504-B8-2	矽卡岩型铜矿石	黄铜矿	-0.1	本文
ZK405-B16-I	矽卡岩型铜矿石	黄铜矿	1.9	本文

注：样品由核工业北京地质研究院分析测试研究中心测试。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

－5‰ ~ －2‰和－9‰ ~ －3‰[21]；(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特征，其 $\delta^{13}C_{PDB}$ 变化范围为－2‰ ~ ＋3‰，海相碳酸盐 $\delta^{13}C_{PDB}$ 大多稳定在 0 左右[22]；(3) 各种岩石中的有机碳，其 $\delta^{13}C_{PDB}$ 变化范围为－30‰ ~ －15‰，平均为－22‰[23]。

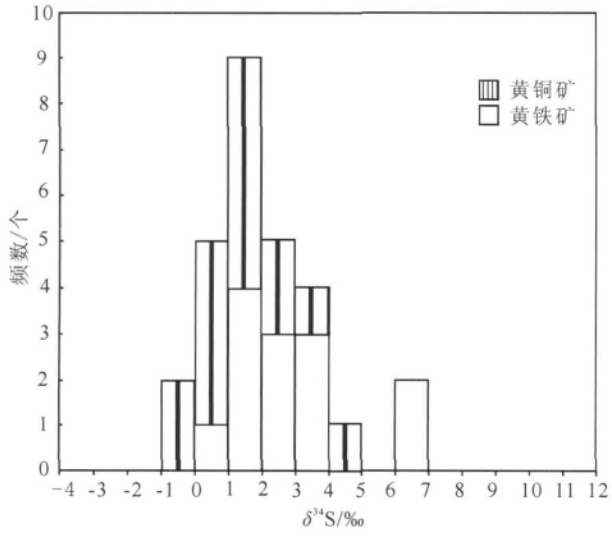


图 3　铜绿山矿床的硫同位素直方图

Fig. 3　Histogram of $\delta^{34}S$ for the Tonglushan deposit

表 2　铜绿山矿床碳酸盐岩及热液方解石的碳、氧同位素组成

Table 2　Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonates and hydrothermal calcite in the Tonglushan deposit

样品号	产状	测试矿物/岩石	$\delta^{13}C_{PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{PDB}$/‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$/‰
TP03-B1	浅灰色大理岩	大理岩	－1.2	－11.3	19.21
TP03-B5	灰黄色大理岩	大理岩	－0.2	－14.1	16.32
T-417-3-B9	大理岩	大理岩	3.6	－11.4	19.11
T-425-B4	大理岩	大理岩	2.7	－8.7	21.89
TP03-B4	方解石脉	方解石	－0.5	－14.4	16.02
T-417-B3	石英方解石脉及其中的 Py	方解石	－3.8	－18.5	11.79
T-417-B5	铁质矽卡岩＋石英方解石脉	方解石	－2.3	－17.8	12.51
T-417-B6	方解石晶体	方解石	－4.7	－19	11.27
ZK105-1-B8-3	含方解石团块斑铜矿黄铜矿磁铁矿矿石	方解石	－5.3	－19.8	10.45
ZK405-B14-2	含束状蛇纹石磁铁矿	方解石	－4.2	－16.6	13.75

注：$\delta^{18}O_{SMOW}$ 值由公式 $\delta^{18}O_{SMOW} = 1.030\ 86\ \delta^{18}O_{PDB} + 30.86$ 计算得出；公式据 Friedman et al[24]。

在碳酸盐 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 和 $\delta^{13}C_{PDB}$ 组成的关系图解(图 4)中，2 个热液方解石的投点落在花岗岩类源区范围之内，其余热液方解石的投点落在花岗岩与海相碳酸盐之间，但靠近花岗岩区域，说明了成矿流体的碳源主要为岩浆来源，部分碳可能来自海相碳酸盐的溶解作用。4 个大理岩样品的投点比较分散，其中有 3 个投点落在海相碳酸盐和花岗岩之间并靠近其源区(海相碳酸盐)，1 个样品投点落在其源区，说明碳酸盐岩受热变质而重结晶形成大理岩(或者发生热液蚀变反应而释放出 CO_2)的过程，其同位素组成受到了岩浆热液的影响，与岩浆热液发生了一定程度的氧同位素交换作用，使得大理岩的 $\delta^{18}O$ 值减小，岩浆热液的 $\delta^{18}O$ 升高[25]。

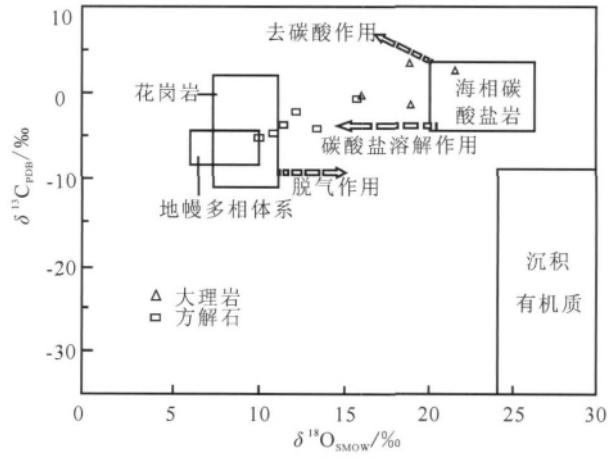


图 4　铜绿山矿床碳酸盐岩的碳、氧同位素组成
(底图据刘家军等[26])

Fig. 4　$\delta^{13}C_{PDB}$ versus $\delta^{18}O_{SMOW}$ diagram of carbonate minerals in the Tonglushan deposit(after Liu et al[26])

4.3　氢、氧同位素地球化学

铜绿山铜铁矿床代表不同成矿阶段的热液矿物的氢、氧同位素组成测试结果列于表 3。其中样号 T-417-B2、T-417-B5、ZK3504-B9、ZK405-B3 石英的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值是根据赵海杰[20]的铜绿山矿石英温度范围 281 ~ 388 ℃，取平均值 334.5 ℃，由石英－水的同位素分馏公式计算出来的。

由矿物的氢、氧同位素组成图解(图 5)可以看出，代表干矽卡岩阶段的透辉石基本落于或接近于原生岩浆水范围内(δD_{H_2O} 为－80‰ ~ －40‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$ 为 5.5‰ ~ 9.0‰[27])，石榴子石一些样品落于岩浆水范围内，有些样品的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值(7.35‰ ~ 9.24‰)也具岩浆水特征，而 δD_{H_2O} 值偏低，为－92‰ ~ －83‰，低于正常岩浆水的 δD_{H_2O}

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表 3 铜绿山矿床岩石和矿物的氢、氧同位素组成

Table 3 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of rocks and minerals in the Tonglushan deposit

样品号	矿物/岩石	δD_{SMOW}/‰	$\delta^{18}O_{SMOW}$/‰	t/℃	$\delta^{18}O_{H_2O}$/‰	阶段	资料来源
b432	石英正长闪长玢岩	+11.5					余元昌等[13]
b219	石英正长闪长玢岩	+8.8					余元昌等[13]
TP03-B3	石榴子石		7.5			干矽卡岩阶段	本文
ZK803-B14-1	石榴子石		6.7			干矽卡岩阶段	本文
ZK803-B16	石榴子石		3.6			干矽卡岩阶段	本文
ZK803-B25-1	石榴子石		12.3			干矽卡岩阶段	本文
ZK3504-B8-1	石榴子石		10.3			干矽卡岩阶段	本文
ZK3504-B11-1	石榴子石		8.7			干矽卡岩阶段	本文
ZK405-B19-1	石榴子石		1.8			干矽卡岩阶段	本文
402-29	石榴子石	-92	7.1	543	9.09	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
302-12	石榴子石	-83	5.6	491	7.35	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
104-29	石榴子石	-89	5.8	540	7.78	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
Tlsb-11	石榴子石	-71	7.9	521	9.79	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
Tlsb-26	石榴子石	-67	6.7	550	8.72	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
Tlsb-17	石榴子石	-89	7.4	510	9.24	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
Tlsb-26	透辉子石	-73	8.1	500	10.05	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
103-12	透辉子石	-71	7.9	500	9.85	干矽卡岩阶段	赵海杰[20]
ZK105-1-B9-2	绿帘石		4.6			湿矽卡岩阶段	本文
ZK803-B25-2	绿帘石		9.3			湿矽卡岩阶段	本文
ZK405-B21	绿帘石		6.1			湿矽卡岩阶段	本文
ZK105-1-B9-1	金云母	-84.5	5.9			氧化物阶段	本文
ZK105-1-B9-3	磁铁矿		4.5			氧化物阶段	本文
ZK803-B19-1	磁铁矿		6.4			氧化物阶段	本文
ZK3504-B7-2	磁铁矿		6.6			氧化物阶段	本文
ZK405-B15-2	磁铁矿		6.1			氧化物阶段	本文
1	磁铁矿	-73	7.1	450	12.95	氧化物阶段	赵海杰[20]
T-417-B2	石英	-56.8	10.2	334.5	3.95	石英硫化物阶段	本文
T-417-B5	石英	-69.7	8.3	334.5	2.05	石英硫化物阶段	本文
ZK3504-B9	石英	-77.1	11.2	334.5	4.95	石英硫化物阶段	本文
ZK405-B3	石英	-66.9	10.8	334.5	4.55	石英硫化物阶段	本文
404-17	石英	-66	10.6	339	4.48	石英硫化物阶段	赵海杰[20]
2	方解石	-61			-1.5	碳酸盐阶段	庞春勇[28]

注：计算所采用的氧同位素平衡分馏方程为：石榴子石－水，$1\,000\ln\alpha = 1.14\times10^6/t^2 - 3.70$[29]；透辉石－水，$1\,000\ln\alpha = 3.92\times10^6/t^2 - 8.43\times10^3/t + 2.40$[30]；磁铁矿－水，$1\,000\ln\alpha = 2.88\times10^6/t^2 - 11.36$[31]；石英－水，$1\,000\ln\alpha = 3.38\times10^6/t^2 - 2.90$[32]。

值，与张理刚[33]定义的初始混合岩浆水的氢氧同位素组成(δD_{H_2O}为 -110‰ ~ -65‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$为 6.0‰~9.0‰)相似，表明此阶段的成矿热液可能有少量大气降水的加入。代表氧化物阶段的磁铁矿的氢、氧同位素组成(δD_{H_2O}为 -73‰，$\delta^{18}O_{H_2O}$为 12.95‰)明显富 $\delta^{18}O_{H_2O}$值，可能是由于此时碳酸盐脱碳反应生成的 CO_2成矿热液体系，使热液的 $\delta^{18}O_{H_2O}$增大[34]。成矿晚期石英硫化物阶段及碳酸盐阶段，δD_{H_2O}值(-77.1‰ ~ -56.8‰)仍具岩浆水特征，但石英和方解石的 $\delta^{18}O_{H_2O}$值(-1.5‰ ~ 4.95‰)较低，尤其是方解石的 $\delta^{18}O_{H_2O}$为 -1.5‰，显示出具 $\delta^{18}O$ 漂移的大气降水成矿热液特征[25]，说明在石英硫化物阶段及碳酸盐阶段，大气降水在成矿热液中所占的比重加大。

4.4 铅同位素地球化学

从铜绿山铜铁矿床 5 件硫化物矿物的铅同位素组成(表 4)可见，其中 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 变化范围为 17.922 ~ 18.406，平均值为 18.051，极差为 0.484。$^{207}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围为 15.517 ~ 15.572，平均值为 15.538，极差为 0.055。$^{208}Pb/^{204}Pb$ 的变化范围为 38.101 ~ 38.368，平均值为 38.210，极差为 0.267。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

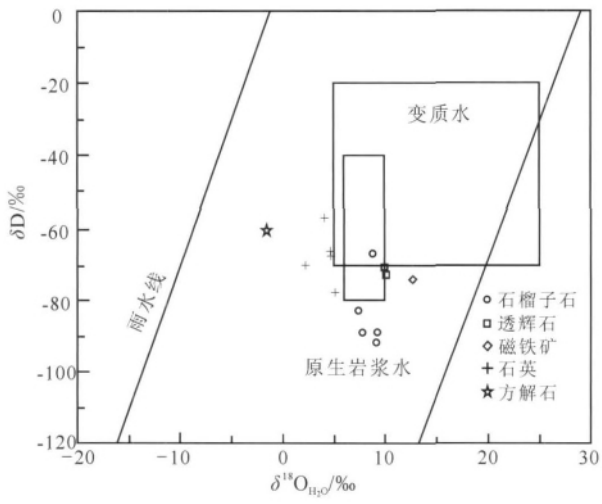


图 5　铜绿山矿床成矿流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta D_{H_2O}$ 图解（底图据 Taylor [27]）

Fig. 5　$\delta^{18}O_{H_2O}$-δD_{H_2O} diagram of ore-forming fluid in the Tonglushan deposit (after Taylor [27])

表 4　铜绿山铜铁矿床铅同位素组成

Table 4　Lead isotopic compositions in the Tonglushan deposit

样品号	野外定名	样品	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$
T-417-B4	发育有 Cpy 团块的 Mt	黄铜矿	38.101	15.551	17.989
ZK105-1-B8-2	含方解石团块斑铜矿黄铜矿磁铁矿矿石	黄铜矿	38.192	15.517	17.941
ZK803-B14-2	矽卡岩型铜矿石	黄铜矿	38.368	15.572	18.406
ZK3504-B8-2	矽卡岩型铜矿石	黄铜矿	38.194	15.528	17.998
ZK405-B16-1	矽卡岩型铜矿石	黄铜矿	38.195	15.523	17.922

表 5　铜绿山铜铁矿床铅同位素组成的相关参数

Table 5　Lead isotopic characteristic parameters of ore sulfides from the Tonglushan deposit

样品号	t/Ma	μ	ω	Th/U
T-417-B4	412	9.42	37.00	3.80
ZK105-1-B8-2	407	9.35	37.35	3.87
ZK803-B14-2	135	9.41	36.00	3.70
ZK3504-B8-2	378	9.37	37.13	3.84
ZK405-B16-1	427	9.37	37.53	3.88

样品号	V_1	V_2	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
T-417-B4	61.28	48.66	68.25	16.05	34.76
ZK105-1-B8-2	61.79	44.16	64.92	13.80	36.97
ZK803-B14-2	57.87	52.83	70.73	16.07	29.74
ZK3504-B8-2	61.19	45.77	66.01	14.36	35.77
ZK405-B16-1	62.96	44.40	65.49	14.31	37.99

注：相关参数由路远发 [34] 研发的 Geekit 软件计算得到。

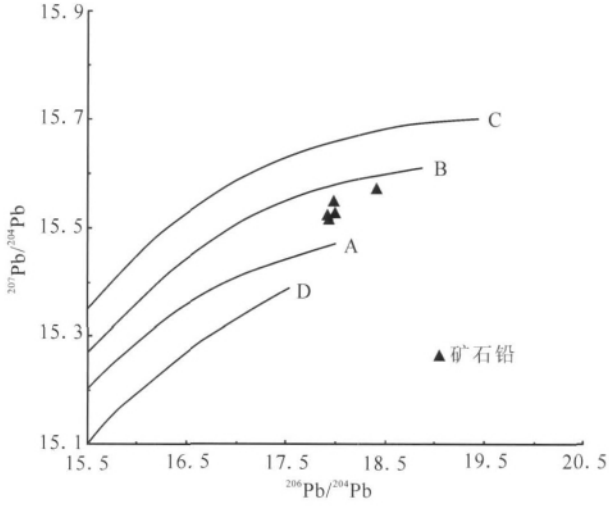


图 6　铜绿山铜铁矿床铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 构造环境演化图解（底图据 Zartman et al [37]）

Fig. 6　Diagram showing evolutionary tectonic settings for $^{207}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$

A. 地幔；B. 造山带；C. 上地壳；D. 下地壳

该矿床矿石铅同位素组成表现正常铅的特征：(1) 铅同位素比值 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化均较小，铅同位素组成稳定，说明放射性成因铅含量低；(2) 利用 H－H 单阶段铅演化模式，计算得到铜绿山矿床矿石铅同位素的相关参数（表 5），其中 μ 值为 9.35 ~ 9.42 平均值为 9.38，ω 值变化范围为 36.00 ~ 37.53，平均值为 37.00，$^{232}Th/^{238}U$ 值为 3.70 ~ 3.88 平均值为 3.82，除 μ 值稍微偏高外，ω 和 $^{232}Th/^{238}U$ 值基本在正常铅范围内（$\mu = 8.99 \pm 0.07$，$\omega = 35.55 \pm 0.59$，$^{232}Th/^{238}U = 3.92 \pm 0.09$ [18,35]）。

在铅同位素 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 构造环境演化图解（图 6）上，所有样品都落在地幔演化线与造山带演化线之间，说明矿石铅来源于地幔岩浆，在上侵过程中受到了地壳物质的混染。

朱炳泉 [38] 通过 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 成因分类图解追踪矿石铅的源区，由于削除了时间因素的影响，因而具有更好的示踪意义。在矿石铅同位素的 $\Delta\gamma-\Delta\beta$ 成因分类图解（图 7）中，有 2 个样品点落在上地壳与地幔混合的俯冲带铅，有 3 个样品点落在其与造山带铅的交界区域，这一特征与 Zartman 的铅构造模式中样品的分布特征是一致的，因此可

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

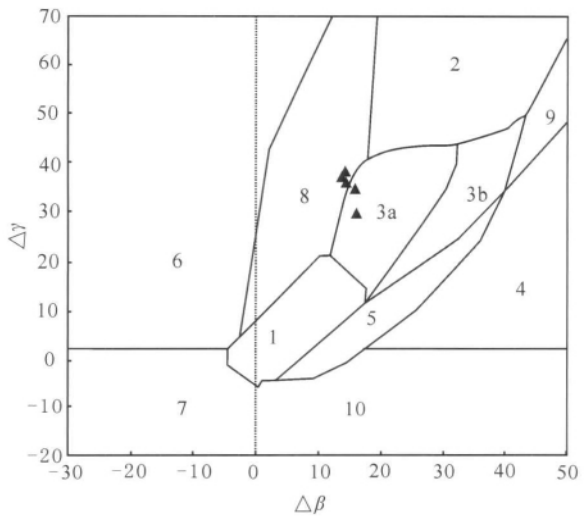


图 7 铜绿山铜铁矿床铅同位素组成的△γ–△β 图解
(底图据朱炳泉等[39])

Fig. 7 Pb isotopic △γ–△β diagram of the Tonglushan Cu–Fe deposit(after Zhu et al[39])

1. 地幔铅; 2. 上地壳源铅; 3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a 指示岩浆作用,3b 指示沉积作用); 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. 退变质铅

以确定铜绿山铜铁矿床的矿石铅为壳幔混合来源。

5 结 论

(1) 成矿物质来源。铜绿山矿床 S 同位素组成变化范围窄,平均值为 2.03‰,硫化物的硫同位素频率直方图呈明显的塔式分布,反映了硫化物矿石中的硫具有深源硫特征,即硫主要来源于深源岩浆。矿床矿石铅同位素比值说明铅同位素组成稳定,放射性铅含量低,具正常铅性质,矿石铅源于上侵过程中受地壳物质混染的幔源岩浆。本文铜绿山矿床硫、铅同位素组成及前人研究成果均显示,成矿物质主要来源于源区为富集地幔的经下地壳的混染及分离结晶作用形成的铜绿山石英正长闪长玢岩。

(2) 成矿流体来源。碳同位素的组成特征表明,成矿流体中的碳主要来源于岩浆,部分可能来源于地幔和海相碳酸盐的溶解作用。本区碳酸盐岩在经受热变质形成大理岩的过程中,与岩浆热液发生了一定程度的氧同位素交换作用,使得大理岩的氧同位素值减小。矿床成矿早期阶段或矽卡岩阶段流体的氢、氧同位素组成比较复杂,但总体显示了成矿流体主要来源于岩浆热液,有少量天水加入,成矿后期石英硫化物阶段尤其是碳酸盐阶段,热液中大气降水的比重加大。

致谢: 野外工作期间得到鄂东南地质队胡清乐、魏克涛的大力支持和帮助及郭明强同学的帮助,在论文撰写过程中得到程文斌师兄的悉心指导,最终定稿得益于审稿专家和编辑部的宝贵意见,在此一并表示衷心感谢。

参考文献:

[1] 苏欣栋,刘陶梅. 同位素地质在鄂东南铜铁矿床地质研究中的应用 [J]. 地质与勘探,1994,30(1): 27–32.
[2] 刘治国. 铜绿山铜铁矿床地质特征及岩浆岩与成矿关系探讨 [J]. 化工矿产地质,2002,24(4): 207–214.
[3] 杨志刚. 铜绿山铜铁矿床岩浆岩与成矿关系探讨 [J]. 科技资讯,2007(31): 5–6.
[4] 刘继顺,马光,舒广龙. 湖北铜绿山矽卡岩型铜铁矿床中隐爆角砾岩型金(铜)矿体的发现及其找矿前景 [J]. 矿床地质,2005,24(5): 527–536.
[5] 傅国平. 铜绿山铜铁矿床边深部找矿前景分析 [J]. 采矿技术,2007,7(1): 6–7.
[6] 魏克涛,李享洲,张晓兰. 铜绿山铜铁矿床成矿特征及找矿前景 [J]. 资源环境与工程,2007,21(增刊): 41–42.
[7] 梅玉萍,李华芹,陈富文. 鄂东铜绿山矿区石英正长闪长玢岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义 [J]. 地球学报,2008,29(6): 805–809.
[8] 谢桂青,赵海杰,赵财胜,等. 鄂东南铜绿山矿田矽卡岩型铜铁金矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义 [J]. 矿床地质,2009,28(3): 227–239.
[9] Xie G Q, Mao J W, Zhao H J, et al. Timing of skarn Cu-Au-Fe deposit formation of the Tonglushan ore district, Southeast Hubei Province, Middle-Lower Yangtze River Valley metallogenic belt and its implications [J]. Ore Geology Reviews, 2011(in press).
[10] 赵海杰,毛景文,向君峰,等. 湖北铜绿山矿床石英闪长岩的矿物学及 Sr-Nd-Pb 同位素特征 [J]. 岩石学报,2010,26(3): 768–784.
[11] 马光. 鄂东南铜绿山铜铁金矿床地质特征、成因模式及找矿方向 [D]. 长沙: 中南大学,2005: 1–104.
[12] 翟裕生,姚书振,林新多,等. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律 [M]. 北京: 地质出版社,1992: 1–235.
[13] 余元昌,李刚,肖国荃,等. 湖北省大冶县铜绿山接触交代铜铁矿床 [M]. 武汉: 中国地质大学出版社,1985: 5–151.
[14] 张宗保. 湖北铜绿山铜铁矿床成矿机制探讨 [J]. 地学前缘,2010,17(5): 296–305.
[15] 谭洁,孙涛,王春梅,等. 铜绿山深部矿体矿石工艺矿物学研究 [J]. 现代矿业,2010(5): 48–50.
[16] Clayton R N. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1963, 27(1): 43–52.
[17] 李顺庭,王京彬,祝新友,等. 湖南瑶岗仙钨多金属矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年和硫同位素分析及其地质意义 [J]. 现代地质,2011,25(2): 228–235.
[18] 王立强,顾雪祥,程文斌,等. 西藏蒙亚啊铅锌矿床 S、Pb

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

同位素组成及对成矿物质来源的示踪 [J]. 现代地质，2010，24(1)：52－57.

[19] Ohmoto H，Rye R O. Isotopes of sulfur and carbon [M] //Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York：John Wiley & Sons，1979：509－567.

[20] 赵海杰. 湖北铜绿山矽卡岩型铁矿床地球化学及成矿机制 [D]. 北京：中国地质科学院，2010：1－148.

[21] Taylor B E. Magmatic volatiles：Isotope variation of C，H and S [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry，1986，16：185－225.

[22] Veizer J，Holser W T，Wilgus C K. Correlation of $^{13}C/^{12}C$ and $^{34}S/^{32}S$ secular variation [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta，1980，44：579－588.

[23] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. Economic Geology，1972，67：551－578.

[24] Friedman I，O'Neil J R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest [M] //Fleischer M. U. S. Geological Professional Paper. Washington：U. S. Govermment Printing Office，1977：1－124.

[25] 李科，顾雪祥，董树义. 山东沂南金铜铁矿床同位素地球化学研究 [J]. 矿床地质，2009，28(1)：93－103.

[26] 刘家军，何明勤，李志明，等. 云南白秧坪银铜多金属矿集区碳氧同位素组成及其意义 [J]. 矿床地质，2004，23(1)：1－10.

[27] Taylor H P. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition [J]. Economic Geology，1974，69(6)：843－883.

[28] 庞春勇. 我国矽卡岩型铜矿床同位素地质特征及其"三位一体"成矿模式 [J]. 矿产与地质，1995，9(5)：368－374.

[29] 卢武长，杨绍全. 利用氧键计算蓝晶石、十字石等矿物的氧同位素分馏方程 [J]. 矿物岩石，1982(2)：106－112.

[30] Zheng Y F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta，1993，57：1079－1091.

[31] 郑永飞，陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京：科学出版社，2000：143－245.

[32] Clayton R N，O'Neil J R，Mayeda T K. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research；Solid Earth，1972，77(17)：3057－3067.

[33] 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用 [M]. 西安：陕西科学技术出版社，1985：152－185.

[34] 田世洪，丁悌平，侯增谦，等. 安徽铜陵小铜官山铜矿床稀土元素和稳定同位素地球化学研究 [J]. 中国地质，2005，32(4)：604－612.

[35] 地质部宜昌地质矿产研究所同位素地质研究室. 铅同位素地质研究的基本问题 [M]. 北京：地质出版社，1979：41－54.

[36] 路远发. GeoKit：一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包 [J]. 地球化学，2004，33(5)：459－464.

[37] Zartman R E，Doe B R. Plumbtectonics：The model [J]. Tectonophysics，1981，75(1/2)：135－162.

[38] 朱炳泉，李献华，戴童谟. 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，1998：1－330.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net