

广西铜坑锡多金属矿黄铁矿的 Re-Os 同位素组成及成矿物质来源示踪

梁 婷¹, 王登红², 屈文俊³, 蔡明海⁴, 韦可利⁵

(1. 长安大学 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 陕西 西安 710054; 2. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037; 3. 中国地质科学院 国家地质实验测试中心, 北京 100037; 4. 广西大学 资源与环境学院, 广西 南宁 530004; 5. 广西华锡集团股份有限公司, 广西 柳州 545006)

摘要: 利用 Re-Os 同位素技术, 对大厂铜坑锡多金属矿床中的黄铁矿进行了 Re、Os 同位素组成的测定, 获得黄铁矿等时线年龄为 (122 ± 44) Ma。黄铁矿的 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 初始比值为 0.56 ± 0.12 ; γ_{Os} 值为 $197.46 \sim 394.16$ 平均值为 293.49, 介于地幔与地壳之间, 结合矿物中普通 Os 的 $w(\text{Os})_{\text{u}}$ 对 $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ 比值, 提出了其成矿物质来源可能为壳幔混合来源的新认识。

关键词: 黄铁矿; Re-Os 同位素组成; 成矿物质来源; 铜坑

中图分类号: P618 文献标志码: A 文章编号: 1672-6561(2009)03-0230-06

Re-Os Isotope Composition and Source of Ore-forming Material of Pyrite in Tongkeng Tin-polymetallic Deposit, Guangxi

LIANG Ting¹, WANG Deng-hong², QU Wen-jun³, CAI Ming-hai⁴, WEI Ke-li⁵

(1. Key Laboratory of Western Mineral Resources and Geological Engineering of Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. National Research Center for Geoanalysis, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 4. School of Resources and Environment, Guangxi University, Nanning 530004 Guangxi, China; 5. Guangxi China Tin Group Company Limited, Liuzhou 545006, Guangxi, China)

Abstract With the Re-Os isotopic technology, the Re-Os isotope composition of pyrites is identified, and the isochron age of (122 ± 44) Ma is obtained. The initial ratio $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ of pyrite is 0.56 ± 0.12 and the γ_{Os} value is between 197.46 and 394.16 with an average of 293.49. These data suggest a changing between the crust-derived and mantle-derived sources. Considering the ratio of $w(\text{Os})_{\text{u}}$ versus $w(\text{Re})/w(\text{Os})$, it is thought that the source of ore-forming materials may have the feature of crust-mantle derived mixture.

Key words: pyrite; Re-Os isotope compositions; ore-forming material sources; Tongkeng

0 引言

广西大厂锡多金属矿田是世界上著名的超大型矿床之一, 也是中国重要的锡多金属矿业基地, 已经探明的锡储量超过 100×10^4 t, 平均品位 1% 左右。长期以来, 该矿田受到国内外地质学界的高度重视, 许多地质学者在此开展工作, 积累了丰富的资料。但在矿床的成矿时代和成矿物质来源上,

一直存在 3 种不同的认识: 一是矿床形成于燕山期, 是与岩浆活动有关的后生热液成因, 成矿物质主要来源于岩浆热液^[1-11]; 二是矿床属于同生沉积—喷气或热水沉积成因, 矿床形成与花岗岩无关, 成矿物质主要来自泥盆系地层^[12-16]; 三是矿床属于沉积—岩浆热液改造成因, 铅、锌等成矿物质来源于沉积地层, 而锡主要来源于花岗岩^[17-18]。

近年来, 随着高新技术的应用, 大厂锡多金属

收稿日期: 2008-12-20

基金项目: 中国地质调查局项目(200420190004; 1212010633903; 200545022; 20089946)

作者简介: 梁 婷(1967-) 女, 山东青州人, 副教授, 工学博士, 从事岩石和矿床学教学与研究。E-mail: liangt@chd.edu.cn

© 1994-2015 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

矿田成因研究取得了一定的新进展。在成矿时代方面,王登红等^[7]运用常规快中子活化和激光原位 $N(^{40}\text{Ar})/N(^{39}\text{Ar})$ 法同位素年代学研究方法,获得长坡—铜坑 91 号层状矿体中石英的 $N(^{40}\text{Ar})/N(^{39}\text{Ar})$ 坪年龄为 $(94.52 \pm 0.33)\text{Ma}$;透长石的激光 $N(^{40}\text{Ar})/N(^{39}\text{Ar})$ 等时线年龄为 $(91.4 \pm 2.9)\text{Ma}$;100 号矿体石英的坪年龄为 $(94.56 \pm 0.45)\text{Ma}$ 。蔡明海等^[9]利用 Rb-Sr 法测定 92 号矿体中石英的流体包裹体的形成年龄为 93.4Ma 。东矿带亢马脉状矿体中石英的 Rb-Sr 等时线年龄为 $(94.1 \pm 2.7)\text{Ma}$ 。这些数据表明大厂锡多金属矿体的成矿时代可能为 $92 \sim 95\text{Ma}$,属于燕山晚期。李华芹等^[19]利用 Rb-Sr 法测得拉么锌铜矿体中石英等时线年龄为 $(98.6 \pm 6)\text{Ma}$ 。对于普遍认为与成矿关系密切的笼箱盖花岗岩的侵入时代,早期研究者采用 K-Ar、Rb-Sr 法认为是 $80 \sim 138\text{Ma}$ 。近年来,应用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法,蔡明海等^[10]获得笼箱盖细粒黑云母花岗岩年龄为 $(93 \pm 0.97)\text{Ma}$ 。李华芹等^[19]获得含斑花岗岩年龄为 $(94 \pm 4)\text{Ma}$ 。说明笼箱盖花岗岩的成岩年龄也是在燕山晚期。在成矿物质来源上,赵葵东等^[16]、蔡明海等^[8]利用黄铁矿中流体包裹体的 He、Ar 同位素分析及梁婷等^[20]利用 S、Pb 同位素分析,说明了成矿物质的壳幔混合来源。

目前,直接对金属矿床定年最有效的方法是 Re-Os 法,该方法除了大量用于辉钼矿测年工作之外,对一些低 Re-Os 含量硫化物的 Re-Os 定年也取得了成功,可精确测定低于 10^{-9}g 的 Re 和 Os^[21]。该方法尽管在大厂矿床成因研究取得了一些进展,但在利用金属硫化物测定成矿年龄方面成果较少。梁婷等^[22]利用 Re-Os 法测定了毒砂的形成年龄为 $(89 \pm 19)\text{Ma}$ 。本次研究测定了黄铁矿 Re-Os 同位素组成,并利用 Os 同位素来探讨成矿物质来源,其成果可以为大厂锡多金属矿床的成矿机理研究提供新的资料。

1 矿床地质概况

大厂锡多金属矿田位于北西向南丹—河池(丹池)褶皱断裂带中段,矿田内褶皱紧闭,断裂构造发育,岩浆活动强烈,围绕中心笼箱盖花岗岩体,可划分为 3 个矿带:东带以大福楼、亢马的锡(锌)矿床为代表;中带以拉么锌—铜矿、茶山钨—铋—铅矿为代表;西带主要包括长坡—铜坑、巴黎—龙头山

的锡多金属矿区,是大厂主要的锡多金属矿产地。

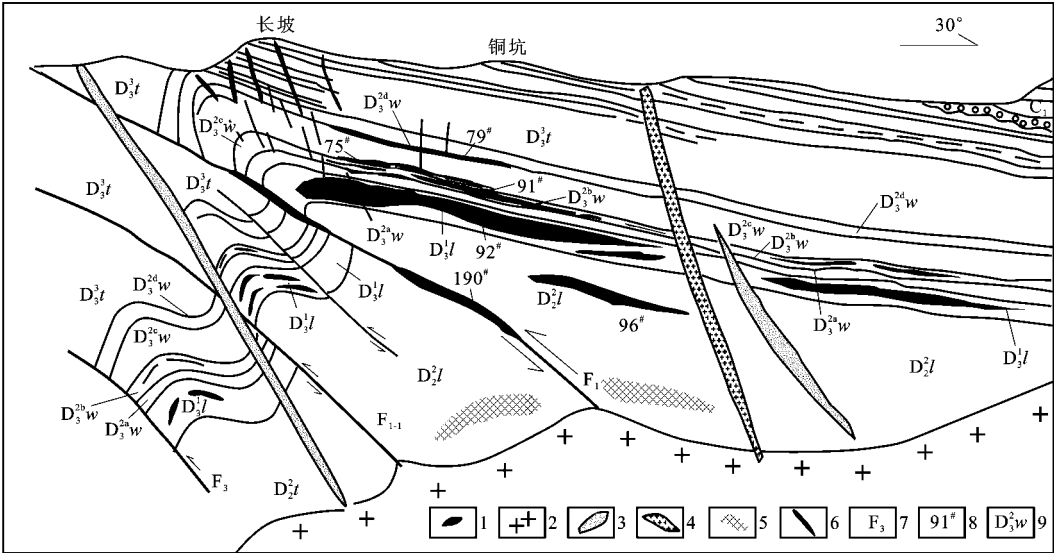
该区出露地层主要由泥盆系和石炭系一套碎屑岩—硅质岩—碳酸盐岩组成,厚约 $2\,500\text{m}$ 。主要赋矿地层为泥盆系,岩性组成自下而上为:中泥盆统纳标组(D_2^n)黑色泥岩、页岩,在龙头山一带为生物礁灰岩,厚约 800m ;中泥盆统罗富组(D_2^f)粉砂岩、泥岩夹泥质灰岩,厚约 480m ;上泥盆统底部榴江组(D_3^l)硅质岩,含钙质结核,厚 $40 \sim 220\text{m}$;上泥盆统中部五指山组(D_3^w),底部为宽条带状灰岩($D_3^{2a}w$),向上依次为细条带状硅质灰岩($D_3^{2b}w$)、小扁豆灰岩($D_3^{2c}w$)和大扁豆灰岩($D_3^{2d}w$),厚 $120 \sim 180\text{m}$;上泥盆统上部同车江组(D_3^t)泥灰岩及底部黑色页岩,厚 $350 \sim 450\text{m}$ 。北西向的笼箱盖背斜和笼箱盖断裂以及与之相平行的大厂背斜、大厂断裂为矿田内的主干构造。

区内岩浆岩主体出露于矿田中部的笼箱盖地区,地表分布面积仅 0.5km^2 ,经钻孔和坑道揭露,地表出露的岩体向下成为一个隐伏岩株,并延伸到长坡—铜坑矿区深部,岩性由黑云母花岗岩和斑状黑云母花岗岩、细粒花岗岩组成。在长坡—铜坑的东西两侧发育有南北向的花岗斑岩脉和闪长玢岩脉,分别被称之为“东岩墙”和“西岩墙”。笼箱盖复式岩体的形成时代早于东西岩墙^[4,7,10]。

长坡—铜坑矿床主体位于大厂背斜的北东翼,主要由上部的锡多金属矿体和下部夕卡岩型锌铜矿体组成。锡多金属矿体主要由层状—条带状—网脉状矿体和脉状矿体(包括层面脉状和裂隙脉状)所组成。它们在空间分布上有一定的规律(图 1),由下往上依次为:产于硅质岩中 92 号层状—网脉状矿体;细条带状硅质灰岩中 91 号条带状、似层状矿体;在五指山组宽、细条带灰岩之间、细条带灰岩和小扁豆灰岩之间、小扁豆灰岩和大扁豆灰岩之间的不同岩性界面的顺层滑脱破碎带中,分别产出有 75、77、79 号层面脉状矿体以及矿床上部近大厂背斜转折端的同车江组泥灰岩和五指山组上部扁豆灰岩之中细裂隙状和大脉状矿体。锡矿体中矿物组成复杂,脉状矿体与层状矿体的矿物组成基本相同,主要矿石矿物有锡石、磁黄铁矿、黄铁矿、毒砂、铁闪锌矿和硫盐矿物等,脉石矿物主要有石英、方解石、电气石、绢云母等。

2 分析样品和测试方法

本次研究的样品全部采自铜坑井下,选择层



1—锡矿体; 2—花岗岩体; 3—闪长玢岩墙; 4—花岗斑岩墙; 5—夕卡岩化带; 6—细脉带型锡矿体; 7—断层 8—矿体编号; 9—地层代号; 引自文献 [4]

图 1 铜坑矿床矿体分布

Fig. 1 Sketch Map of Ore Bodies in Tongkeng Deposit

状、浸染状矿石中黄铁矿样品 12 件, 矿物组合为黄铁矿—磁黄铁矿—铁闪锌矿—锡石—石英。黄铁矿为自形一半自形粒状, 为热液交代成因。所有黄铁矿单矿物经人工破碎、淘洗矿石, 在实体显微镜下手工挑选, 测试样品的纯度可达到 98% 以上。本项测试是在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成的, 化学处理过程^[23-25] 简述如下:

将准确称取粉碎后的样品, 通过长细颈漏斗加入卡洛斯基管(Carius)底部, 缓慢加液氮到有半杯乙醇的保温杯中, 然后调节温度到-50~-80℃, 放装好样的 Carius 管到该保温杯中, 通过长细颈漏斗把准确称取的¹⁸⁵Re 和¹⁹⁰Os 混合稀释剂加入到 Carius 管底部, 再加入 5 mL 10 mol/L HCl、15 mL 16 mol/L HNO₃、3 mL 30% H₂O₂。当管底溶液冰冻后, 用丙烷氧气火焰加热封好 Carius 管的细颈部分, 放入不锈钢套管内, 轻轻放套管入鼓风烘箱内, 待回到室温后, 逐渐升温到 230℃, 保温 12 h, 在底部冷冻的情况下, 打开 Carius 管, 并用 40 mL 水将管中溶液转入蒸馏瓶中, 于 105~110℃蒸馏 50 min, 用 10 mL 水吸收蒸出的 OsO₄, 用于 ICP-MS (等离子体质谱仪测定) 测定 Os 同位素比值; 将蒸馏残液倒入 150 mL Teflon 烧杯中待分离 Re。将第一次蒸馏残液置于电热板上, 加热近干, 再加少量水, 加热近干, 重复两次以降低酸度。加入 10 mL 5 mol/L NaOH, 稍微加热, 转为碱性介质, 转

入 50 mL 聚丙烯离心管中, 离心, 取上清液转入 120 mL Teflon 分液漏斗中, 加入 10 mL 丙酮, 振荡 5 min, 萃取 Re。静止分相, 弃去水相, 加 2 mL 5 mol/L NaOH 溶液到分液漏斗中, 振荡 2 min, 洗去丙酮相中的杂质。弃去水相, 排丙酮到 150 mL 已加有 2 mL 水的 Teflon 烧杯中, 在电热板上 50℃ 加热以蒸发丙酮, 加热溶液至干, 加数滴浓硝酸和 30% 过氧化氢, 加热蒸干以除去残存的 Os。用数毫升稀 HNO₃ 溶解残渣, 稀释到硝酸浓度为 2%, 备 ICP-MS 测定 Re 同位素比值。如含 Re 溶液中盐量超过 1 mg/mL, 需采用阳离子交换柱除去钠。采用美国 TJA 公司生产的 TJA PQ ExCell ICP-MS 测定同位素比值。对于 Re; 选择质量数 185、187, 用 190 监测 Os; 对于 Os; 选择质量数为 186~190、192, 用 185 监测 Re。

3 测定结果和讨论

12 件黄铁矿样品的 Re-Os 同位素测试结果列于表 1。表 1 中 Os 是根据 Nier 值的 Os 同位素丰度, 通过 $N(^{192}\text{Os})/N(^{190}\text{Os})$ 测量比计算得出; Re、Os 含量的不确定度包括样品和稀释剂的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差, 置信水平 95%; $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 的不确定度包括质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差, 置

信水平 95%。

由表 1 可见, 样品中 Re、Os 含量均较低, 且含量变化较大。黄铁矿中 $w(\text{Re})$ 为 $[(0.0078 \pm 0.0023) \sim (2.393 \pm 0.032)] \times 10^{-9}$, $w(\text{Os})_{\text{u}}$ 为 $[(0.00038 \pm 0.00003) \sim (0.08544 \pm 0.00142)] \times 10^{-9}$ 。采用衰变常数 (λ) $1.666 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$ [29], 利用

表 1 铜坑矿黄铁矿 Re-Os 同位素数据

Tab. 1 Re-Os Isotopic Date of Pyrite from the Tongkeng Deposit

样品号	$w(\text{Re})/10^{-9}$	$w(\text{Os})_{\text{u}}/10^{-9}$	$w(^{187}\text{Os})/10^{-9}$	$n(^{187}\text{Re})/n(^{187}\text{Os})$	$N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$	$\gamma_{\text{Os}}(t)$	$N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})(t)$
TK455-26	0.0748(0.0016)	0.00174(0.00008)	0.00020(0.00002)	206.00(10.30)	0.855(0.115)	197.46	0.3750
TK584-1	0.0256(0.0029)	0.00557(0.00008)	0.00047(0.00003)	21.90(2.50)	0.643(0.035)	369.54	0.5920
TK405-16	0.1919(0.0023)	0.00440(0.00009)	0.00056(0.00003)	208.50(5.10)	0.969(0.047)	283.26	0.4832
TK505-25	1.5530(0.0140)	0.03044(0.00042)	0.00428(0.00011)	244.10(4.10)	1.069(0.030)	296.78	0.5002
TK505-6	0.0330(0.0014)	0.00038(0.00003)	0.00007(0.00002)	420.80(35.60)	1.400(0.370)	232.76	0.4195
TK483-4	0.1937(0.0044)	0.00684(0.00017)	0.00076(0.00005)	135.50(4.50)	0.842(0.062)	317.43	0.5263
DC-25	0.0078(0.0023)	0.00473(0.00012)	0.00029(0.00006)	7.92(2.29)	0.468(0.096)	256.57	0.4495
TK505-19	2.3930(0.0320)	0.08544(0.00142)	0.01050(0.00075)	133.90(2.90)	0.935(0.068)	394.16	0.6230
TK455-27	0.0106(0.0007)	0.00071(0.00043)	0.00013(0.00012)	71.10(43.20)	1.350(1.480)		
TK483-3	0.5085(0.0077)	0.02110(0.00025)	0.00365(0.00007)	115.20(2.20)	1.317(0.026)		
TK554-2	0.0208(0.0011)	0.00054(0.00002)	0.00000(0.00001)	183.90(11.70)	0.065(0.109)		
TK613-1	1.4470(0.0140)	0.02604(0.00039)	0.00742(0.00014)	265.80(4.70)	2.168(0.048)		

注: 括号中数值为误差不确定值; $w(\text{Os})_{\text{u}}$ 为普通 Os 质量分数

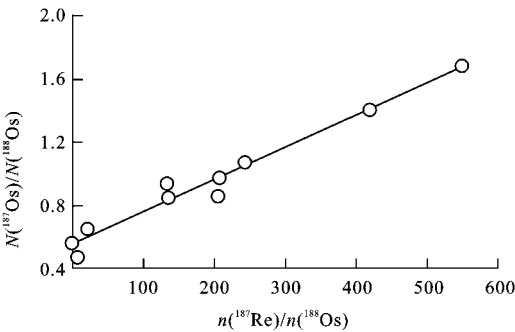


图 2 铜坑矿黄铁矿 Re-Os 等时线年龄

Fig 2 Re-Os Isochron Age of Pyrite from Tongkeng Deposit

专家普遍认为与成矿关系密切的笼箱盖复式岩体是多期次活动的, 而非单一的一次岩浆活动, 侵入时代从 138~80 Ma 开始^[4], 岩浆侵入时间延续约 60 Ma。本次测定的黄铁矿年龄与前述的蔡明海等^[9-10]、王登红等^[7]、梁婷等^[22]测定岩体或矿物年龄相比, 相差了约 30 Ma。是测试分析方法的不同、矿物不同造成的结果精度有误? 还是不同的测试对象与不同期次的岩浆侵入活动有关? 或者黄铁矿的形成与岩体的侵入无关? 这些问题值得商榷。

黄铁矿作为大厂锡多金属矿床中重要的硫化物

ISOPLOT 软件(Model 3)将分析数据回归成等时线, 黄铁矿中 TK455-27、TK483-3、TK554-2、TK613-1 等 4 个样品因为 Re 和 Os 含量太低, 误差太大或离线远而舍去, 其他 8 个样品回归成等时线, 其 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 初始比值为 0.56 ± 0.12 , 获得等时线年龄为 $(122 \pm 44) \text{ Ma}$ (图 2)。

之一, 分布极为广泛, 黄铁矿的产出分为两种类型: 一是同生沉积的草莓状、胶状黄铁矿, 呈纹层状产出; 二是热液交代形成自形一半自形的黄铁矿。该类型黄铁矿形成时间长, 共生组合复杂, 可以呈脉状或顺层浸染状产出。黄民智等^[27]将其划分为 3 个世代: 第一世代产在锡石—石英—毒砂等高温矿物组合阶段; 第二世代广泛产在锡石—硫化物阶段; 第三世代主要产在硫化物—硫盐—碳酸盐阶段。各世代的黄铁矿又常为后期的矿物所叠加、交代溶蚀。本次测定的黄铁矿从矿物组合上属于第二世代。若将本次测定的结果与梁婷等^[22]测定的晚期毒砂脉中毒砂年龄 $(89 \pm 19) \text{ Ma}$ 相比, 其与矿物的形成期次是吻合的。将测定的样品在显微镜下仔细观察, 发现测定的黄铁矿中个别单矿物具有碎裂结构、反应边结构、包含结构等, 即黄铁矿中包含有同生的胶状黄铁矿以及早期矿物残留。可能正是由于样品的纯度不够, 导致年龄的内部误差较大。就黄铁矿本身来讲, 形成是多期次叠加, 时间较长。利用 Re-Os 法测定的年龄偏大, 是否暗示了岩浆活动何时开始, 成矿作用可能几乎同时发生(或稍晚); 岩浆活动结束后, 成矿还会延续一段时间。李华芹^[28]测定的铜坑外围的茶

山坳 W-Sb 矿脉的 Rb-Sr 等时线年龄为 (44 ± 2) Ma, 而非目前所认识成矿只与笼箱盖主体黑云母花岗岩有关。

Re-Os 同位素体系在矿床学研究中的另一个进展就是示踪成矿物质来源^[29-32]。Os 被认为是一种相容性元素, Re 是一种不相容元素^[32], 而且与 S 丰度相关性好。在壳幔分异和地球化学循环过程中, Os 趋于在地幔富集; Re 相对亲地壳, 地壳相对富 Re, 混入越多的地壳物质产生放射性¹⁸⁷Os 含量越高, 相应 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 初始值发生变化。由此可以使用 $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ 和普通 Os 判断成岩

成矿物质的来源。

测试样品中黄铁矿的 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 初始比值分别为 0.56 ± 0.12 , 明显高于地幔的 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 初始比值 $0.12 \sim 0.13$ 的范围^[30], $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 比值除了 1 个为 1.4 外, 其余样品介于 $0.468 \sim 1.069$ 之间, 高于各类地幔的 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 值 ($0.105 \sim 0.152$)^[30-31], 但低于平均大陆地壳值 3.63, 反映出成矿物质应该为壳幔混合来源。这一结果与梁婷等^[22]测定的晚期毒砂的 Re-Os 同位素组成一致(表 2), 与蔡明海等^[8]利用 He-Ar 同位素研究的结果也一致。

表 2 铜坑矿毒砂 Re-Os 同位素测试结果

Tab. 2 Measurement Result of Re-Os Isotope of Arsenopyrite from the Tongkeng Deposit							
样品号	$w(\text{Re})/10^{-9}$	$w(\text{Os})_{\text{u}}/10^{-9}$	$w(^{187}\text{Os})/10^{-9}$	$n(^{187}\text{Re})/n(^{187}\text{Os})$	$N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$	$\gamma_{\text{Os}}(t)$	$N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})(t)$
TK 483-5	0.314 9(0.005 7)	0.006 90(0.000 20)	0.000 72(0.000 06)	218.1(7.5)	0.798(0.065)	275.90	0.475 2
TK455-11	2.693 3(0.086 9)	0.012 37(0.000 29)	0.003 40(0.000 08)	1 041.0(42.0)	2.092(0.068)	336.10	0.551 3
TK455-24	2.987 9(0.031 8)	0.043 02(0.000 38)	0.006 82(0.000 11)	332.1(4.6)	1.207(0.018)	465.96	0.715 5
TK455-26	1.133 7(0.053 9)	0.007 41(0.000 15)	0.001 70(0.000 08)	731.8(37.8)	1.751(0.084)	428.35	0.667 9
TK 355-2-1	1.382 0(0.026 0)	0.003 37(0.000 16)	0.001 56(0.000 06)	1 964.0(100.0)	3.516(0.209)	381.95	0.609 3

注: 括号中为误差不确定值; $w(\text{Os})_{\text{u}}$ 为普通 Os 的质量分数; 引自文献[22]

γ_{Os} 也是指示地壳物质加入成矿体系的的一个重要参数^[26, 30, 31]。 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 是表示样品 Os 同位素组成在某一特定时间 t 相对于当时球粒陨石平均值的 Os 同位素组成差异。由于地壳的 $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ 比值高, 因此地壳组分加入岩浆体系或成矿体系越多, γ_{Os} 值越表现为正值, 而 Re 的亏损导致 γ_{Os} 为负值^[32]。

γ_{Os} 计算公式为

$$\gamma_{\text{Os}}(t)=100\{[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{y}}(t)/[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{q}}(t)-1\}$$

式中球粒陨石的 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 的计算公式为

$$[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{q}}(t)=[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{i}}+[n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})](e^{\lambda T}-e^{\lambda t})$$

式中: $[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{i}}$ 为 0.095 31, $n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})$ 为 0.401 86, T 为地球形成年龄 $4\,558 \times 10^9$ a^[29-30]。使用的¹⁸⁷Re 衰变常数为 $\lambda=1.666 \times 10^{-11}$ a⁻¹^[6, 26], 分别代入 89 Ma 和 122 Ma, 获得球粒陨石的 $[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{q}}(t)$ 分别为 0.126 420 和 0.126 076。

样品 $[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{y}}(t)=[N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})]_{\text{i}}-[n(^{187}\text{Re})/n(^{188}\text{Os})](e^{\lambda t}-1)$

计算出的 $\gamma_{\text{Os}}(t)$ 列于表 1、2 中。从表中可以看出, 硫化物的 γ_{Os} 变化范围比较大, 从 197.46 ~

465.96, 平均值达到 325.86。其中毒砂的 γ_{Os} 值范围为 275.9 ~ 465.96, 平均 377.65, 黄铁矿的 γ_{Os} 值为 197.46 ~ 394.16, 平均值为 293.49。同时毒砂(89 Ma)、黄铁矿(122 Ma)的 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})(t)$ 分别为 0.375 ~ 0.623、0.475 ~ 0.715, 远高于同期的球粒陨石 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})(t)$ 的 0.126 42 和 0.126 076, 也显示了矿物形成中地壳的高放射元素¹⁸⁷Os 的加入。利用 Lambert 等^[33] 的普通 Os 的

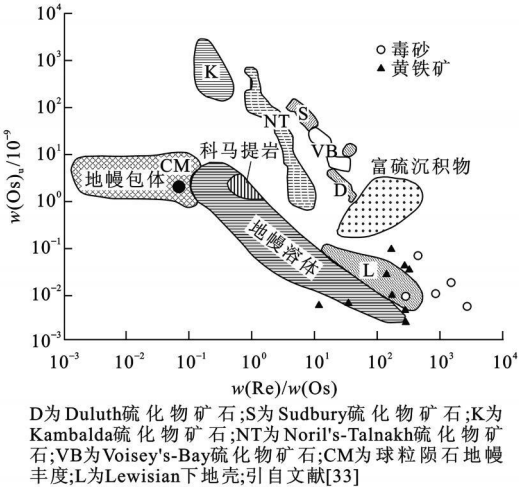


图 3 $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ 比值对 $w(\text{Os})_{\text{u}}$ 图解

Fig. 3 Diagram Showing $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ Versus $w(\text{Os})_{\text{u}}$

$w(\text{Os})_u$ 对 $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ 比值图解 (图 3) 可以看出, 矿体中毒砂以及黄铁矿的投影点落于地幔熔体、Lewisian 下地壳与富硫沉积物之间, 也反映物质来源的壳幔混合来源。

4 结语

(1) 利用 Re-Os 同位素分析方法, 测定黄铁矿的年龄, 在技术方法上是成功的, 获得了 (122 ± 44) Ma 的成矿年龄。

(2) 测定的黄铁矿 $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 初始比值分别为 0.56 ± 0.12 ; $N(^{187}\text{Os})/N(^{188}\text{Os})$ 比值为 $0.468 \sim 1.069$, γ_{Os} 值为 $197.46 \sim 394.16$, 均高于地幔而低于地壳, 结合普通 Os 对 $w(\text{Re})/w(\text{Os})$ 比值, 说明了成矿物质是壳幔混合来源, 该研究为大厂后生成因认识提供了新证据。

参考文献:

[1] 陈毓川. 一个锡石多金属矿带中闪锌矿的成矿期与成矿特征[J]. 地质论评, 1964, 22(2): 111-128.

[2] 陈毓川. 广西某矿带矿床原生带状分布[J]. 地质论评, 1965, 23(1): 29-41.

[3] 陈毓川, 黄民智, 徐钰, 等. 大厂锡石-硫化物多金属矿带地质特征及成矿系列[J]. 地质学报, 1985, 59(3): 228-240.

[4] 陈毓川, 黄民智, 徐钰, 等. 大厂锡矿地质[M]. 北京: 地质出版社, 1993.

[5] 叶绪孙. 大厂锡多金属矿田成矿规律与成矿预测[J]. 地质与勘探, 1983(5): 2-8.

[6] 梁珍庭, 苏登岸. 广西大厂锡矿田成矿模式[J]. 广西地质, 1985, 2(1): 1-11.

[7] 王登红, 陈毓川, 陈文, 等. 广西南丹大厂超大型锡多金属矿床的成矿时代[J]. 地质学报, 2004, 78(1): 132-138.

[8] 蔡明海, 毛景文, 梁婷, 等. 广西大厂锡多金属矿床钨、钼同位素特征及其地质意义[J]. 矿床地质, 2004, 23(2): 225-231.

[9] 蔡明海, 梁婷, 韦可利, 等. 大厂锡多金属矿田铜坑—长坡 92 号矿体 Rb-Sr 测年及其地质意义[J]. 华南地质与矿产, 2006(2): 31-36.

[10] 蔡明海, 何龙清, 刘国庆, 等. 广西大厂锡矿田侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其意义[J]. 地质论评, 2006, 52(3): 409-414.

[11] Fu M, Changkakoti A, Krouse H R et al. An Oxygen, Hydrogen, Sulfur, and Carbon Isotope Study of Carbonate-Replacement (Skarn) Tin Deposits of the Dachang Tin Field, China[J]. Economic Geology, 1991, 86(8): 1683-1703.

[12] 蔡宏渊, 张国林. 试论广西大厂锡多金属矿床海底火山热源(喷气)成矿作用[J]. 矿产地质, 1985(4): 13-21.

[13] 雷良奇. 大厂长坡锡多金属矿床成因刍议[J]. 矿床地质, 1986(3): 87-96.

[14] 韩发, 赵汝松, 沈建忠, 等. 大厂锡多金属矿床地质及成因[M]. 北京: 地质出版社, 1997.

[15] 秦德先, 洪托, 田毓龙, 等. 广西大厂锡矿 92 号矿体矿床地质与技术经济[M]. 北京: 地质出版社, 2002.

[16] 赵葵东, 蒋少涌, 肖红权, 等. 大厂锡-多金属成矿流体来源的 He 同位素证据[J]. 科学通报, 2002, 47(8): 632-635.

[17] 曾允孚, 王正瑛, 田洪钧. 广西大厂龙头山矿区矿床成因新探[J]. 成都地质学院学报, 1982(3): 15-26.

[18] 丁梯平, 彭子成, 黎红. 南岭地区几个典型矿床的稳定同位素研究[M]. 北京: 北京科学技术出版社, 1988.

[19] 李华芹, 王登红, 梅玉萍, 等. 广西大厂拉么锌铜多金属矿床成岩成矿作用年代学研究[J]. 地质学报, 2008, 82(7): 912-920.

[20] 梁婷, 王登红, 蔡明海, 等. 广西大厂锡多金属矿床 S、Pb 同位素组成对成矿物质来源的示踪[J]. 地质学报, 2008, 82(7): 967-977.

[21] 喻钢, 杨刚, 陈江峰, 等. 辽东猫岭金矿中含金毒砂的 Re-Os 年龄及地质意义[J]. 科学通报, 2005, 50(12): 1248-1252.

[22] 梁婷, 王登红, 屈文俊, 等. 广西大厂长坡铜坑矿床毒砂的 Re-Os 年龄及其地质意义[C] // 陈毓川, 毛景文, 薛春纪. 第八届全国矿床会议论文集. 北京: 地质出版社, 2006: 202-205.

[23] 杜安道, 何红葵, 殷宁万, 等. 辉钼矿的铼-钨同位素地质年龄测定方法研究[J]. 地质学报, 1994, 68(4): 339-347.

[24] 杜安道, 赵敦敏, 王淑贤, 等. Carius 管溶样—负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼—钨同位素地质年龄[J]. 岩矿测试, 2001, 20(4): 247-252.

[25] 屈文俊, 杜安道. 高温密闭溶样电感耦合等离子体质谱准确测定辉钼矿铼—钨地质年龄[J]. 岩矿测试, 2003, 22(4): 254-257.

[26] Smoliar M I, Walker R J, Morgan J W. Re-Os Ages of Group IIA, IIIA, IVA and VIB Iron Meteorites[J]. Science, 1996, 271: 1099-1102.

[27] 黄民智, 唐绍华. 大厂锡矿矿石学概论[M]. 北京: 地质出版社, 1988.

[28] 李华芹. 广西南丹县铜坑锡矿接替资源勘查项目专题研究报告[R]. 北京: 中国地质科学院矿产资源研究所, 2008.

[29] 谢智, 陈江峰. Re-Os 同位素体系在金属矿床研究中的应用[J]. 地质地球化学, 1998, 26(4): 79-85.

[30] Walker R J, Morgan J W. Rhenium Osmium Isotope Systematic of Carbonaceous Chondrites[J]. Science, 1989, 243: 519-522.

[31] Shirey S B, Walker R J. The Re-Os Isotope System in Cosmochemistry and High-temperature Geochemistry[J]. Annual Review of Earth Planetary Sciences, 1998, 26: 423-500.

[32] 张作衡, 柴凤梅, 杜安道, 等. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 285-293.

[33] Lambert D D, Foster J G, Frick L R et al. Re-Os Isotopic Systematics of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co Magmatic Ore System, Labrador, Canada[J]. Lithos, 1999, 47(1/2): 69-88.