

文章编号: 1000-4734(2018)02-0214-09

# 皖南太子山含矿岩体辉钼矿 Re-Os 年龄与 硫同位素特征

万建军<sup>1,2</sup>, 王安东<sup>1,2\*</sup>, 丁宁<sup>3</sup>, 刘成东<sup>1,2</sup>, 陶继华<sup>1,2,4</sup>,  
李小聪<sup>1,2</sup>, 林乐夫<sup>1,2</sup>, 李超<sup>5</sup>

(1. 东华理工大学 省部共建核资源与环境国家重点实验室培育基地, 江西 南昌 330013; 2. 东华理工大学 地球科学学院, 江西 南昌 330013; 3. 安徽省地质调查院, 安徽 合肥 230001; 4. 中国科学院 广州地球化学研究所 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 5. 国家地质实验测试中心, 北京 100037)

**摘要:** 皖南绩溪县太子山含矿岩体位于皖南绩溪县北东侧, 为下扬子地块南缘与华夏地块的结合部位, 属近年来该地区钨钼找矿新突破。太子山单元从属于伏岭复式岩体, 辉钼矿化多呈细脉状及浸染状产于似斑状花岗闪长岩中, 为获得其成矿年龄, 首次对 7 件辉钼矿样进行 Re-Os 同位素定年。数据显示, 辉钼矿模式年龄介于  $(132.8 \pm 2.0) \sim (140.5 \pm 2.0)$  Ma, 加权平均年龄为  $(135.8 \pm 2.2)$  Ma, 等时线年龄为  $134.6 \pm 3.5$  Ma, 与伏岭岩体花岗岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄  $(133.9 \pm 1.1)$  Ma 高度一致, 表明太子山单元成矿作用发生于早白垩世, 且成矿与岩体关系密切。辉钼矿 Re 质量分数介于  $0.706 \times 10^{-6} \sim 12.190 \times 10^{-6}$ , 平均值为  $4.648 \times 10^{-6}$ , 表明成矿物质以壳源为主。4 件辉钼矿  $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDB}}$  值介于  $7.20\text{‰} \sim 8.00\text{‰}$ , 平均值为  $7.725\text{‰}$ , 显示成矿物质硫源主要来自于岩浆热液。综合研究表明, 研究区成矿时代处于中国东部中生代大爆发成矿的第 2 阶段, 即构造体制大转折阶段。其与周边长江中下游及钦杭成矿带中典型钼矿床类似, 同为中国东部燕山期大规模岩浆作用的产物, 反映了当时该地区软流圈上涌、岩石圈伸展减薄、壳幔混合作用逐渐加强的动力学背景。

**关键词:** 辉钼矿 Re-Os 定年; S 同位素; 太子山含矿岩体; 皖南

中图分类号: P597

文献标识码: A

doi: 10.16461/j.cnki.1000-4734.2018.027

作者简介: 万建军, 男, 1991 年生, 助理实验师, 地质学专业, 从事同位素地质学研究。E-mail: 15717918658@163.com

## Re-Os Geochronology and S Isotope Geochemistry of Molybdenite from Taizishan Ore-Bearing Pluton, Jixi County, Anhui Province, China

WAN Jian-jun<sup>1,2</sup>, WANG An-dong<sup>1,2\*</sup>, DING Ning<sup>3</sup>, TAO Ji-hua<sup>1,2,4</sup>,  
LIU Cheng-dong<sup>1,2</sup>, LI Xiao-cong<sup>1,2</sup>, LIN Le-fu<sup>1,2</sup>, LI Chao<sup>5</sup>

(1. State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment, East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 2. College of Earth Sciences, East China University of Technology, Nanchang 330013, China; 3. Geological Survey of Anhui Province, Hefei 230001, China; 4. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China; 5. National Research Center of Geoanalysis, Beijing 100037, China)

**Abstract:** Taizishan ore-bearing pluton in Northeastern Jixi Country of Southern Anhui Province, China is located in the joint of the southern margin of lower Yangtze block and Cathaysian block, and is belonging to the breakthrough about prospecting for W/Mo in recent years. The molybdenum mineralization is predominately hosted in the porphyritic granodiorite of Fuling mass and molybdenite occurs as thin vein and dissemination. In order to obtain the

收稿日期: 2017-07-21

基金项目: 国家自然科学基金(编号: 41303041; 41763005); 安徽省地质科技项目(编号: KJ2013-03); 东华理工大学放射性地质与勘探技术国防重点学科实验室开放基金(编号: RGET1604); 核资源与环境重点实验室自主基金项目(编号: Z1606); 江西省创新基金(编号: YC2016-S279)

\*通讯作者, 王安东, E-mail: adwang2013@ecit.cn

metallogenic epochs, seven molybdenite samples have been carried out for Re-Os isotopic dating yielding a model age range of  $132.8 \pm 2.0 \sim 140.5 \pm 2.0$  Ma, with a weighted average age of  $135.8 \pm 2.2$  Ma and an isochron age of  $134.6 \pm 3.5$  Ma, in good agreement with zircon U-Pb age of Fuling granitic rocks, indicating that the mineralization of Taizishan ore-bearing pluton occurred in the Early Cretaceous. The mineralization was closely related to the Fuling mass. The Re content of molybdenite is  $0.706 \times 10^{-6} \sim 12.190 \times 10^{-6}$  with an average of  $4.648 \times 10^{-6}$ , suggesting that the ore-forming materials are mostly derived from crust source with little involvement of mantle source. The  $\delta^{34}\text{S}$  values of molybdenites show variations from 7.20‰ to 8.00‰, with the mean value being 7.725‰, implying that ore-forming material might come from the magmatic hydrothermal. According to these results, it is suggested that the mineralization of Taizishan ore-bearing pluton forms in the second stage of the Mesozoic metallogenic explosion in East China, corresponding to the timing of tectonic regime transformation. As same as the typical Mo deposits in the Middle-Lower Yangtze River Valley Metallogenic Belt and Qinhang Metallogenic Belt. The molybdenum mineralization of Taizishan ore-bearing pluton is the product of Yanshanian large-scale magmatism in Eastern China. The geodynamic background at that time is lithosphere extension-thinning and intensive crust-mantle mixing.

**Keywords:** Molybdenite Re-Os dating; S isotopic composition; Taizishan ore-bearing pluton; Southern Anhui

近年来,在安徽省南部地区毗邻长江中下游成矿带安徽段发现了大量品位高、储量大的钨、锡、钼、铜等多金属矿床。自“十二五”规划以来,安徽省地质矿产勘查局、华东冶金地质勘查局等多家单位进一步加大了皖南地区的多金属矿种勘查力度,先后提交了以东源钨矿(安徽省地矿局332地质队)、百丈岩钨钼矿(安徽省地质调查院)、宁国大坞尖钨钼矿(安徽省地质调查院)和逍遥钨钼矿(安徽省地矿局332地质队)等为代表性的钨钼矿床(点)40余处<sup>[1-4]</sup>。随着找矿工作的进行,越来越多的学者就皖南及其周边地区钨钼多金属矿床的成岩成矿特征、时空分布特征、成矿物质来源等关键科学问题展开了深入研究<sup>[5-11]</sup>。其中,成矿时代对于区域成矿事件的限定以及指示成矿期相应的构造环境具有重要意义<sup>[8-10,12-15]</sup>。

绩溪太子山钼矿化岩体位于安徽省绩溪县内,属皖南地区近年来的钨钼找矿新突破,同时也是该区多金属成矿的重要组成部分。前人研究表明,皖南地区钨钼多金属矿床的成岩、成矿时代主要在130~145 Ma之间,如秦燕等<sup>[2]</sup>测得青阳地区百丈岩钨钼矿中花岗岩的锆石 U-Pb 年龄为(136.3±2.6) Ma,而 Song 等<sup>[14]</sup>则获得其成岩及成矿年龄分别为(134.1±2.2) Ma 和(133.3±1.3) Ma。李斌等<sup>[3]</sup>测得宁国大坞尖钨钼矿花岗岩闪长斑岩年龄为(144.4±1.5) Ma,李双等<sup>[16]</sup>利用辉钼矿测得歙县邓家坞钼矿床成矿年龄为(141.8±2.2) Ma,肖鑫等<sup>[17]</sup>利用测试数据推测皖南地区燕山期发育136~146 Ma 和128~134 Ma 两期钨钼成矿作用。但截止目前,尚未有绩溪

地区钨钼矿成矿年龄的报道,这在一定程度上限制了该地区钨钼矿床成矿规律的研究。因此,本文选取皖南绩溪太子山含矿岩体中辉钼矿开展 Re-Os 及 S 同位素研究,以精确厘定太子山含矿岩体的成矿年龄,并初步判断其成矿物质来源,探讨该地区钼等多金属的成矿时限及其构造背景,以期为该地区钨钼成矿作用的研究提供依据。

## 1 区域地质背景

太子山含矿岩体属于安徽省南部绩溪县伏岭复式岩体一部分,地理坐标为 E118°51′10″—E118°52′29″,N30°11′36″—N30°12′10″。该区处于下扬子地块的南缘,江南古陆的东端,其北部为长江中下游成矿带的东段,南部为钦杭成矿带东段(图1a)<sup>[1-4,10,18-19]</sup>。研究区周围发育一系列铜、钼、钨、锡、铁等多金属矿床,构成了1个重要的多金属成矿带<sup>[1-5,10,20]</sup>。皖南所在的中国东部地区(尤其是中生代早期)主要由古太平洋构造域和特提斯构造域共同控制,并因此形成了复杂的岩石组合及构造格局<sup>[21-22]</sup>。晚侏罗世后,随着环太平洋构造作用加强,区域内构造线方向逐渐由传统的南北向转变为北东-北北东向,形成了一系列 NE、NNE 向构造。在此期间,研究区处于地球动力调整时期(即毛景文等<sup>[5]</sup>所提出的中生代第2期大规模成矿作用),岩石圈发生大规模拉张、下地壳与上地幔作用十分强烈,岩浆常以底劈形式侵位,深熔作用频繁,引起了广泛的中酸性岩浆成岩及爆发性成矿事件<sup>[5,7,9-10,18,21,23]</sup>。

太子山岩体周围出露地层较为简单,由新老分别为寒武系灰岩、微晶泥灰岩夹少量钙质页

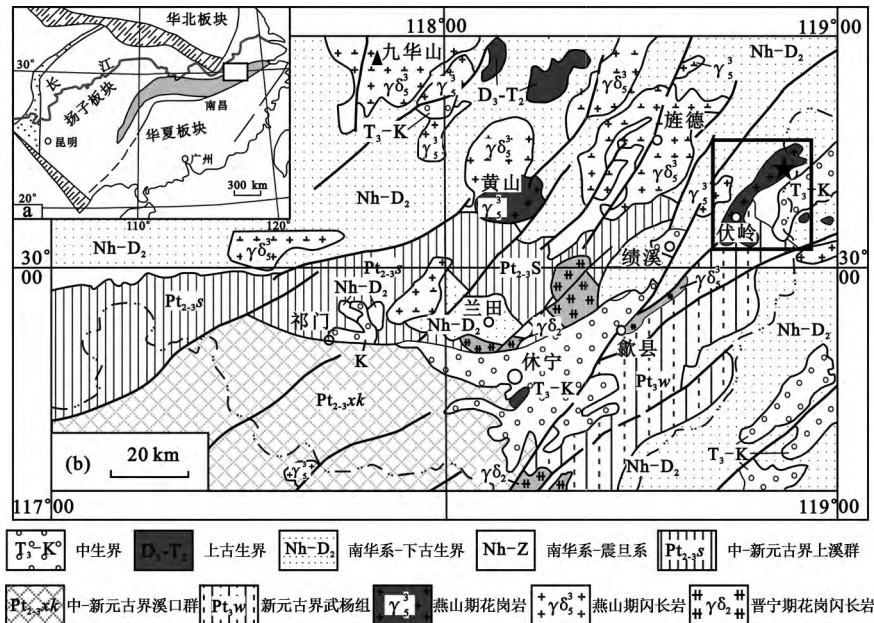


图1 皖南绩溪大地构造位置图(a)及地质略图(b) (据文献[24]修改)

Fig.1. Regional geological sketch map (a) and sketch geological map of Jixi Country, Southern Anhui Province (b) (modified by reference [24]).

岩及新元古界含砾砂岩、含砾粉砂岩、石英细砂岩、粉砂岩、页岩,岩体与寒武系、震旦系地层呈角度不整合接触关系(图1b)。本区岩浆岩较为发育,时代多为燕山早期,局部有晋宁期中酸性侵入体<sup>[19, 24]</sup>。主要大岩体自北向南依次为伏岭复式岩体、靠背尖岩体和逍遥岩体,太子山含矿岩体即产于伏岭复式岩体的北东侧。伏岭复式岩体主要为中酸性侵入岩及少量次火山岩,包括中粗粒钾长花岗岩、细粒钾长花岗岩、正长花岗岩、花岗闪长岩、似斑状花岗闪长岩等。岩体常具不同程度变形,且与围岩发生热液交代蚀变作用,形成角岩或砂卡岩等,并伴有少量白钨矿化现象<sup>[19, 24-26]</sup>。

## 2 含矿岩体地质特征

太子山岩体所属的伏岭复式岩体侵位于绩溪复向斜北东翼(图1b、图2),岩体周围构造较为发育,以近NNE向为主,NE向次之,包括绩溪断裂、千丈岭断裂、三阳断裂等。断裂沿线可见明显的多期次活动痕迹,钼矿化多与次一级断裂有关<sup>[19, 24-25]</sup>。

伏岭复式岩体主要为燕山期中酸性侵入岩,据前人研究,其大体可分为燕山期4个阶段的岩浆侵入作用<sup>[19, 24-25]</sup>。太子山岩体赋存于伏岭复式岩体北东侧,主要赋矿围岩为似斑状花岗闪长岩(图3),外围为中粗粒钾长花岗岩、细粒钾长花

岩及似斑状钾长花岗岩,其多呈岩株状侵入于中、下寒武统地层,局部与上震旦统兰田组接触(图1b、图2)。含矿似斑状花岗闪长岩为灰白色,似斑状结构,基质主要为细粒半自形粒状结构,块状构造,斑晶多为斜长石(40%~50%)、石英(5%~10%)、角闪石(4%)等,自形-半自形,粒径为0.4~1.5 mm左右;基质为斜长石(10%~15%)、钾长石(10%~15%)、石英(5%~10%)、黑云母(5%)、角闪石(3%),粒径大小约为0.02 mm;副矿物为方解石、萤石、磷灰石、锆石等。岩石蚀变程度不高,可见黄铁矿化及少量硅化、绢云母化、钾化现象(图4 a、c、d)。张虹等<sup>[25]</sup>曾对伏岭复式岩体中鱼龙川单元进行单矿物K-Ar法测试,得到岩体成岩年龄为(120±2) Ma。但近年陈芳等<sup>[26]</sup>采用更加精细的锆石原位LA-ICP-MS U-Pb法得到饭蒸尖及小昌溪2个单元的成岩年龄分别为(133.9±1.1) Ma和(129.95±0.7) Ma。结合之前张虹等<sup>[25]</sup>详细的野外填图中各岩体单元接触关系分析,认为(133.9±1.1) Ma和(129.95±0.7) Ma分别代表岩浆侵入年龄和岩浆冷却结晶年龄,说明岩浆从侵入到结晶成岩至少经历了4 Ma左右<sup>[26]</sup>。此外,伏岭复式岩体花岗岩样品地球化学特征显示其属于过铝质的高钾钙碱系列,表现出富硅、铝、碱,较贫镁、钙和铁等特点,与下扬子地区的A型花岗岩相似<sup>[24-26]</sup>。

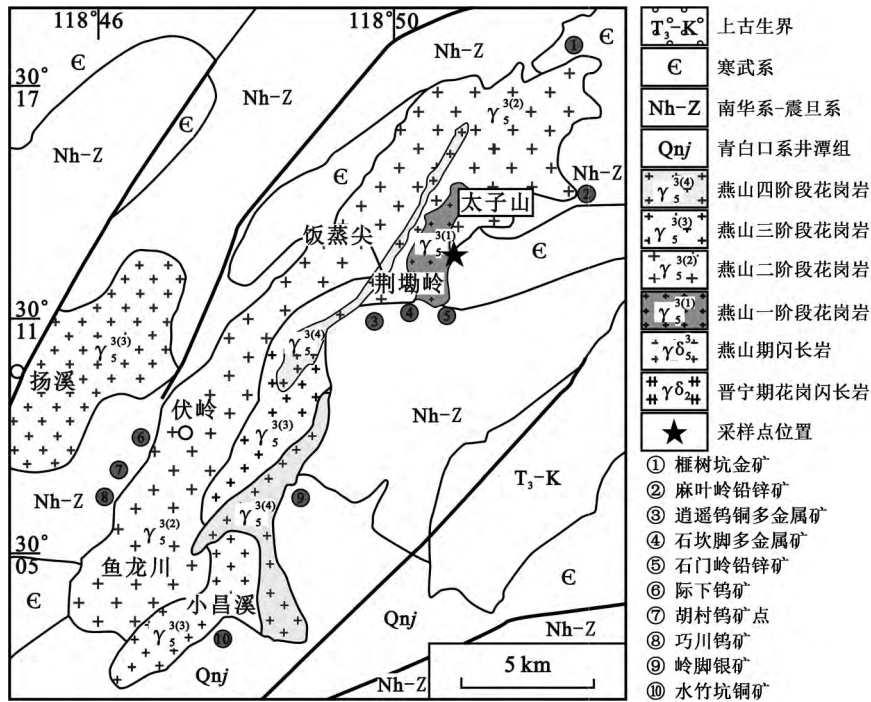


图 2 伏岭复式岩体太子山含矿单元地质图(据文献[24]修改)

Fig.2. Regional geological sketch map of Taizishan ore-bearing pluton , Composite Pluton .

研究区矿脉多以层状、枝杈状赋存于似斑状花岗闪长岩内部(图 3),常见分枝合并现象,辉钼矿化主要沿 NNE 向石英脉群发育。石英脉与周围岩体呈侵入接触关系,产状总体走向 15°~20°,倾角 65°~75°,沿走向长度变化较大,为 30~160 m 不等,深度 40 m 左右,宽约 1~2.5 m,单样品位为 0.0375%~0.380%。以 WYP 浅井及南北穿脉

为例(图 3),辉钼矿多呈银灰色,以浸染状、细颗粒状、鳞片状产出(图 4b),其中以鳞片状集合体较为常见,可富集成粗颗粒晶体,重量较大。片状集合体最大者达 4 cm,底面具条纹,多呈放射状,自中心向外发育,偶见柱状辉钼矿,矿物晶体纯度较高。根据目前已实施的工程布置,可以对太子山岩体的部分矿脉进行初步控制。WYP 浅井、穿

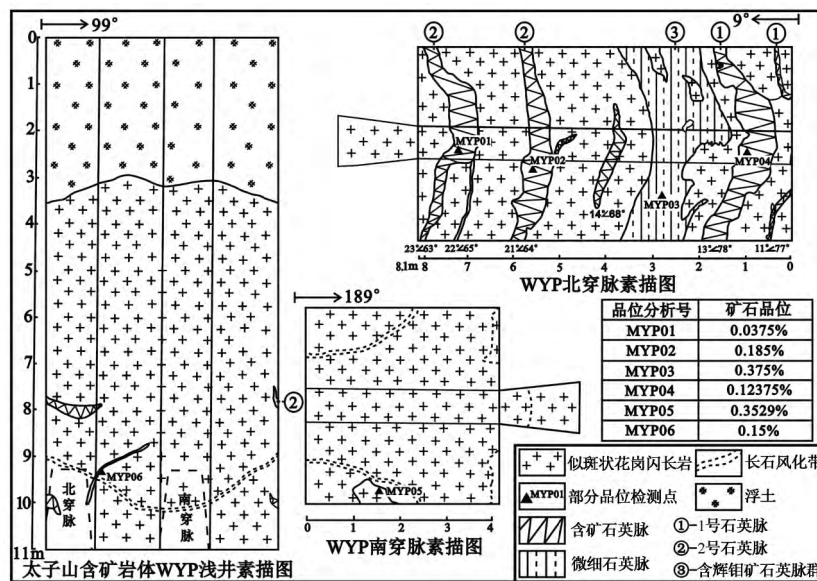
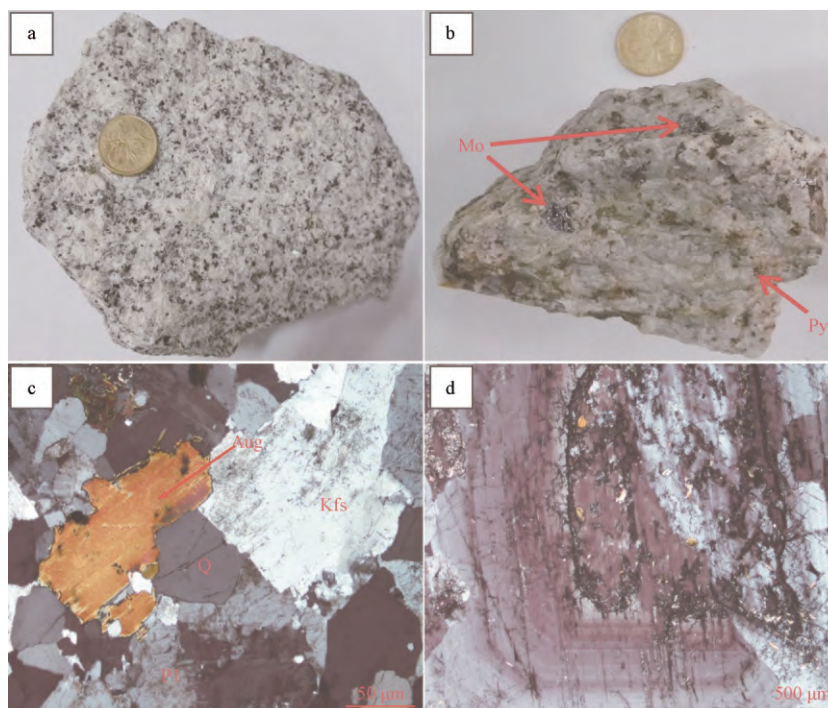


图 3 伏岭复式岩体太子山含矿单元 WYP 号浅井、南北穿脉素描图

Fig.3. Construction drawing of WYP shallow well , south cross drift and north cross drift of Taizishan ore-bearing pluton , Fuling Composite Pluton.



Mo-辉钼矿; Py-黄铁矿; Aug-角闪石; Kfs-钾长石; Pl-斜长石; Q-石英

a-似斑状花岗闪长岩手标本; b-辉钼矿手标本, 可见黄铁矿、黄铜矿等硫化物伴生; c-似斑状花岗闪长岩显微照片, 似斑状结构, 块状构造, 可见长石、石英斑晶; d-斜长石斑晶呈现环带结构, 具少量绢云母化

图 4 太子山含矿岩体似斑状花岗闪长岩及辉钼矿特征照片

Fig.4. Photographs of porphyritic granodiorite and molybdenite from Taizishan ore-bearing pluton.

脉揭露出的含石英脉包括 1 号脉、2 号脉和微细脉群(图 3)。1 号石英脉长度为 163 m、深度 40 m、宽度 1.65 m, 矿石品位变化较大, 为 0.02%~1.811%, 平均为 0.481%, 多与黄铜矿、黄铁矿等硫化物伴生; 2 号石英脉长度为 145 m、深度 36 m、宽度 0.7 m, 矿石品位为 0.02%~0.375%, 平均值 0.15%; 微细石英脉群长度为 18~25 m、深度 6 m、宽度 0.7 m, 品位 0.06%~0.15%, 平均值 0.11%。

### 3 样品采集与测试分析

辉钼矿作为钼矿床(点)的主要矿石矿物, 其形成年龄即可直接代表钼矿的成矿年代。此外, 辉钼矿体系封闭, 一旦形成 Re-Os 体系不易遭受破坏, Re 质量分数较高而 Os 质量分数低, 所含 Os 基本为放射性衰变形成的  $^{187}\text{Os}$  [27-28]。因此, 本文采用辉钼矿 Re-Os 同位素定年, 可有效限定太子山含矿岩体中辉钼矿的成矿时代。

#### 3.1 样品采集与处理

本次用于 Re-Os 及 S 同位素测试的辉钼矿样

品均采自太子山含矿岩体内, 为避免样品之间 Re、Os 质量分数差别太小而导致的等时线年龄误差, 上述样品在空间位置上保证了一定的距离, 取样范围基本覆盖整个岩体。考虑到大颗粒辉钼矿易发生失耦现象, 我们选择结晶颗粒细小, 且周围被石英或其他硅酸盐相矿物所包裹的辉钼矿晶体 [27-28]。将样品除去黄铁矿、黄铜矿等杂质, 挑选出纯净辉钼矿粉碎, 减小失耦因素对实验数据的影响。

#### 3.2 分析方法

本次辉钼矿的 Re-Os 同位素测试工作在国家地质实验测试中心 Re-Os 同位素年代学实验室内完成, 具体仪器为美国 TJA 公司生产的电感耦合等离子体质谱仪 (TJA X-series ICP-MS), 详细操作步骤及质谱测定技术参照文献 [28]。辉钼矿单矿物的硫同位素测试是在东华理工大学省部共建核资源与环境国家重点实验室培育基地进行, 具体分析仪器为 Flash-EA 型元素分析仪与 MAT-253 气体同位素比值质谱仪联机, 精度标准为  $\delta^{34}\text{S} \leq 0.2\%$ 。

3.3 测试结果

本次选定的 7 件辉钼矿样品 Re-Os 同位素测试结果如表 1 所示,其中,14JZ01、14JZ04 和 14JZ05 分别加作了 1 组平行样以检测数据稳定性。从表中可以看出,太子山含矿岩体辉钼矿样品  $w(\text{Re})$  处于  $0.7063 \times 10^{-6} \sim 12.190 \times 10^{-6}$  范围,平均值为  $4.648 \times 10^{-6}$ ,主要集中在  $1.313 \times 10^{-6} \sim 3.491 \times 10^{-6}$  之间, $w(^{187}\text{Os})$  变化于  $1.017 \times 10^{-9} \sim 17.01 \times 10^{-9}$ 。此外,测试样品普通 Os 的质量分数介于  $0.0008 \times 10^{-9} \sim 0.0998 \times 10^{-9}$ ,普 Os/ $^{187}\text{Os}$  值小于 0.5%,说明辉钼矿样品所含 Os 基本为放射性成因 Os。可根据公式计算得模式年龄为  $(132.8 \pm 2.0) \sim (140.5 \pm 2.0)$  Ma,其加权平均年龄为  $(135.8 \pm 2.2)$  Ma,MSWD 为 2.6,置信度 95%(图 5b)。利用 Isoplot 软件<sup>[29]</sup>对 10 个数据进行加权拟合,得到 1 条相关性良好的 $^{187}\text{Re}-^{187}\text{Os}$  等时线(图 5a),所对应的等时线年龄为  $(134.6 \pm 3.5)$  Ma,MSWD 为 5.1。结果显示,所得加权平

均年龄与等时线年龄在误差范围内保持高度一致,且 14JZ01、14JZ01 和 14JZ013 个样品的平行检测结果偏差极小(小于 0.5%),表明此次测试数据精确可靠,具有地质意义。此外,由表中数据可知,本次辉钼矿样品中 Re 与 $^{187}\text{Os}$  质量分数都远远大于普 Os 质量分数数个数量级,因此,辉钼矿样品中所含 Os 基本上为放射性成因的 $^{187}\text{Os}$ 。所以在 Re/Os 比值的计算过程中,可近似认为样品 Re/Os 比值约等于  $\text{Re}/^{187}\text{Os}$ ,其变化范围为 678.9~718.4。

对太子山含矿岩体所采集的 7 件辉钼矿样品中选择 4 件进行 S 同位素分析,实验分析结果如表 2 所示,4 件辉钼矿样品的  $\delta^{34}\text{S}$  值介于 7.2‰~8.0‰之间,主要集中于 7.9‰左右,平均值为 7.725‰。该范围明显大于幔源硫(0~3‰),而位于花岗岩岩浆的 $^{34}\text{S}$  值(5‰~15‰)区间<sup>[30]</sup>。因此,推测太子山含矿岩体中辉钼矿较窄的硫同位素变化范围说明成矿过程中的硫可能来自单一的硫源,即岩浆热液。

表 1 太子山含矿岩体辉钼矿 Re-Os 同位素测试结果

Table 1. Re-Os isotopic data for molybdenite from Taizishan ore-bearing pluton

编号	m/g	$w(\text{Re}) / 10^{-6}$		$w(\text{普 Os}) / 10^{-9}$		$w(^{187}\text{Re}) / 10^{-6}$		$w(^{187}\text{Os}) / 10^{-9}$		模式年龄 / Ma		Re/Os
		测定值	2 $\sigma$	测定值	2 $\sigma$	测定值	2 $\sigma$	测定值	2 $\sigma$	测定值	2 $\sigma$	
14JZ01-01	0.01074	12.1900	0.0800	0.0008	0.0145	7.6620	0.049	17.010	0.110	133.1	1.8	716.64
14JZ01-02	0.01612	11.8700	0.0900	0.0998	0.0169	7.4610	0.054	16.590	0.100	133.3	1.8	715.49
14JZ02	0.02138	8.9180	0.0590	0.0322	0.0094	5.6050	0.037	12.770	0.090	136.6	1.9	698.36
14JZ03	0.02150	0.7063	0.0064	0.0004	0.0076	0.4439	0.004	1.017	0.009	137.4	2.2	694.49
14JZ04-01	0.20070	1.3680	0.0130	0.0185	0.0012	0.8600	0.008	1.987	0.012	138.5	2.1	688.48
14JZ04-02	0.02030	1.3130	0.0100	0.0362	0.0163	0.8250	0.006	1.934	0.014	140.5	2.0	678.90
14JZ05-01	0.08109	2.4750	0.0220	0.0340	0.0025	1.5550	0.014	3.464	0.021	133.5	2.0	714.49
14JZ05-02	0.02014	2.5050	0.0180	0.0246	0.0068	1.5750	0.011	3.500	0.023	133.3	1.8	715.71
14JZ06	0.02161	1.6480	0.0140	0.0141	0.0091	1.0360	0.009	2.294	0.018	132.8	2.0	718.40
14JZ07	0.02070	3.4910	0.0220	0.0449	0.0079	2.1940	0.014	5.125	0.030	140.1	1.8	681.17

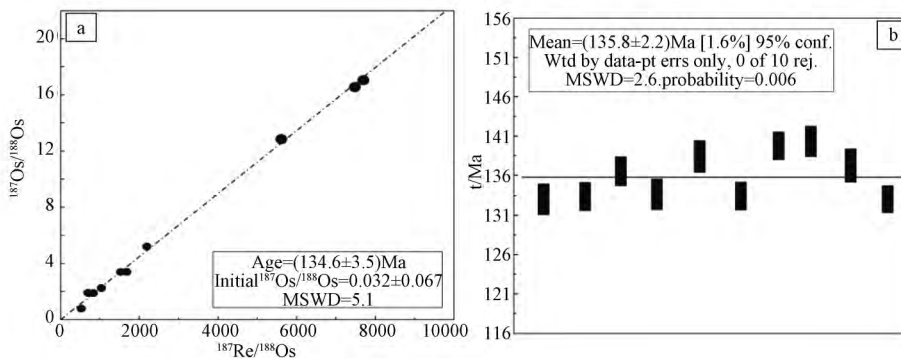


图 5 太子山含矿岩体辉钼矿 Re-Os 等时线图(a)与加权模式年龄图(b)

Fig.5. Isochron diagram (a) and weighted average of model age (b) of molybdenite in Taizishan ore-bearing pluton.

表 2 太子山钼含矿岩体辉钼矿 S 同位素测试结果

Table 2. Sulfur isotopic composition of molybdenite in Taizishan ore-bearing pluton

样品	产出形态	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}/\text{‰}$
14JZ01	颗粒状	7.8
14JZ02	浸染状	7.9
14JZ03	颗粒状	8.0
14JZ04	颗粒状	7.2
平均值		7.735

## 4 讨 论

### 4.1 含矿岩体成矿时代

辉钼矿在长期地质演化中稳定性较好(封闭温度约为 500 ℃),受外界热事件扰动较小,Re-Os 体系受损失可忽略<sup>[28,31]</sup>。太子山辉钼矿样品 Re-Os 等时线年龄(134.6±3.5) Ma 可代表钼矿化年龄,显示其成矿时代为早白垩世,属燕山晚期早阶段成矿。该结果与陈芳等<sup>[26]</sup>对伏岭岩体进行锆石原位 U-Pb 测试所得(133.9±1.1) Ma 的岩浆侵入年龄高度一致,均形成于早白垩世,可推测太子山含矿岩体成岩与成矿的关系密切,应为同一构造-岩浆-流体活动的产物<sup>[4,6,19]</sup>。

前人研究显示,太子山含矿岩体周边乃至皖南地区 Mo-W 多金属矿床的成岩成矿年龄多为(130~145) Ma:青阳百丈岩钨钼矿床的成岩年龄为(130±1.5) Ma,辉钼矿成矿年龄为(136.3±2.6) Ma<sup>[2]</sup>,宁国大坞尖钨钼矿床成岩年龄为(148.3±2.2) Ma,钼矿化年龄为(144.4±1.5) Ma<sup>[3]</sup>,祁门东源含钨花岗岩闪长斑岩成岩年龄为(146±1) Ma,钼矿成矿年龄为(146.4±2.3) Ma<sup>[1]</sup>。此外,皖南地区钼多金属矿床成矿年龄与长江中下游成矿带以及钦杭成矿带同类代表性矿床成矿年龄相近,三者成矿年龄主要集中在(130~160) Ma,符合地区早燕山 130~199 Ma 的成矿时限。并且,太子山地区钼矿化有可能与上述周边地区同时期成岩成矿事件为同一体系,属中国东部大规模燕山期岩浆作用的产物<sup>[5,7,9-10,23,32]</sup>。

### 4.2 成矿物质来源

前人研究认为,辉钼矿 Re-Os 体系作为硫化物成矿系统良好的指示剂,可有效地示踪矿床成矿物质来源、判断成矿过程中不同源区组分的混入程度<sup>[12,31]</sup>。Re 通常表现出极强的亲铁、亲铜特性,在地球分异演化过程中更趋向富集于硫化

物(如辉钼矿、黄铁矿等)及深部地幔、地核。Mao 等<sup>[12]</sup>系统收集了国内 14 个不同类型钼矿床的 Re 质量分数,认为从幔源到壳-幔混合来源再到壳源,辉钼矿中 Re 质量分数呈指数级下降。具体表现为幔源类型  $w(\text{Re})$  为  $n \times 10^{-4}$ ,壳幔混合类型  $w(\text{Re})$  为  $n \times 10^{-5}$ ,壳源类型  $w(\text{Re})$  为  $n \times 10^{-6}$ ,该规律也同样适用于与幔源、I 型及 S 型花岗岩有成因联系的钼矿床中。研究区 7 件辉钼矿样品  $w(\text{Re})$  介于  $0.7063 \times 10^{-6} \sim 12.19 \times 10^{-6}$  之间,平均值为  $4.65 \times 10^{-6}$ ,样品大部分集中于  $n \times 10^{-6}$  范围,表明成矿物质主要源于地壳。此外,本次样品 Re/Os 比值变化范围为 678.9~718.4,这与秦燕等<sup>[2]</sup>在研究区附近的百丈岩钼矿床中所采辉钼矿 Re/Os 比值变化范围(704.89~714.07)高度一致。后者之前经过陈江峰等<sup>[32]</sup>Sr-Nd 同位素的示踪研究,已经确定其成矿作用与燕山晚期的陆壳重熔型花岗岩有关<sup>[2]</sup>。张虹等<sup>[25]</sup>的研究同样认为伏岭复式岩体成岩物质主要来源于下地壳重熔,而幔源岩浆或地幔热源共同参与了成岩过程,提供一定量的物源或热量。

通常,热液矿床体系中单种矿物的  $\delta^{34}\text{S}$  值并不等于  $\delta^{34}\text{S}_{\text{SS}}$ ,但是可以根据矿床的矿物共生组合关系大致估计成矿流体的硫同位素组成<sup>[30,33]</sup>。由于该含矿岩体主要含硫矿物为辉钼矿、黄铜矿、黄铁矿等,手标本及镜下均未见到硫酸盐矿物,因此辉钼矿的硫同位素组成基本能够代表成矿流体的硫同位素组成<sup>[30,33]</sup>。研究区辉钼矿  $\delta^{34}\text{S}$  值介于 7.2‰~8.0‰ 之间,接近于周边的长江中下游成矿带中池州地区矽卡岩-斑岩型 W-Mo 矿床(辉钼矿均值 3.03‰~5.59‰<sup>[35]</sup>、安徽宁国大坞尖钨钼矿床(黄铁矿均值为 4.6‰~5.2‰<sup>[11]</sup>)以及皖南逍遥钨多金属矿床<sup>[4]</sup>(黄铁矿均值 6.65‰,磁黄铁矿均值 8.75‰,黄铜矿均值 4.7‰)。并且,该含矿岩体辉钼矿硫同位素组成具有很窄的变化范围(主要集中于 7.9‰ 左右,具微弱的塔式效应),该数值高于幔源硫(0~3‰)而低于地层硫,远低于海水硫而远高于强还原性地层硫同位素组成,但明显位于花岗质岩浆的  $^{34}\text{S}$  值区间(5‰~15‰)<sup>[30,33]</sup>。因此,依据太子山含矿岩体中辉钼矿窄的 S 硫同位素组成可以推测其硫源可能较为单一,为岩浆热液。

### 4.3 成矿动力学背景探讨

绩溪乃至整个皖南地区都处于扬子地块南缘

与华夏地块的结合部位,其南北分别为长江中下游成矿带东段和钦杭成矿带东段。因此,从大地位置及成矿时代上综合分析,太子山含矿岩体符合中国东部燕山期成矿体系的特征,本文也以中国东部为出发点,讨论其成矿动力学背景。毛景文等<sup>[5]</sup>提出,中国东部中生代时期具多阶段、大规模的爆发成矿特点,作为我国大型矿集区的重要组成部分,其地球动力学背景与华北克拉通地区在该时期的成矿环境相近。两大成矿区域大规模成矿作用主要发生在3个时期,即160~190 Ma、135~140 Ma和110~125 Ma,每个时期依次对应的构造背景分别为碰撞造山过程、构造体制大转折和岩石圈大规模拆沉作用<sup>[5,13,15,22,34]</sup>。太子山含矿岩体的成矿年龄为(134.6±3.5) Ma,表明其与上述第2阶段成矿环境相耦合,即构造大转折时期。研究区经历第1阶段(中三叠世-中侏罗世)扬子克拉通与华北克拉通相互作用阶段,岩石圈伸展减薄,地幔隆升之后,于135~140 Ma受环太平洋构造域的影响,主要构造线方向由之前的南北向调整为北东-北北东向<sup>[5,7,18,22]</sup>。在此地球动力机制转换期间,区域岩石圈性质仍然表现为伸展期的地幔隆升,且壳-幔混合逐渐强烈,加剧了区内的岩浆侵位作用,控制了中国东部地区较大规模多金属矿床的形成<sup>[5,7-8,10,22-23,34]</sup>。周翔等<sup>[19]</sup>与张虹等<sup>[25]</sup>曾对研究区周围广泛出露的含暗色包体(或大颗粒角闪石斑晶)高钾钙碱性花岗岩进行分析,也都验证了区内与成岩成矿关系密切的花岗质岩浆主要来源于地壳物质重熔,侵位过程中有幔源物质的混合,符合该时期大地构造特征。

## 5 结 论

(1) 皖南绩溪太子山含矿岩体中辉钼矿样品 Re-Os 同位素等时线年龄为(134.6±3.5) Ma,表明其成矿于早白垩世,属中国东部早燕山晚期大规模成矿作用的产物。

(2) 太子山含矿岩体中辉钼矿 Re 质量分数为 $0.7063 \times 10^{-6} \sim 12.19 \times 10^{-6}$ 之间,平均值为 $4.65 \times 10^{-6}$ ,辉钼矿硫同位素组成 $\delta^{34}\text{S}$ 主要集中在7.9‰附近,指示硫源可能较为单一,为岩浆热液。

(3) 太子山含矿岩体中钼矿化形成于中国东部中生代大爆发成矿第二阶段,即构造体制大转折时期,属于该区岩石圈减薄、伸展背景下大规模燕山晚期岩浆事件的产物。

## 参 考 文 献:

- [1] 周翔,余心起,王德恩,等. 皖南东源含 W、Mo 花岗闪长斑岩及成矿年代学研究[J]. 现代地质, 2011, 25(2): 201-210.
- [2] 秦燕,王登红,李延河,等. 安徽青阳百丈岩钨钼矿床成矿年龄测定及地质意义[J]. 地学前缘, 2010, 17(2): 170-177.
- [3] 李斌,张赞赞,吴明安,等. 皖南宁国大均尖钨钼矿床成矿年龄——以花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄为依据[J]. 地质通报, 2015, 34(2-3): 569-578.
- [4] 杜玉雕,刘家军,余心起,等. 安徽逍遥钨多金属矿床成矿物质来源与成矿: 碳、硫和铅同位素证据[J]. 中国地质, 2013, 40(2): 566-579.
- [5] 毛景文, Stein H, 杜安道, 等. 长江中下游地区铜金(钼)矿 Re-Os 年龄测定及其对成矿作用的指示[J]. 地质学报, 2004, 78(1): 121-131.
- [6] 侯明金. 江南隆起带(安徽部分)燕山晚期岩浆活动与深部过程[D]. 合肥: 合肥工业大学(博士论文), 2005: 87-101.
- [7] Mao J W, Wang Y T, Lehmann B, et al. Molybdenite Re-Os and albite  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of Cu-Au-Mo and magnetite porphyry systems in the Yangtze River valley and metallogenic implications[J]. *Ore Geology Reviews*, 2006, 29(3-4): 307-324.
- [8] Xie G Q, Mao J W, Li X W, et al. Late Mesozoic bimodal volcanic rocks in the Jinniu basin, Middle-Lower Yangtze River Belt (YRB), East China: Age, petrogenesis and tectonic implications[J]. *Lithos*, 2011, 127(1-2): 144-164.
- [9] Zhou T F, Fan Y, Yuan F, et al. Geochronology and significance of volcanic rocks in the Ning-Wu Basin of China[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(2): 185-196.
- [10] 周涛发,范裕,袁峰,等. 长江中下游成矿带地质与矿产研究进展[J]. 岩石学报, 2012, 28(10): 3051-3066.
- [11] 李斌,张赞赞,吴明安,等. 安徽宁国大均尖钨钼矿床成矿流体及成矿物质来源——来自氢、氧和硫同位素证据[J]. 矿床地质, 2017, 36(2): 291-302.
- [12] Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H, et al. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian mountains and its geological significance[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(11-12): 1815-1818.
- [13] Sun W D, Xie Z, Chen J F, et al. Os-Os dating of copper and molybdenum deposits along the Middle and Lower reaches of the Yangtze river, China[J]. *Economic Geology*, 2003, 98(1): 175-180.
- [14] Song G X, Qin K Z, Li G M, et al. Geochronology and ore-forming fluids of the Baizhangyan W-Mo deposit in the Chizhou Area, Middle-Lower Yangtze Valley, SE-China[J]. *Resource Geology*, 2013, 63(1): 57-71.
- [15] Wu F Y, Ji W Q, Sun D H, et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions of the Mesozoic granites in southern Anhui Province, China[J]. *Lithos*, 2012, 150: 6-25.



- [16] 李双, 杨晓勇, 孙卫东. 皖南歙县邓家坞钼矿床年代学及 Hf 同位素地球化学研究 [J]. 岩石学报, 2012, 28(12): 3980-3992.
- [17] 肖鑫, 周涛发, 袁峰, 等. 安徽青阳高家坞钼矿床成岩成矿时代及其地质意义 [J]. 岩石学报, 2017, 33(3): 859-872.
- [18] 胡瑞忠, 毛景文, 范蔚茗, 等. 华南陆块陆内成矿作用的一些科学问题 [J]. 地学前缘, 2010, 17(2): 13-26.
- [19] 周翔, 余心起, 杨赫鸣, 等. 皖南绩溪县靠背尖高 Ba-Sr 花岗闪长斑岩年代学及其成因 [J]. 岩石学报, 2012, 28(10): 3403-3417.
- [20] 谢桂青, 毛景文, 李瑞玲, 等. 鄂东南地区大型矽卡岩型铁矿床金云母<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 同位素年龄及其构造背景初探 [J]. 岩石学报, 2008, 24(8): 1917-1927.
- [21] 任纪舜, 牛宝贵, 和政军, 等. 中国东部的构造格局和动力演化 [J]. 地学研究, 1997(29-30): 43-55.
- [22] 董树文, 马立成, 刘刚, 等. 论长江中下游成矿动力学 [J]. 地质学报, 2011, 85(5): 612-625.
- [23] 华仁民, 毛景文. 试论中国东部中生代成矿大爆发 [J]. 矿床地质, 1999, 18(4): 300-308.
- [24] 郑勇, 余心起, 王德恩, 等. 安徽绩溪伏岭岩体隆升时代的磷灰石裂变径迹证据 [J]. 地质论评, 2009, 55(3): 385-394.
- [25] 张虹, 戴圣潜, 管运财, 等. 皖南绩溪伏岭岩体岩石地球化学特征 [J]. 中国地质, 2005, 32(3): 411-416.
- [26] 陈芳, 王登红, 杜建国, 等. 安徽绩溪伏岭花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄的精确测定及其地质意义 [J]. 岩矿测试, 2013, 32(6): 970-977.
- [27] Stein H J, Sundblad K, Markey R J, et al. Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuittila-Kivisuo, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: Testing the chronometer in a metamorphic and metasomatic setting [J]. *Mineralium Deposita*, 1998, 33(4): 329-345.
- [28] Du A D, Wu S Q, Sun D Z, et al. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: molybdenites HLP and JDC [J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 2004, 28(1): 41-52.
- [29] Ludwig K. *User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel* [M]. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4, 2003: 1-70.
- [30] Ohmoto H, Goldhaber M B. Sulfur and carbon isotopes [A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* [M]. 3rd ed. New York: John Wiley and Sons, 1997: 517-612.
- [31] Suzuki K, Lu Q, Shimizu H, et al. Determination of osmium abundance in molybdenite mineral by isotope dilution mass spectrometry with microwave digestion using potassium dichromate as oxidizing agent [J]. *The Analyst*, 1992, 117(7): 1151-1156.
- [32] 陈江峰, 周泰禧, 李学明, 等. 安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶、钨同位素制约 [J]. 地球化学, 1993(3): 261-268.
- [33] Ohmoto H. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits [J]. *Economic Geology*, 1972, 67(5): 551-578.
- [34] Wang F Y, Liu S A, Li S G, et al. Zircon U-Pb ages, Hf-O isotopes and trace elements of Mesozoic high Sr/Y porphyries from Ningzhen, eastern China: Constraints on their petrogenesis, tectonic implications and Cu mineralization [J]. *Lithos*, 2014, 200-201: 299-316.
- [35] 宋国学, 秦克章, 李光明. 长江中下游池州地区矽卡岩-斑岩型 W-Mo 矿床流体包裹体与 H、O、S 同位素研究 [J]. 岩石学报, 2010, 26(9): 2768-2782.