赣西北大岭上钨矿黑云母花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄、 Hf 同位素及其与 W、Cu 矿化的关系

彭花明^{1,2,3)},袁琪²⁾,李秋耘³⁾,夏菲²⁾,张博譞²⁾,但小华⁴⁾,张中山⁴⁾,董晓峰⁴⁾

1) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京,100083;

2) 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,南昌,330013;

3)中国地质科学院地质研究所,北京,100037;4)江西地质矿产局赣西北地质大队,江西九江,332000

内容提要: 武宁县大岭上钨矿是赣西北大湖塘矿集区的重要组成部分,矿产类型以 W 为主,伴生有 Cu、Mo 等, 成矿与燕山期花岗岩密切相关。本文重点研究了大岭上燕山期黑云母花岗斑岩锆石的 U-Pb 年龄及其 Hf 同位素特 征,探讨了黑云母花岗斑岩的成岩年龄、物源性质及岩石与矿化的关系。本区黑云母花岗斑岩结晶锆石的加权平均 年龄为 130.4±1.6Ma,代表花岗斑岩的结晶年龄,该年龄与晚白垩世前后中国东部区域构造体制从挤压缩短变形向 大陆伸展转换的时期(135Ma)基本一致。黑云母花岗斑岩结晶锆石 ε_{Hf}(t)值为 +3.38 ~ +8.63,二阶段模式年龄为 684~1020Ma,说明大岭上黑云母花岗斑岩源岩物质主要为 1020Ma 之前从地幔中脱离出来的壳源物质,但有地幔物 质混染。该区黑云母花岗斑岩的成岩年龄比矿集区钨矿的成矿年龄小,说明该黑云母花岗斑岩与矿区钨矿在成因 上无关。黑云母花岗斑岩在空间上与矿区铜矿化密切共生,成岩物源中混染的幔源物质可能 Cu 元素的携载者,这 些 Cu 叠加在早期钨矿中。大岭上矿区的钨、铜矿化是不同矿化时间和不同矿化种类叠加的产物。

关键词:锆石 U-Pb 年龄;Hf 同位素;成岩成矿关系;黑云母花岗斑岩;江西大湖塘矿集区大岭上钨矿

赣西北大湖塘是目前世界上最大的钨矿区,为 世界级超大型钨、共(伴)生中型铜、钼的 W---Cu---Mo 多金属矿集区。大湖塘矿集区的成矿与该区燕 山期花岗岩类密切相关(林黎等,2006a,2006b;左全 狮,2006;丰成友等,2012;黄兰椿等,2012,2013;项 新葵等, 2012a, 2012b, 2013; Huang Lanchun and Jiang Shaoyong, 2014; Ma Zhihao et al., 2013, 2014; 左全狮等,2014,2015;蒋少涌等,2015)。目前已 有学者对大湖塘矿集区成矿地质条件(林黎等, 2006a, 2006b; 左 全 狮, 2006; 项 新 葵 等, 2012a, 2012b, 2013)、成矿年龄(丰成友等, 2012; Mao et al.,2013)和燕山期花岗岩特征及其与钨矿化关系 (黄兰椿等,2012, 2013, 2014; Ma Zhihao et al., 2013, 2014; 左全狮等, 2014, 2015; 蒋少涌等 2015) 作了研究,但是针对黑云母花岗斑岩的研究未见发 表,对大湖塘矿集区大量 Cu 矿的物质来源及铜矿 与燕山期岩体的关系至今也未见相关报道。武宁县 大岭上钨矿是大湖塘 W—Cu—Mo 矿集区的重要组 成部分,但是目前针对大岭上黑云母花岗斑岩的研 究才刚起步。本文利用高精度微区原位分析技术, 获得了精确的黑云母花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄和 锆石 Hf 同位素数据,对黑云母花岗斑岩的成岩年 龄、物源性质以及成岩与成矿的关系进行了探讨,首 次对矿区 Cu 的来源给出了一个较好的解释。

1 地质背景

大岭上钨矿位于扬子古板块东南缘江南造山带的九岭—鄣公山隆起带,南面紧邻钦杭结合带(杨明桂等,1997;江西地质矿产局,1984)。区域褶皱为九岭复式褶皱的靖林—操兵场次级背斜的东延部分(江西省地质矿产局,1984;林黎等,2006b;项新葵等,2012a;左全狮,2006)。该褶皱呈 NEE 向展布,在区内出露18km,至蓑衣洞被九岭花岗闪长岩体冲断。受九岭岩体影响,该褶皱两翼产状紊乱。区域断裂构造主要有近 EW(NEE)向、NE—NNE 向,NW和 SN 向四组。近 EW 向断裂可达数千米长,主要分布在新安里一带,是区内主要控岩控矿构造。NE—NNE 向断裂纵贯全区,长度一般大于 20km,与

注:本文为国家科技支撑计划项目(编号 2011BAB04B02)和教育部核资源与环境重点实验室开放基金项目(编号 NRE1209)的成果。 收稿日期:2014-10-11;改回日期:2015-06-28。责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2015.05.011

作者简介:彭花明,女,1965年生。博士研究生。主要从事岩石学研究。Email: hmpeng@126.com。

EW 向断裂复合控制岩体、岩脉或矿脉的展布。NW 向断裂仅在观音堂和茅公洞—石门寺一带见2条, 延长几百米—几千米,控制 NW 向展布的燕山期花 岗岩体和矿体。SN向断裂长度一般 < 200m, 为成 矿后期断裂。区域地层为晚元古界双桥山群,双桥 山群是一套深海火山一碎屑岩沉积建造,岩性主要 为浅变质砂岩、千枚状页岩和板岩并夹多层细碧岩。 区域出露的岩浆岩为晋宁期花岗闪长岩和燕山期花 岗岩。晋宁期花岗闪长岩呈岩基产出,是九岭岩基 的一部分,侵入于双桥山群地层中(钟玉芳等, 2005;袁媛等, 2012;张菲菲等, 2011)。燕山期花岗 岩体主要呈岩株、岩瘤或岩枝零星出露,大部分侵入 于晋宁花岗闪长岩岩基中,少数侵入双桥山群地层 中,与矿化关系密切。燕山期花岗岩主要岩性有似 斑状花岗岩、细粒花岗岩和花岗斑岩。石门寺矿段 的似斑状黑云母花岗岩的 LA ICP MS U-Pb 年龄为 138Ma(项新葵, 2012b)、147.4Ma 和 148.3Ma(Mao Zhihao et al., 2014), 细粒花岗岩 U-Pb 年龄为 144.7Ma 和 146.1Ma(Mao Zhihao et al., 2014),花 岗斑岩的 U-Pb 年龄为 135Ma (项新葵, 2012b)、 143.0Ma 和 143.1Ma(Mao Zhihao et al., 2014);大 岭上中细粒白云母花岗岩的 U-Pb 年龄为 133. 7Ma, 细粒二云母花岗岩为 130. 7Ma (Huang Lanchun and Jiang Shaoyong, 2014); 南陡崖矿区(一 矿带)的细粒黑云母花岗岩的黑云母钾氩法年龄为 143Ma,黑云母花岗斑岩的黑云母钾氩法年龄为 134Ma(林黎,2006a);狮尾洞矿段的似斑状白云母 花岗岩的 U-Pb 年龄为 144.2 Ma(黄兰椿等, 2012), 花岗斑岩的 U-Pb 年龄为 134.6Ma (黄兰椿等, 2013)。在区域上研究区隶属九岭 W、Sn 多金属成 矿带中的大湖塘 W、Sn 多金属成矿远景区。在区域 150 km² 范围内已发现 15 个大一小型的钨(锡、钼) 矿床(点),3个锡矿床(点)和3处铜矿化点。主要 矿床有大湖塘钨矿、昆山钨矿、大河里钨钼矿、蓑衣 洞钨矿、茅公洞钨矿、新安里钨锡矿、石门寺钨钼矿。 矿点、矿床呈 NNE 向成群展布(图 1a)。矿化类型 复杂多样,以细脉浸染型、石英大脉型为主,其次有 爆破角砾岩筒型、云英岩型。

大岭上钨矿矿区内断裂构造发育,以 NNE、 EW、NW 和 NS 向为主。规模较大的 NNE 向和 EW 向断裂复合或单一控制着燕山期小岩体(脉)群的 展布;NW、EW 向断裂控制矿体、矿脉的产状、形态 和分布。矿区 NS 向断裂多为矿后断裂,切断矿体 (图 1b)。矿区断裂构造多表现为多期次活动特点, 断裂带中见有岩脉和含钨石英脉的充填,但同时又 见同一断裂切断岩脉和矿脉。矿区出露的地层为双 桥山群浅变质岩,但在矿区内仅零星出露。矿区内 岩浆岩为晋宁期花岗闪长岩和燕山期花岗岩。晋宁 期花岗闪长岩在矿区内广泛出露,呈岩基产出,是矿 区的主要赋矿围岩。大岭上矿段燕山期岩浆岩的岩 性有似斑状花岗岩、中细粒花岗岩、黑云母花岗斑岩 和花岗斑岩(或白云母花岗斑岩)。似斑状花岗岩 和中细粒花岗岩呈岩株、岩瘤状侵入晋宁期花岗闪 长岩体中,黑云母花岗斑岩呈半环状产于晋宁期花 岗闪长岩中,花岗斑岩(或白云母花岗斑岩)呈 NE 或 NNE 向岩脉近似平行于黑云母花岗斑岩产出。 在野外见燕山期所有岩石单元均侵入于晋宁期花岗 闪长岩中;黑云母花岗斑岩侵入到似斑状花岗岩中 (图1b),在黑云母花岗斑岩手标本中见似斑状花岗 岩角砾(图 1b);花岗斑岩(或白云母花岗斑岩)切 穿矿体,为矿后岩浆岩(图1b)。爆破角砾岩出露于 矿区西部的西陡崖,集中区在平面上呈近葫芦形椭 圆状,长轴方向为北东向,明显受北东向断裂控制。 爆破角砾岩的角砾主要为晋宁期花岗闪长岩,似斑 状花岗岩,胶结物主要为石英脉,局部胶结物为长石 石英脉。该爆破角砾岩切断了黑云母花岗斑岩(图 1b),估计为黑云母花岗斑岩岩浆晚期的岩浆热液 引发的爆破。似斑状花岗岩、中细粒花岗岩和黑云 母花岗斑岩与矿化关系密切(林黎等,2006a, 2006b; 左全狮, 2006; 丰成友等, 2012; 黄兰椿等, 2012, 2013; 项新葵等, 2012a, 2012b, 2013; Huang Lanchun and Jiang Shaoyong, 2014), 花岗斑岩(或白 云母花岗斑岩)切断矿体,为矿后岩浆岩,与矿化无 关(图 1b)。大岭上矿区矿化类型主要有细脉浸染 状白钨矿、爆破角砾岩型钨铜矿和石英大脉型黑钨 矿。细脉浸染状白钨矿主要分布在燕山期似斑状花 岗岩、中细粒花岗岩与晋宁期花岗闪长岩的内、外接 触带中(外接触带为主),矿体呈似层状、与接触面 近似一致。爆破角砾岩型钨铜矿多呈团块状分布中 爆破角砾岩胶结物中,矿体倾角大,主要产于爆破角 砾岩筒中。石英大脉型黑钨矿主要产于晋宁期花岗 闪长岩内的石英脉中。

2 样品特征及测试方法

大岭上黑云母花岗斑岩在矿区呈近半环状岩脉 侵入于晋宁期花岗闪长岩和燕山期似斑状花岗岩 中,宽度约10~20m(图1b)。本文锆石样品选自矿 区 ZK120-1 钻孔(X: 3201605.834;Y:



图 1 赣西北大岭上钨矿地质图:(a)区域地质略图(据项新葵,2012b,改编);(b)矿区地质图(据赣西北队资料[●],修改)
Fig. 1 Geological map of Dalingshang Tungsten Deposite, Northwestern Jiangxi:(a) Regional geological sketch map(modified after Xiang Xinkui et al., 2012b);(b)ore-district geological map(modified after Northwest Jiangxi Geology Team[●])
图(a):Q-第四系;Pt₃shx-新元古代双桥山群修水组;Pt₃sha-新元古代双桥山群安乐林组;γ₅²⁻³-燕山早期第三阶段花岗岩;γ₅²⁻²-燕山早期第二阶段花岗岩;γ₆³-晋宁期花岗闪长岩。I-华北板块一华北陆块;I-I-I-中央造山带;I-扬子板块 - 扬子陆块;I₁-上扬子地块;I₂-中下扬子坳陷带;II₃-江南地块;II₄-雪峰过渡带;II₅-右江印支造山带;II-I-軟-杭(软州-杭州)结合(坳陷)带;II-II-F东山岛弧地体;II-II-P东山岛弧地体;II-II-P东山岛弧地体;II-II-P东西市场;II-II-P东西市场;II-P东西市场港域;II-II-P东西市场;III-P东西市场;II-P东西市场;III-P东西市场;II-P东西市场;II-P东西市场;III-P东西市场

Fig. (a): Q— Quaternary; Pt₃*shx*— Xiushui Formation of Neoproterozoic Shuangqiaoshan Group; Pt₃*sha*— Anlelin Formation of Neoproterozoic Shuangqiaoshan Group; Pt₃*sha*— Anlelin Formation of Neoproterozoic Shuangqiaoshan Group; Pt₃*sha*— Anlelin Formation of Neoproterozoic Shuangqiaoshan Group; Pt₃²⁻³— granite of the third stage of early Yanshanian; γ_5^{2-2} — granite of the second stage of early Yanshanian; γ_6^{3} — granodiorite of Jinning Period; I — North China plate—North China craton; I — II — Central Orogenic Belt of China; II — Yangtze plate—Yangtze block; II₁— upper Yangtze continent; II₂—middle and lower Yangtze depression belt; II₃—Jiangnan(southern Yangtze) massif; II₄—Xuefeng transition zone; II₅—Youjiang Indosinian orogenic belt; II — III — Qin-Hang(Qinzhou—Hangzhou) combination (depression) belt; II — III₁— Huaiyu mountain arc body; II — III₂—Wannian nappe body; II — III₃— Caledonian orogenic belt in the east of Hunan; II — III₄—Variscan, indosinian orogenic belt in Qinzhou—Indosinian orogenic belt; III — Cathaysia plate – Caledonian orogenic belt in South China; II₁—Leading edge fold uplift belt from Luoxiao to northern Wuyi mountain; III₂—landmass of South Hainan; II₃—Taiwan orogenic belt; III₃₋₁—Taiwan central orogenic belt; III₃₋₂—coastal mountains orogenic belt(Philippine Sea Plate)

图(b):γ π_5^{3-2} 一燕山晚期第二阶段花岗斑岩;γ $\beta\pi_5^{3-1}$ 一燕山晚期第一阶段黑云母花岗斑岩; γ_5^{2-3a} 一燕山早期第三阶段中细粒花岗岩; γ $_5^{2-3b}$ 一燕山早期第三阶段似斑状花岗岩;γ δ_2^3 一晋宁期花岗闪长岩;λoπ一石英斑岩脉;Br—爆破角砾岩;Pl—挤压片理化带;Bi—黑鳞云母化带;Qv—石英体;BN—断裂破碎带;tr—碎裂岩带

Fig. (b): $\gamma \pi_5^{3-2}$ — granite-porphyry of the second stage of late Yanshanian; $\gamma \beta \pi_5^{3-1}$ — biotite-granite-porphyry of the first stage of late Yanshanian; γ_5^{2-3a} — medium—fine granite of the third stage of early Yanshanian; γ_5^{2-3b} — porphyric-like granite of third stage of early Yanshanian; $\gamma \delta_2^{3}$ — granodiorite of Jinning Period; $\lambda_0\pi$ — quartz porphyry vein; Br— explosive breccia; Pl— structural schistosition belt; Bi— protolithionite zone; Qv— quartz volume; BN— faulted and shattered zone; tr— cataclastic rock zone

38591702.173)270~280 m 之间的黑云母花岗斑岩 岩心,样品较新鲜。

黑云母花岗斑岩呈深灰色,斑状结构,块状构 造。斑晶约占全岩的 10% ~ 15%,大小 0.1~10 mm 不等,多数在 0.2~0.5mm 之间;斑晶自形一半 自形,主要为条纹长石、石英和斜长石,部分斑晶边 缘有被溶蚀现象。基质约占全岩的85%~90%,为 微晶的长英质矿物和黑云母。岩石绢云母化强烈。 岩石中见有星点状、团块状黄铜矿(图2)。该花岗 斑岩斑晶含量不多,且颗粒细小,不易被肉眼发现, 所以岩石很容易被误认是微细粒花岗岩。

锆石单矿物挑选在河北廊坊完成,制靶、照像和

同位素测试工作均在西北大学大陆动力学国家重点 实验室完成。U、Pb 同位素分析仪器为德国 Lambda Physik AG 公司生产的 GeoLas 2005 型激光剥蚀等 离子体质谱仪(LA-ICP-MS),采用的标准锆石为 91500。锆石测点的位置尽量避开了裂缝和包裹体。 数据处理利用 glitter 4.0 软件包完成,谐和图制作和 加权平均年龄的求算利用 Isoplot(V.3.23) 程序完 成(Ludwig,2003)。具体实验分析流程可见文献 Jackson 等(2004)和 Yuan Honglin 等(2004)。该方 法单个数据点的误差为 1σ,采用的年龄为²⁰⁶ Pb/²³⁸ U 年龄,其加权平均值为 95% 的置信度。

锆石原位 Lu-Hf 同位素微区测定在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。使用的仪器型号是装有 193nm ArF 激光器的 NePtune HR Mc-ICP-MS。激光和 MC-ICP-MS 系统的运行参数详见 Yuan Honglin 等(2008)。详细的分析方法参考 Wu Fuyuan 等(2006)。

3 分析结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄

被测试锆石无色透明、多为四方长柱和四方双 锥聚形,柱面发育,宽多为30μm,长宽比多为3:1~ 5:1(图3)。

锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年结果见表 1,年龄谐 和图见图 4。从表 1 和图 4 可以看出,表观年龄值 在 126.7~136 Ma 之间数据点基本落在谐和线上 (图 4),数据可用;表观年龄值在 256~299 Ma 之间 的 3 个数据点和 598~721 Ma 之间的 2 个数据点均 偏离谐和线(图 4),数据不准确;18 号测点表观年 龄值的谐和度偏大,数据不可用。所以,本文只对 126.7~136 Ma年龄段的数据进行进一步讨论。

表观年龄在 126.7~136 Ma 的锆石的 CL 图像 暗黑(图3),其 Th 含量为 157.14×10⁻⁶~480.59× 10⁻⁶,U含量为 1870.11×10⁻⁶~4728.01×10⁻⁶, Th/U平均值为 0.08,小于 0.1(表 1)。其加权平均 年龄为 130.4±1.6 Ma(MSWD = 3.4)(图 4)。

3.2 Hf 同位素组成

大岭上钨矿黑云母花岗斑岩锆石 Hf 同位素有效分析数据及其特征数值计算结果见表2 和图5。

表2显示:研究区锆石的 n(¹⁷⁶Lu)/n(¹⁷⁷Hf)比 值都小于0.0017,说明这批锆石在形成之后只有极 低的放射性成因 Hf 的积累,Hf 同位素数据基本可 以反映锆石形成时的特征。

本文锆石有效 n (¹⁷⁶ Hf)/n (¹⁷⁷ Hf) 值在 0.282802~0.282950之间,平均0.282843;ε_{Hf}(t)为 +3.38~+8.63,平均+4.86;T_{DM2}为684~ 1020Ma,平均值926 Ma。

4 讨论

4.1 岩石年龄

表观年龄在 126.7~136 Ma 的锆石的 CL 图像 呈暗黑(图 2),其 U 含量很高(1870.11×10⁻⁶~ 4728.01×10⁻⁶),Th/U 平均值为 0.08,小于 0.1(表 1)。这种 CL 图像呈暗黑,Th/U 比值小于 0.1 的锆 石可以是受后期热液改造的热液锆石也可以是形成 于岩浆晚期富含含铀富挥发份的高温流体阶段岩浆 锆石(彭花明等,2014;Belousova et al,,2002;Griffin et al,,2002;Corfu et al,2003;吴元保等,2004;

图 2 武宁县大岭上钨矿区黑云母花岗斑岩手标本和显微镜下照片 Fig. 2 Hand speciman and microscope photo (the slice for EPMA) of the biotite granite porphyry in Dalingshang tungsten deposit, Wuning county, northwestern Jiangxi





图 3 武宁县大岭上钨矿区黑云母花岗斑岩锆石阴极发光图片 Fig. 3 The cathodoluminescence image of zircons from the biotite granite porphyry in Dalingshang tungsten deposit, Wuning county, northwestern Jiangxi

Hoskin,2005;唐俊华等,2008)。在被研究的黑云母 花岗斑岩中除这些 U-Pb 表观年龄在 126.7~136Ma 之间的、CL 图像呈暗黑的锆石外,还存在表观年龄 大于 136Ma 继承锆石(3、13 号点锆石)(图3)。这 些继承锆石的 CL 图像仅在裂隙处(3 号点锆石)和 边缘很窄的范围出现暗黑,表明它们在形成后(包 括被捕获后)受到后期热液改造的程度较弱。这可 以证明与3、13 号继承锆石寄生于同一黑云母花岗 斑岩中的 U-Pb 表观年龄在 126.7~136Ma 之间的 这些 CL 图像呈暗黑的锆石在形成后也只能受到较 弱的热液改造。那么这些整个颗粒 CL 图像暗黑的 锆石可能为形成于岩浆晚期富含高温流体阶段岩浆 锆石。彭花明等在 2014 年对锆石微量元素进行了 研究,也表明这些锆石形成于岩浆晚期富含流体但 还没有达到水饱和的阶段,属于岩浆晚期结晶的锆 石(彭花明等,2014)。确定了被研究黑云母花岗斑

1093

表1武宁县大岭上钨矿区黑云母花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄(Ma)

1

Table1 U - Pb age of zircons (Ma) from the biotite granite porphyry in Dalingshang tungsten deposit, Wuning county, northwestern Jiangxi

测	同位素含量及比值				同位素比值						同位素年龄(Ma)							Ti 温
点	总 Pb	Th	U	T 1	n(²⁰⁷ Pb)/	$/n(^{206} \text{Pb})$ $n(^{207} \text{Pb})$		$/n(^{235}\text{U})$ $n(^{206}\text{Pb})/$		$/n(^{238}U)$	$n(^{238}\text{U}) = n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206} \text{Pb}/n(^{238} \text{U}))$		谐和	度计 沮由
号		(×10 ⁻⁶))	In/U	测值	±lσ	测值	±lσ	测值	±lσ	测值	±lσ	测值	±lσ	测值	±lσ	度 (%)	(°C)
1	329.57	282.16	3611.61	0.08	0.04873	0.00326	0.13766	0.00865	0.02048	0.00033	135	111	131	8	131	2	100	1243
2	223.49	183.34	1370.55	0.13	0.05282	0.00548	0.34598	0.03465	0.0475	0.00124	321	178	302	26	299	8	101	792
3	74.04	105.83	128.94	0.82	0.06356	0.00406	1.03757	0.06434	0.11839	0.0018	727	139	723	32	721	10	100.3	766
5	416.8	236.04	4330.7	0.05	0.04854	0.00086	0.13813	0.0022	0.02064	0.00017	126	43	131	2	132	1	99.2	839
6	337.02	377.26	3723.4	0.10	0.04884	0.00091	0.13367	0.00225	0.01985	0.00016	140	45	127	2	126.7	1	100.2	915
7	291.8	195.02	3196.61	0.06	0.04922	0.00126	0.13766	0.00332	0.02029	0.00018	158	61	131	3	129	1	101.6	746
8	185.13	480.59	1870.11	0.26	0.0527	0.00449	0.15454	0.01255	0.02126	0.00044	316	147	146	11	136	3	107.4	814
9	475.42	117.43	2717.86	0.04	0.0578	0.00134	0.36225	0.00463	0.04545	0.00036	522	15	314	3	287	2	109.4	866
10	370.2	259.74	3939.79	0.07	0.04969	0.00104	0.14182	0.00271	0.0207	0.00018	180	50	135	2	132	1	102.3	724
11	411.23	278.02	4422.28	0.06	0.05301	0.00395	0.15506	0.01093	0.02121	0.00039	329	127	146	10	135	2	108.1	752
13	160.16	173.78	346.62	0.50	0.06721	0.00231	0.90164	0.02528	0.09728	0.00109	844	40	653	13	598	6	109.2	682
14	290.27	107.38	1808.51	0.06	0.05634	0.00518	0.31484	0.02776	0.04052	0.00095	466	155	278	21	256	6	108.6	742
18	362.21	131.11	4019.83	0.03	0.09104	0.00198	0.3819	0.00757	0.03042	0.00027	1447	42	328	6	193	2	169.9	760
19	252.65	258.6	2722.84	0.09	0.04989	0.0051	0.13709	0.01348	0.01993	0.00047	190	177	130	12	127	3	102.4	718
21	324.35	200.63	3562.47	0.06	0.04934	0.00086	0.13791	0.00212	0.02027	0.00017	164	42	131	2	129	1	101.6	773
22	224.3	181.32	2435.1	0.07	0.05126	0.00524	0.15001	0.01475	0.02122	0.00051	253	177	142	13	135	3	105.2	1435
23	438.51	157.14	4728.01	0.03	0.05031	0.00126	0.14282	0.00228	0.02059	0.00017	209	22	136	2	131	1	103.8	745
24	288.66	255.38	3082.89	0.08	0.05317	0.00433	0.15573	0.01205	0.02124	0.00042	336	140	147	11	135	3	108.9	771

注:数据处理采用 GLITTER(ver 4.0, Macquarie University)程序。

岩中的结晶锆石为形成于岩浆晚期富含流体的阶段,这类锆石的加权平均年龄应该反映岩浆结晶晚期时段的年龄,即该年龄更接近岩浆的结晶年龄。 所以,我们认为130.4±1.6Ma(MSWD=3.4)可以认为是大岭上黑云母花岗斑岩的结晶年龄。

野外见黑云母花岗斑岩侵入到细粒二云母花岗 岩中(图 1b), Huang Lanchun and Jiang Shaoyong (2014)获得大岭上中细粒白云母花岗岩和细粒二 云母花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为为 133.7±0.5Ma 和 130.7±1.1Ma,本研究的大岭上 黑云母花岗斑岩的年龄比中细粒白云母花岗岩和细 粒二云母花岗岩的年龄小与野外观测到的岩体的先 后切穿关系一致。

葛肖虹等(2014)研究认为,晚白垩世前后中国 东部构造体制发生了重大转折,从挤压缩短变形让 位于大陆伸展。万天丰等(2012)研究认为:在大约 135Ma,中国东部区域性最大主压应力由 WNW— ESE 向转向 NNE—SSW,NE—NNE 向断层由逆断层 转变为正断层(即从挤压力学环境转向拉张力学环 境)。万天丰等(2012)明确指出,在135~56Ma 期 间,中国东部常形成源区深、就位浅的花岗岩。本区 黑云母花岗斑岩呈半环状岩脉产出,明显受环形断 裂和 NE 向断裂控制,为拉张环境侵位。该花岗斑 岩的约130Ma 的成岩时间与区域上伸展构造环境 转换的时间基本一致。

前人研究成果显示,大湖塘矿集区钨矿成矿年 龄在138~144 Ma(丰成友等,2012;项新葵等, 2013;Mao et al.,2013;蒋少涌等,2015),大岭上黑 云母花岗斑岩的成岩年龄(130.4Ma)比钨成矿年龄 小。我们认为,该黑云母花岗斑岩与矿区的钨成矿 无关,与矿区铜矿有关(后有详述)。在野外露头常 见大量明显的黄铜矿交代黑钨矿的现象,说明铜矿 形成于钨矿之后,所以黑云母花岗斑岩的成岩年龄 比钨矿化年龄小是可以理解的。

4.2 岩浆源岩物质示踪

由于锆石形成后基本不会有明显的放射性成因 Hf 的积累,而且其中的 Hf 受后期岩浆热事件的影 响很小,所测样品的¹⁷⁶ Hf/¹⁷⁷ Hf 基本可以代表其形 成时体系的 Hf 同位素组成(Scherer, 2000; Shu Xujie,2011),所以结合锆石 U-Pb 定年数据,锆石原 位 Hf 同位素可以很好地示踪岩浆源区特征(Scherer et al.,2000;Griffin et al.,2002)。

表 2 和图 5 显示:大岭上黑云母花岗斑岩锆石 的 ε_H(*t*)数值在 +3.38~+8.63 之间(主要在 3.38 ~4.19 之间),二阶段模式年龄为 684~1020Ma,反 映黑云母花岗斑岩的源岩主要为 1020Ma 之前从地 幔脱离出来的地壳物质,但是有地幔物质混染。

前已分析,大岭上黑云母花岗斑岩形成于 130.4Ma,成岩时间与区域上伸展构造环境转换的 时间基本一致。伸展构造环境有利于深部(下地壳 或地幔)物质上侵,比如在临近大岭上钨矿区的上 高县出露有137Ma的玄武岩(彭头平等,2004)。这 进一步说明,形成于区域上为伸展构造环境时期的 大岭上黑云母花岗斑岩中混染有幔源物质的地质推 论有合理性。

4.3 与W、Cu成矿关系

丰成友等(2012)和 Mao 等(2013)等对大湖 塘矿集区辉钼矿 Re-Os 同位素定年进行了研究,得 到成矿年龄分别为141~144 Ma和138~144 Ma。 蒋少涌等(2015)利用白钨矿 Sm-Nd 定年法或得 142.4±8.9Ma 成矿年龄。这些成矿年龄与大湖 塘矿集区似斑状花岗岩成岩年龄基本一致,但比本 研究的黑云母花岗斑岩的成岩年龄更大。说明该期 (约140Ma)钨矿化在成因上与与这期黑云母花岗

表 2 武宁县大岭上钨矿区黑云母花岗斑岩锆石 Hf 同位素组成

Table 2 Hf isotopes of zircons from the biotite granite porphyry in Dalingshang tungsten deposit,

点	年龄	n(¹⁷⁶ Yb)	$/n(^{177}{ m Hf})$	$n(^{176}\text{Lu})/n(^{177}\text{Hf})$		$n(^{176}{ m Hf})/n(^{177}{ m Hf})$		<i>n</i> (¹⁷⁶ Hf)	a (0)	a (t)	$T_{\rm DM}$	T _{DM2}	f
号	(Ma)	测值	2σ	测值	2σ	测值	2σ	$n(^{177}\mathrm{Hf})_{i}$	$\epsilon_{\rm Hf}(0)$	$\epsilon_{\rm Hf}(\iota)$	(Ma)	(Ma)	J (Lu/Hf) _s
7	129	0.030726	0.000094	0.001144	0.000004	0.282825	0.00001	0.282822	1.43	4.19	607	967	-0.965548
21	129	0.027219	0.000137	0.00098	0.000004	0.282802	0.000007	0.282800	0.6	3.38	638	1020	-0.970477
22	135	0.028221	0.000108	0.001027	0.000004	0.282811	0.000008	0.282808	0.91	3.82	626	999	-0.969062
23	135	0.03262	0.000259	0.001167	0.000009	0.282828	0.000007	0.282825	1.51	4.41	604	961	-0.964853
24	131	0.04056	0.000258	0.00142	0.000009	0.28295	0.00001	0.282947	5.84	8.63	433	684	-0.957244

Wuning county, northwestern Jiangxi

注:表中锆石 Hf 同位素组成的计算参数为:¹⁷⁶Lu 衰变常数 \ 为 1.865 × 10⁻¹¹; 球粒陨石和亏损地幔的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷ Hf,¹⁷⁶ Hf/¹⁷⁷ Hf 分别为 0.0336 \ 0.282785, 0.03842 \ 0.28352; 平均地壳的 f_{cc} = -0.55。参数计算公式参照王彦斌等(2010)和吴福元等(2007)。

斑岩关系不大。





Fig. 4 LA-ICP-MS U-Pb concordia diagram of zircons from the biotite granite porphyry in Dalingshang tungsten deposit, Wuning county, northwestern Jiangxi





Fig. 5 Zircon Hf isotopic features of biotite granite porphyry in Dalingshang tungsten deposit, Wuning county, northwestern Jiangxi

最近的勘查发现,在平苗一带有较好的铜矿体 产出,在该铜矿化地区见有多条黑云母花岗斑岩岩 脉出露。在石门寺矿区中部,有黑云母花岗斑岩存 在的地方,矿体中的铜矿明显增加;爆破角砾岩筒 中,上部以钨矿化为主,下部靠近黑云母花岗斑岩的 地方以铜矿化为主(项新葵等,2012a, b, 2013)。 黑云母花岗斑岩与铜矿化的空间关系暗示黑云母花 岗斑岩可能与矿区中铜矿化有关。 一般来说钨来自上地壳,铜来自地幔或下地壳。 大岭上钨矿中有钨金属量 20833t,铜金属量 10500t, 大量的 Cu 与 W 共存于同一矿区。前面研究表明, 大岭上黑云母花岗斑岩源岩物质中有幔源物质混 染,这些幔源物质可能携带了大量的 Cu,这些 Cu 叠 加在早期的钨矿中。

5 结论

(1)大岭上钨矿黑云母花岗斑岩结晶锆石的加 权平均年龄为130.4±1.6Ma,代表黑云母花岗斑岩 的结晶年龄。该年龄与晚白垩世前后中国东部区域 构造体制从挤压缩短变形让位于大陆伸展的重大转 折时间(135Ma)一致。

(2)大岭上黑云母花岗斑岩结晶锆石 ε_{нf}(t)为
+3.38~+8.63,平均为+4.86,二阶段模式年龄为
684~1020 Ma,平均值 926 Ma。说明大岭上黑云母
花岗斑岩源岩主要为 1020 Ma 之前从地幔中脱离出
来的壳源物质,但是有地幔物质混染。

(3)大岭上矿区的钨成矿年龄为138~144 Ma, 比大岭上矿区黑云母花岗斑岩结晶年龄(130.4 Ma)大,说明大岭上矿区黑云母花岗斑岩与矿区钨 矿的形成无关。

(4)大岭上黑云母花岗斑岩的源岩物质中混染 的幔源物质可能是大岭上矿区中 Cu 元素的携载 者,这些 Cu 叠加在早期形成的钨矿上。

致谢: 诚挚感谢评审专家和责任编辑提出的宝 贵意见。

注释 / Note

余忠珍,罗小洪,丁少辉等.《江西武宁一宜丰地区铜锡钨矿评价项目总体设计》.2004.

参 考 文 献 / References

- 丰成友,张德全,项新葵,李大新,瞿泓滢,刘建楠,肖晔.2012. 赣西北 大湖塘钨矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年及其意义. 岩石学报,28 (12):3858 ~ 3868.
- 葛肖虹,刘俊来,任收麦,袁四化.2014.中国东部中一新生代大陆构造的形成与演化.41(1):20 ~ 38.
- 黄兰椿,蒋少涌.2012. 江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩锆石 U-Pb 年代学、地球化学及成因研究. 岩石学报, 28(12):3887 ~ 3900.
- 蒋少涌,彭宁俊,黄兰椿等.赣北大湖塘矿集区超大型钨矿地质特征 及成因探讨.岩石学报,2015,32(6):639~655.
- 江西省地质矿产局.1984. 江西省区域地质志.北京:地质出版社,1~ 921.
- 李长明.2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述. 地质调查与研 究,33(3):161~175.
- 李双,杨晓勇,孙卫东.2012.皖南歙县邓家坞钼矿床年代学及 Hf 同

1097

位素地球化学研究. 岩石学报,28(12):3980~3992.

- 李晓彦,陈能松,夏小平,孙敏,徐平,王勤燕,王新宇.2007.莫河花岗 岩的锆石 U-Pb 和 Lu-Hf 同位素研究:柴北欧龙布鲁克微陆块始 古元古代岩浆作用年龄和地壳演化约束.岩石学报,23(2):513 ~522.
- 林黎,占岗乐,喻晓平.2006a.江西大湖塘钨(锡)矿田地质特征及远 景分析.资源调查与环境,27(1):25~32.
- 林黎,余忠珍,罗小洪,丁少辉.2006b.江西大湖塘钨矿田成矿预测. 东华理工大学学报,(增刊):139~142.
- 彭花明,夏菲,严兆彬,杜后发,袁琪.2014.江西大岭上钨矿花岗斑岩 锆石特征、成因及意义.岩石矿物学杂志,33(5):1~14.
- 彭头平,王岳军,江志敏,喻晓彬,彭冰霞. 2004. 江西中西部地区白 玺纪玄武质岩石的⁴⁰ Ar/³⁹ Ar年代学和地球化学研究. 地球化 学,33(5):447~459
- 唐俊华,顾连兴,张遵忠,吴昌志,三金柱,汪传胜,刘四海,张光辉. 2008. 咸水泉片麻状花岗岩锆石热液增生边阴极发光及稀土元 素特征. 自然科学进展,18(7):769~777.
- 万天丰,赵庆乐. 2012. 中国东部构造一岩浆作用的成因. 中国科学:地球科学, 42(2):155~163.
- 王辉,丰成友,李大新,项新葵,周建厚.2015. 赣北大湖塘钨矿成岩成 矿物质来源的矿物学和同位素示踪研究,岩石学报,31(3): 725~739.
- 王彦斌,王登红,韩娟,雷泽恒,陈郑辉,屈文俊,许以明,资柏忠,王清 利.2010. 汝城高坳背钨一钼矿区花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同 位素及矿石辉钼矿 Re-Os 年龄.地质论评,56(6):820~830.
- 吴福元,李献华,郑永飞,高山. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学 应用. 岩石学报,23(2):185~220.
- 吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释 的制约. 科学通报,49(16):1589~1604.
- 项新葵,陈茂松,詹国年,钱振义,李辉,许建华.2012a.赣北石门寺矿 区钨多金属矿床成矿地质条件.地质找矿论丛,27(3):143~ 155.
- 项新葵,刘显沐,詹国年.2012b. 江西省大湖塘石门寺矿区超大型钨 矿的发现及找矿意义.资源调查与环境.33(3):141~151.
- 项新葵,王 朋,孙德明,钟波. 2013. 赣北石门寺钨多金属矿床同位 素地球化学研究. 地球学报,34(3):263~271.
- 杨明桂,梅勇文.1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. 华 南地质与矿产,(3):52~59.
- 袁媛,廖宗廷,王超. 2012. 江南隆起(九岭)多阶段构造演化的花岗 岩记录. 同济大学学报(自然科学版),40(9):1414 ~ 1421.
- 张菲菲,王岳军,范蔚茗,张爱梅,张玉芝.2011. 江南隆起带中段新元 古代花岗岩锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素组成研究. 大地构造 与成矿学,35(1):73~84.
- 赵姣龙,邱检生,李真,刘亮,李友连.2013. 福建太武山花岗岩体成因:锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素制约. 岩石学报,28(12): 3938~3950.
- 钟玉芳,马昌前,佘振兵,林广春,续海金,王人镜,杨坤光,刘强. 2005. 江西九岭花岗岩类复式岩基锆石 SHRIMP U-Pb 年代学. 地球科学,30(6):685~691.
- 左全狮.2006. 江西九岭西段大湖塘一李扬斗成矿区成矿地质条件 分析及进一步找矿前景评价.资源环境与工程,20(61):348 ~353.
- 左全狮,张中山,周欣.江西大湖塘矿田地质特征、控矿因素及找矿前 景分析. 矿产勘查,2015,28(1):25~32.
- 左全狮,章平,周才坚. 2014. 江西大湖塘矿集区燕山期岩浆岩基本 特征及其与成矿的关系. 矿产与地质, 28(5):519~526.
- Belousova E A, Griffin W L, O' Reilly S Y, et al. 2002. Igneous zircon:trace element composition as an indicator of source rock type

. Contrib. Mineral Petrol. , $143\!:\!602\sim\!622.$

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. ed. Rare Earth Element Geochemistry. New York: Elsevier, Scientific Publications B Y, 63 ~ 114.

Lithos. ,46: 53 ~ 551.

- Corfu F, Hanchar J M, Hoskin P W. 2003. Atlas of Zircon Textures. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53(1):469 ~ 500.
- Griffin W L, Wang Xiang, Jackson S E, Pearson N J, O'Reilly S Y, Xu Xisheng and Zhou Xinmin. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. Lithos, 61: 237 ~269.
- Hoskin P W O, Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator . Geology, 28(7): 627 ~630.
- Hoskin P W O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. Geochim. Cosmochim. Acta, 69(3): 637 ~ 648.
- Huang Lanchun and Jiang Shaoyong. 2014. Highly fractionated S-type granites from the giant Dahutang tungsten deposit in Jiangnan Orogen, Southeast China: geochronology, petrogenesis and their relationship with W-mineralization. Lithos, 202 ~ 203 (2014): 207 ~ 226.
- Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L and Belousova E A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. Chemical Geology, 211(1~2):47~69.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot 3. 00 User's Manual: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center, Special Publication No. 4a: 1 ~ 70.
- Mao Zhihao, Cheng Yanbo, Liu Jiajun, Yuan Shunda, Wu Shenghua, Xiang Xinkui and Luo Xiaohong. 2013. Geology and molybdenite Re-Os age of the Dahutang granite-related veinlets-disseminated tungsten ore field in the Jiangxi Province, China. Ore Geology Reviews, 53: 422 ~ 433.
- Mao Zhihao, Liu Jiajun, Mao Jingwen, Deng Jun, Zhang Feng, Meng Xuyang, Xiong Bikang, Xiang Xinkui , Luo Xiaohong. 2014. Geochronology and geochemistry of granitoids related to the giant Dahutang tungsten deposit, middle Yangtze River region, China: Implications for petrogenesis, geodynamic setting, and mineralization. Gondwana Research, 01292; 1 ~ 21.
- McDonough WF and Sun S-S. 1995. The composition of the earth. Chemical Geology, 120: 223 ~ 253.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. Chemical Geology, 184: 123 ~ 138.
- Scherer E E, Cameron K L and Blichert-Toft J. 2000. Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. Geochimca et Cosmochimica. Acta, 64(19):3413 ~ 3432.
- Shu Xujie, Wang Xiaolei, Sun Tao, Xu Xisheng and Dai Mengning. 2011. Trace elements, U-Pb ages and Hf isotopes of zircons from Mesozoic granites in the western Nanling Range, South China: Implications for petrogenesis and W – Sn mineralization. Lithos, 127 (3 ~ 4):468 ~ 482.
- Wu Fuyuan, Jahn B M, Wilde S A, Lo Chinghua, Yui Tzenfu, Lin Qiang, Ge Wenchun and Sun Deyou. 2003. Highly fractionated l-type granites in NE China(I): Geochronology and petrogenesis. Lithos, 66:241 ~ 273.
- Wu Fuyuan, Yang Yueheng, Xie Liewen, Yang Jinhui and Xu Ping.

2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. Chemical Geology, $234(1 \sim 2)$:105 ~ 126.

Yuan Honglin, Gao shan, Liu Xiaoming, Li Huiming, Günther D and Wu Fuyuan. 2004. Accurate U-Pb Age and Trace Element Determinations of Zircon by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. Geostandards and Geoanalytical Research, 28(3): 353 ~ 370.

Yuan Honglin, Gao Shan, Dai Mengning, Zong Chunlei, Gunther D, Fontaine G H, Liu Xiaoming, Diwu Chunrong. 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. Chemical Geology, 247(1~2): 100~ 118.

U-Pb Ages, Hf Isotope of Zircons from Biotite Granite Porphyry in Dalingshang Tungsten Deposite, Northwestern Jiangxi, and Relations to the W—Cu Mineralization

PENG Huaming^{1,2,3)}, YUAN Qi²⁾, LI Qiuyun³⁾, XIA Fei²⁾, ZHANG Boxian²⁾,

DAN Xiaohua⁴⁾, ZHANG Zhongshan⁴⁾, DONG Xiaofeng⁴⁾

1) School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083;

2) State Key Laboratory Breeding Base of Nuclear Resources and Environment,

East China Institute of Technology, Nanchang, 330013;

3) Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;

4) Geological Team of Northwestern Jiangxi, Jiujiang, Jiangxi, 332000

Abstract: Dahutang ore concentration area, with reserves of >1 million tonnes (Mt) of tungsten, is one of the largest tungsten deposits. Dalingshang tungsten deposit is an important deposite in the Dahutang ore concentration area. The mineralization of the Dalingshang tungsten ore deposit was closely related to biotite granite porphyry, but the features of the biotite granite porphyry have not been studied in detail yet. LA-ICP-MS Zircon U-Pb analyses yield the age of 130.4 ± 1.6Ma for the biotite granite porphyry. Zircon $\varepsilon_{\rm Hf}(t)$ values of the biotite granite porphyry are +3.38 to +8.63 and two stage Hf model ages($T_{\rm DM2}$) range from 684Ma to 1020Ma, suggesting that the biotite granite porphyry derived from the remelting of Mesoproterozoic crustal materials(>1020Ma) contaminated by some mantle materials. These mantle materials may have brought Cu to overlap the tungsten ore bodies. The biotite granite, with the age of 130.4Ma is younger than the tungsten ore bodies(138 ~ 144 Ma), indicating that they do not have a genetic relationship with each other.

Keywords: Zircon U-Pb ages; Hf isotope; relations to the W—Cu Mineralization; biotite granite porphyry; Dalingshang Tungsten deposit; Jiangxi