

文章编号: 0258-7106 (2012) 06-1237-12

黑龙江多宝山斑岩 Cu-Mo 矿床成岩成矿时代研究^{*}

向安平¹, 杨郅城¹, 李贵涛², 余宏全^{1* * *}, 关继东³, 李进文¹, 郭志军¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2 内蒙古地质矿产开发局, 内蒙古 呼和浩特 010020; 3 内蒙古第六地质矿产勘查开发院, 内蒙古 海拉尔 021008)

摘 要 多宝山斑岩型铜(钼)矿床是中国东北地区重要的斑岩型铜(钼)矿床, 文章对矿区主要成矿岩体及辉钼矿样品进行了系统的成岩成矿年代学研究。对成矿岩体采用高精度 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年, 获得成矿母岩花岗闪长斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 (474.8 ± 4.7) Ma, 矿体寄主岩石花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 (478.1 ± 4.1) Ma, 以及矿体外围黑云母花岗闪长岩的锆石 U-Pb 年龄为 (483.9 ± 4.5) Ma。矿体辉钼矿的 Re-Os 同位素模式年龄加权平均值为 (475.1 ± 5.1) Ma。测年结果显示, 多宝山斑岩铜(钼)矿床形成于早奥陶世。结合含矿地层、矿区岩石组合特征, 以及前人研究的岩石地球化学特征, 推测多宝山矿床形成于早奥陶世与板块俯冲有关的岛弧环境, 说明在区域上寻找类似多宝山的斑岩铜矿应沿早奥陶世多宝山-伊尔施岩浆岛弧带开展。

关键词 地球化学; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年; Re-Os 测年; 岛弧; 多宝山斑岩型铜(钼)矿床

中图分类号 P618.41 P618.65

文献标志码 A

Diagenetic and metallogenic ages of Duobaoshan porphyry Cu-Mo deposit in Heilongjiang Province

XIANG AnPing¹, YANG YunCheng¹, LI GuiTao², SHE HongQuan¹, GUAN JiDong³,
LI JinWen¹ and GUO ZhiJun¹

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 Inner Mongolia Bureau of Geology and Mineral Resources Development, Hohhot 010020, Inner Mongolia, China; 3 No.6 Institute of Geology and Mineral Exploration of Inner Mongolia, Hailar 021008, Inner Mongolia, China)

Abstract

The Duobaoshan porphyry Cu-Mo deposit is an important Cu deposit in Northeast China. Systematic isotope dating was conducted to determine the metallogenic age of the deposit. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating indicates that the parent granite-porphyry rocks and the host rocks intruded at (474.8 ± 4.7) Ma and (478.1 ± 4.1) Ma, respectively, the biotite granodiorite outside the parent granite-porphyry was formed at (483.9 ± 4.5) Ma. Meanwhile, seven Re-Os isotopic analyses of molybdenite yield a weighted average model age of (475.1 ± 5.1) Ma. These data show that the ore-forming process and the intrusion of the host rocks were completed in the early Ordovician. According to the ages of mineralization and intrusion of host rocks, the sedimentary setting of the Duobaoshan Formation and the geochemical characteristics of rocks hosting the deposit, the authors hold that the porphyry Cu-Mo deposit was formed in an island arc regime related to plate subduction in

^{*} 本文为地质调查项目(N1014)、“十一五”国家科技支撑计划重大项目(编号:2006BAB01A10)和国家基础科研项目(编号:2013CB429800)联合资助成果

第一作者简介 向安平,男,1986年生,硕士研究生,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:xap2011@sina.cn

**** 通讯作者** 余宏全,男,研究员,矿物学、岩石学、矿床学专业。Email:shehongquan@sina.com

收稿日期 2011-11-17; **改回日期** 2012-11-01。秦思婷编辑。

the Early Ordovician, and that the prospecting direction for such a type of porphyry copper deposits should be in the magma island arc belt distributed in Duobaoshan-Yi'ershi area.

Key words: geochemistry, LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, Re-Os dating, island arc, Duobaoshan porphyry Cu-Mo deposit

多宝山斑岩铜(钼)矿床是中国东北地区重要的斑岩型铜(钼)矿床,其铜、钼资源量均达大型规模^{①②}。矿区位于兴蒙造山带东北段(赵一鸣等,1997b),嫩江县城北 146 km 处,地理坐标介于北纬 50°12'00"~50°16'00",东经 125°45'00"~125°50'00"之间,矿体产于加里东期花岗闪长岩和早奥陶世多宝山组安山岩、凝灰岩中。前人对多宝山矿床的地质特征、成矿作用和成岩成矿时代已做过大量的研究^③(黑龙江省地质矿产局,1991 杜琦等,1988 赵一鸣等,1997a 葛文春等,2007),由于测年方法和测试样品不一,获得的年龄数据范围在 175~485 Ma,差异很大,使得人们对其成矿地质背景亦有争议。准确测定矿床的成岩成矿时代,对深入认识矿床的形成原因、探讨成矿地质背景以及确定区域找矿方向都有重要的意义。为此,笔者系统采集了矿区内与成矿有关的所有岩体(花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、黑云母花岗闪长岩)以及辉钼矿样品,分别进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年和 Re-Os 同位素测年,获得的锆石 U-Pb 年龄与 Re-Os 同位素年龄有良好的一致性,确定了矿床的成岩成矿时代。

1 区域地质概况

多宝山铜(钼)矿床的大地构造位置处于大兴安岭构造-岩浆带北东段,嫩江断裂西北侧。本区出露地层以奥陶系、志留系为主,此外零星分布有泥盆系、二叠系及侏罗系;区内地层沿 NW 向呈带状展布,远离本区地层转为 NE 向。区内老地层仅见于新开岭隆起一带,主要为兴华渡口群片麻岩、黑云变粒岩、片岩、混合岩、千枚岩、板岩和中性火山岩。区内岩浆活动以加里东期和华力西中期为主,华力西晚期和燕山期次之。与成矿有关的岩浆活动主要是加里东期,为花岗闪长岩和花岗闪长斑岩。

在区域成矿位置上,该矿床位于中南蒙古-大兴安岭成矿带北东端,自古生代至燕山晚期区内构造-岩浆作用频繁,伴随有利成矿的岩浆作用,成矿物质极易富集成矿,因此,区内矿产资源丰富,包括铜、铅、锌、铁等均有产出,其中,主要的矿产资源为铜,矿区及外围有 10 个铜矿床(点),多宝山斑岩铜(钼)矿床是区域的典型代表,其次是三矿沟矽卡岩型铜矿和铜山斑岩型铜矿。

2 矿区地质概况

矿区出露地层包括下-中奥陶统铜山组、多宝山组,上奥陶统裸河组、爱辉组,中-下志留统黄花岗组(图 1)。其中,下-中奥陶统多宝山组与成矿关系密切,主要为一套滨海-浅海相的火山熔岩和火山碎屑岩、碎屑火山沉积岩组合(图 2a),以岩性复杂纵、横方向上变化大且遭受不同程度的动力变质和热液蚀变作用为特点(杜琦等,1983),但遍布矿区的主体岩石为中性到中-基性的安山岩、玄武岩或苦橄岩类,由于岩石遭受后期变质作用较为严重,肉眼难以辨别,镜下鉴定包括绢云母化多宝山组安山岩(图 2b)、蛇纹石化苦橄岩(图 2c)以及动力变质作用下的片岩(图 2d)。

多宝山铜(钼)矿床位于多宝山倒转背斜近核部的南西翼,成矿前与成矿后断裂构造较发育。成矿前以 NW 向构造为主,NE 向次之,还有少量近 EW 向构造,这些构造显示了矿区多期性和继承性活动及断裂力学性质曾多次交替变化等特征。矿床主要位于成矿前的 NW 向弧形构造带转变与 NE 向和近 EW 向断裂交叉部位。矿体群主要受 NW 向片理化带控制,呈雁形排列(图 1)。各矿体群间首尾不相接,在每个矿体群中,由多条平行及首尾相重的矿体组成,反映控制矿体的成矿前构造原属压扭性,在

① 黑龙江省地质矿产局地质四队. 1983. 嫩江县多宝山铜矿床详查、初勘地质报告.

② 黑龙江省地质矿产局第二地质调查所. 1993. 黑龙江省嫩江县铜山铜矿详查报告.

③ 黑龙江省地质矿产局第三地质勘查所. 1995. 黑龙江多宝山及其邻区寻找大型斑岩铜矿的研究——“八五”国家科技攻关计划专题成果报告.

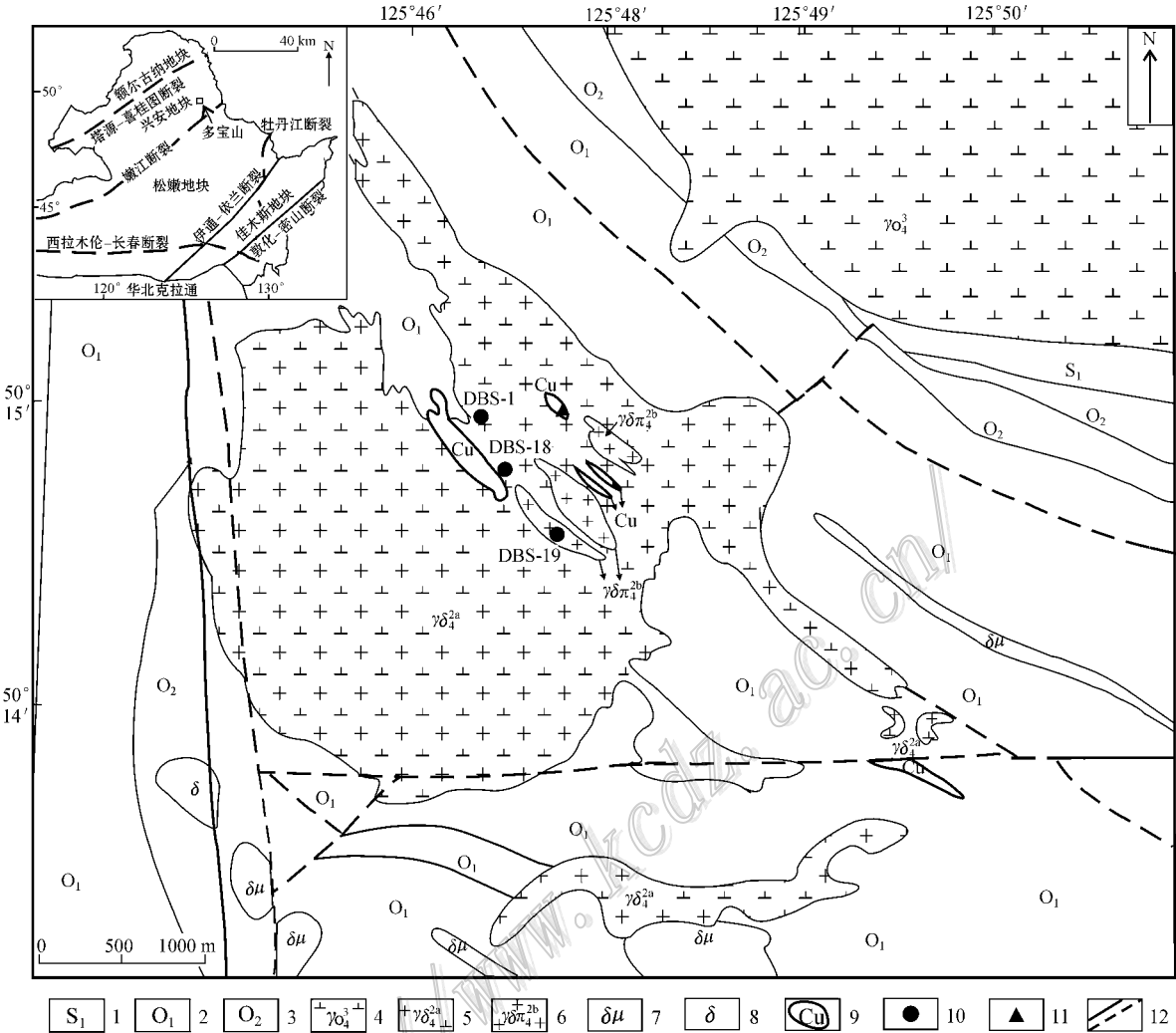


图 1 多宝山矿区地质略图^①

1—下志留统粉砂质板岩及变质粉砂岩；2—下奥陶统中性火山岩及火山碎屑岩；3—上奥陶统砂岩、页岩、板岩；4—斜长花岗岩；
5—花岗闪长岩为主，少许石英闪长岩；6—花岗闪长斑岩；7—闪长斑岩脉；8—闪长岩脉；9—矿体；10—岩体采样位置；
11—矿体采样位置；12—断层

Fig. 1 Schematic geological map of the Dubaoshan ore district

1—Lower Silurian arenaceous slate and meta-siltstone；2—Lower Ordovician intermediate volcanic rock and pyroclastic rock；3—Upper Ordovician sandstone/shale/slate；4—Plagiogranite；5—Granodiorite；6—Granodiorite-porphry；7—Diorite-porphry dike；8—Diorite vein；9—Ore body；
10—Sampling location of rock body；11—Sampling location of ore body；12—Faults

成矿阶段由于断裂沿走向变化及受 NE 向断裂的影响,使其显张扭性,有利于矿体就位。

多宝山铜(钼)矿区岩浆活动表现为 2 种形式：一种为喷出形式,另一种为侵入形式。前者形成多宝山组地层中的玄武岩、玄武安山岩、英安岩等,部分为苦橄质;后者主要表现为花岗闪长岩、花岗闪长斑岩侵入,其次为石英闪长岩、更长花岗岩及各类脉

岩等。与成矿关系密切的岩浆岩主要是侵入作用形成的花岗闪长岩和花岗闪长斑岩。

花岗闪长岩体 岩体地表呈弓石燕形,沿 NW 向延长,倾向南西,倾角 60°,面积 9 km²,向下有膨大趋势,延伸至地下 500 m,面积扩大为 16 km²,形态变为三角形(图 1)。与围岩界线清楚,多呈犬牙交错状,围岩均发生了不同程度的角岩化、黑云母化。

① 黑龙江省地质矿产局第二地质调查所. 1993. 黑龙江省嫩江县铜山铜矿详查报告.

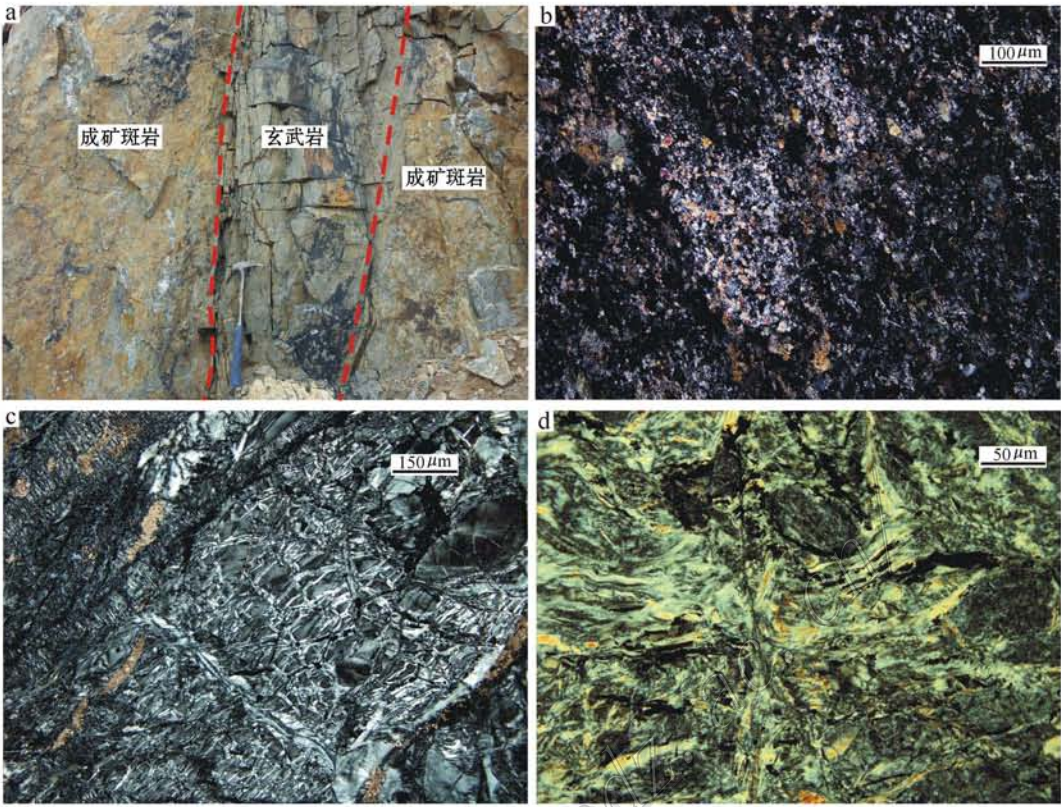


图 2 多宝山组地层岩石显微照片

a. 蚀变玄武岩与成矿斑岩; b. 绢云母化安山岩(DBS-53); c. 蛇纹石化苦橄岩(SKG-57); d. 片岩(DBS-53)

Fig. 2 Microstructure photographs of stratigraphic rocks in Duobaoshan Formation

a. Altered basalt and porphyry; b. Sericitized anorthosite in andesite; c. Serpentinized picrite; d. Schist

组成岩体的岩石主要有花岗闪长岩、斜长花岗岩,前者分布在岩体内部,后者分布在岩体边部,与其伴生的脉岩有闪长玢岩、细晶石英闪长岩。其中,花岗闪长岩呈灰白色、浅灰色-灰绿色,多具半自形粒状结构,部分呈似斑状花岗结构,块状构造,岩石由斜长石、石英、条纹长石、暗色矿物及少量硫化物组成;当钾长石(条纹长石)减少时,则变成斜长花岗岩。副矿物组合主要为锆石、磷灰石、榍石、磁铁矿。

花岗闪长斑岩体 出露于多宝山矿区中部,地表主要分成 2 个 NW 向分布的透镜状岩体,面积分别为 0.08 km²、0.09 km²,其产状倾向南西,倾角 75~80°,向北西侧伏,向下合并为一个岩体,并有明显膨大趋势。岩体侵入花岗闪长岩中,接触处呈犬牙交错,形态复杂,接触处花岗闪长岩明显碎裂,并有 3~10 cm 宽的变质圈,使两者的接触界线变得不清晰。与此伴生的脉岩有闪长岩、细晶闪长岩。岩石

为灰白色,斑状结构,斑晶含量 20%~28% 不等;基质为显微花岗结构,微晶以石英为主,其次为条纹长石和黑云母。岩石主要由斜长石、石英、钾长石、暗色矿物以及少量的副矿物(磁铁矿、磷灰石等)组成。岩石斑晶中,条纹长石含量大于 55% 时,命名为花岗闪长斑岩;条纹长石含量小于 5% 时,命名为斜长花岗岩斑岩。花岗闪长斑岩多分布在岩体中部或下部,斜长花岗岩斑岩多分布在岩体边部及上部,矿体的分布与斑岩体的分布密切相关,斑岩体外围到闪长岩内侧是主要的赋矿空间。本区岩石明显富硅,贫 Fe₂O₃、Al₂O₃、CaO。该类岩石高硅,可能是因为岩石含有较多的后期石英微细脉^①。

多宝山矿床由多个大小不等,形态不一的矿体组成,主要沿 NW 向弧形构造带环绕着花岗斑岩体分布(图 1)。矿体主要赋存在花岗闪长岩体内,呈透镜状、似板状和条带状产出(图 1);部分矿体赋存于

① 黑龙江省地质矿产局地质四队, 1983. 嫩江县多宝山铜矿床详查初勘地质报告。

多宝山组一段(安山岩)、铜山组三段凝灰质砂岩中;极少数矿体产于斑岩体内。矿化强弱呈递变关系,矿体与围岩多表现为过渡关系。

矿区围岩蚀变具有多期、多阶段的特点,蚀变受构造及花岗闪长斑岩体控制,空间分布具有一定的规律性,以 NW 向构造及花岗闪长斑岩体为中心,向外呈椭圆分布,依次为石英核→钾硅化带→黑云母-钾长石化带→石英绢云母化、绿泥石化、绿帘石化带→青磐岩化带。石英绢云母化、绿泥石-绢云母化为主要含矿蚀变带(杜琦等,1983)。

3 锆石 U-Pb 测年样品采集和测年结果

3.1 样品采集

为准确测定与成矿有关的岩体形成时代,笔者采集了矿区内与成矿有关的岩体样品 DBS-1、DBS-18、DBS-19 进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年。样品 DBS-1(采样位置 N50°14'47.6",E125°47'08.2")采自与矿体距离较远的黑云母花岗闪长岩中。黑云母花

岗闪长岩与成矿岩体为侵入接触关系(花岗闪长斑岩侵入黑云母花岗闪长岩中),分布于花岗闪长斑岩的外围,几乎不含矿,呈片麻状构造-块状构造,半自形粒状结构,部分为似斑状结构,二者渐变过渡,主要矿物为石英(含量 15%~30%)、斜长石(含量 50%~60%),已发生较强的黝帘石化和绢云母化)、条纹长石(含量 5%~10%)、角闪石(含量 5%~10%)和黑云母(含量 2%~5%),副矿物为磁铁矿、榍石、磷灰石、锆石等(图 3a)。DBS-18(采样位置 N50°14'38.6",E125°47'09.7")采自矿床的围岩花岗闪长岩,是主要的含矿岩体,环绕花岗闪长斑岩分布。岩石呈半自形粒状结构,部分为似斑状结构,二者成渐变关系,块状构造,矿物以斜长石为主(含量 65%~70%),其次是石英(含量 21%左右)、条纹长石(含量 5%~20%)、角闪石(含量 9%左右)以及少量的黑云母(图 3b)。DBS-19(采样位置 N50°14'30.8",E125°47'26.4")采自矿床成矿斑岩花岗闪长斑岩,以斑状结构为主,次为不等粒斑状结构,基质为显微花岗结构。斑晶以石英(含量 7%)和斜

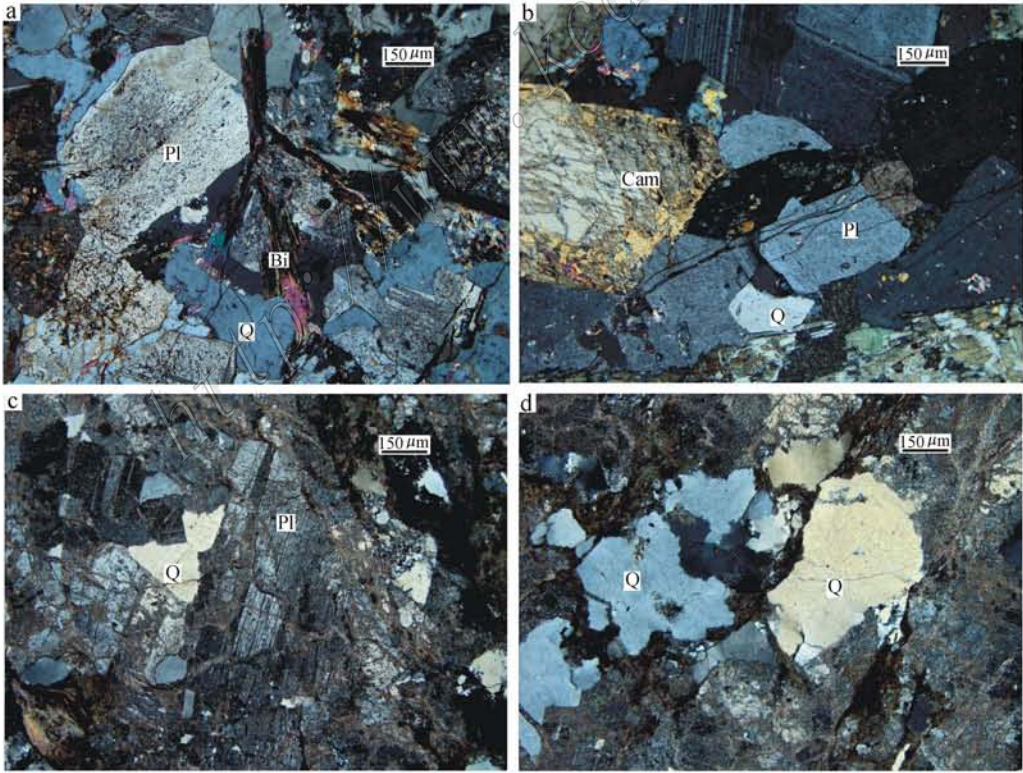


图 3 多宝山铜(钼)矿区岩体显微照片

a. 黑云母花岗闪长岩; b. 花岗闪长岩; c. 花岗闪长斑岩; d. 花岗闪长斑岩
Pl—斜长石; Bi—黑云母; Q—石英; Cam—单斜角闪石

Fig. 3 Microstructure photographs of rocks in the Duobaoshan ore deposit
a. Biotite-granodiorite; b. Granodiorite; c. Granodiorite porphyry; d. Granodiorite porphyry
Pl—Plagioclase; Bi—Biotite; Q—Quartz; Cam—Clinoclinoamphibole

长石(含量 38%~70%)为主,次为条纹长石(含量 0~33%)和少量黑云母;基质为显微粒状,主要为斜长石、石英、黑云母和钾长石,副矿物有锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿(图 3c、d),与花岗闪长岩呈侵入接触关系(花岗闪长斑岩侵入花岗闪长岩内),代表了矿区与成矿有关的所有岩体(具体的采样位置见图 1)。

3.2 样品处理、测试和测试结果分析

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年是一种近年来日趋成熟且被广泛运用的、测量精度较高的同位素测年方法(Liu et al., 2008 ;2010a ;2010b)。本次锆石分

选工作在冶金一局地质实验室完成,阴极发光(CL)图像在中国地质科学院电镜室完成,激光剥蚀熔融等离子质谱(LA-ICP-MS)锆石 U-Pb 同位素及锆石微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室进行。

镜下观察显示,3 个样品的锆石均呈无色透明的不规则粒状或板柱状,粒径 40~150 μm ,自形程度较高,CL 图像显示多数颗粒表面可见明暗相间的环带,且这些环带都较窄,即 3 个样品的锆石颗粒全部具有明显的岩浆锆石震荡环带(图 4)。

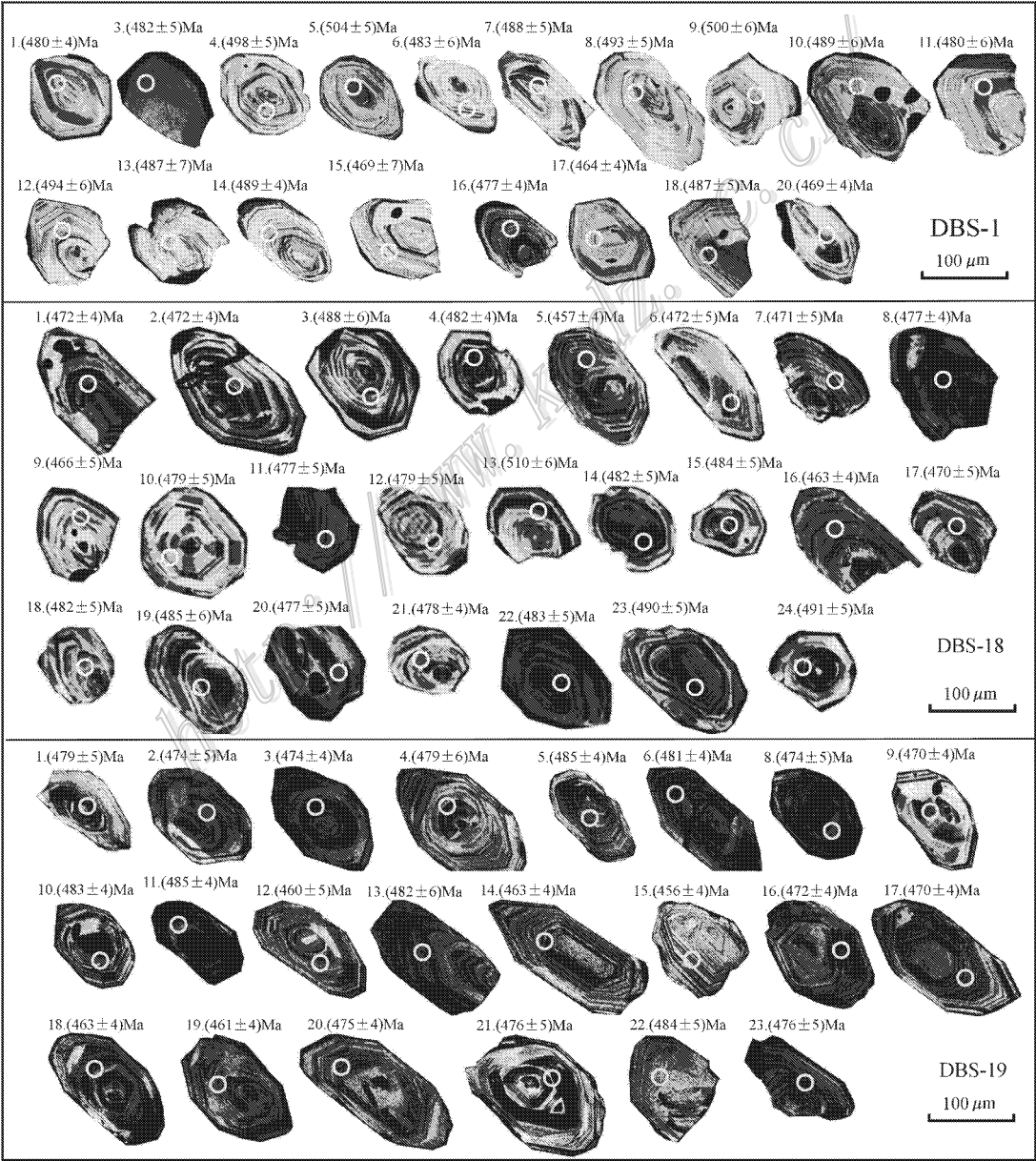


图 4 多宝山矿区相关岩体中锆石阴极发光图
Fig. 4 Cathodoluminescence images of representative zircons from rocks of the Duobaoshan deposit

3 个样品的锆石地球化学数据显示：DBS-1 锆石的 $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$ 分别为 $18.2 \times 10^{-6} \sim 143 \times 10^{-6}$ 和 $74 \times 10^{-6} \sim 283 \times 10^{-6}$ ， Th/U 比值为 $0.23 \sim 0.86$ ；DBS-18 锆石的 $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$ 分别为 $33.8 \times 10^{-6} \sim 97.3 \times 10^{-6}$ 和 $104 \times 10^{-6} \sim 225 \times 10^{-6}$ ， Th/U 比值为 $0.29 \sim 0.48$ ；DBS-19 锆石的 $w(\text{Th})$ 、 $w(\text{U})$ 分别为 $29.3 \times 10^{-6} \sim 157 \times 10^{-6}$ 和 $94.7 \times 10^{-6} \sim 296 \times 10^{-6}$ ， Th/U 比值为 $0.31 \sim 0.49$ (表 1)；显然三者都具有岩浆锆石的地球化学特征 (Williams et al., 1987)。详细样品处理、实验测试流程及数据处理过程可参考 Liu 等 (2008, 2010a, 2010b)。测试数据和有效数据的年龄谱和曲线分别见表 1 和图 5。

表 1 多宝山铜矿 LA-ICP-MS 锆石测试数据统计表
Table 1 LA-ICP-MS zircon analytical data of the Duobaoshan Cu deposit

测试点号	$w(\text{B})/10^{-6}$		Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$
	Th	U						年龄/Ma	年龄/Ma
DBS-1-01	68.1	186	0.37	0.6143	0.0178	0.0774	0.0006	480 ± 4	509 ± 65
DBS-1-02	149	184	0.81	0.4477	0.0186	0.0580	0.0008	363 ± 5	443 ± 79
DBS-1-03	24.2	106	0.23	0.6249	0.0243	0.0777	0.0008	482 ± 5	561 ± 89
DBS-1-04	48.4	140	0.35	0.6284	0.0212	0.0803	0.0008	498 ± 5	480 ± 74
DBS-1-05	42.6	122	0.35	0.6513	0.0242	0.0814	0.0009	505 ± 5	524 ± 84
DBS-1-06	73.7	152	0.48	0.5910	0.0219	0.0779	0.0009	484 ± 6	428 ± 83
DBS-1-07	72.4	162	0.45	0.6111	0.0203	0.0787	0.0009	488 ± 5	480 ± 44
DBS-1-08	111	229	0.49	0.6132	0.0190	0.0796	0.0009	494 ± 5	457 ± 72
DBS-1-09	19.2	82.1	0.23	0.6858	0.0266	0.0807	0.0010	500 ± 6	657 ± 84
DBS-1-10	18.2	74.0	0.25	0.6089	0.0272	0.0789	0.0010	489 ± 6	465 ± 100
DBS-1-11	20.6	78.1	0.26	0.6156	0.0266	0.0774	0.0010	481 ± 6	528 ± 96
DBS-1-12	24.4	96.2	0.25	0.6422	0.0276	0.0798	0.0010	495 ± 6	543 ± 90
DBS-1-13	24.9	89.3	0.28	0.6741	0.0310	0.0786	0.0012	488 ± 7	698 ± 100
DBS-1-14	119	262	0.45	0.6419	0.0166	0.0788	0.0007	489 ± 4	561 ± 57
DBS-1-15	143	256	0.56	0.5906	0.0197	0.0756	0.0011	470 ± 7	502 ± 71
DBS-1-16	120	283	0.43	0.5811	0.0162	0.0768	0.0006	477 ± 4	398 ± 58
DBS-1-17	45.7	135	0.34	0.6054	0.0224	0.0748	0.0007	465 ± 4	561 ± 83
DBS-1-18	61.7	171	0.36	0.6234	0.0185	0.0786	0.0008	488 ± 5	509 ± 67
DBS-1-19	53.7	85.2	0.63	0.2692	0.0154	0.0355	0.0006	225 ± 4	522 ± 133
DBS-1-20	137	272	0.50	0.5989	0.0177	0.0755	0.0006	469 ± 4	502 ± 63
DBS-1-21	152	177	0.86	0.2525	0.0122	0.0359	0.0004	228 ± 3	229 ± 10
DBS-1-22	111	136	0.81	0.2473	0.0125	0.0363	0.0005	230 ± 3	224 ± 10
DBS-1-23	56.8	98.8	0.58	0.2886	0.0140	0.0359	0.0006	227 ± 3	257 ± 11
DBS-1-24	83.0	117	0.71	0.2887	0.0142	0.0366	0.0005	232 ± 3	258 ± 11
DBS-18-01	82.6	184	0.45	0.6032	0.0183	0.0759	0.0007	472 ± 4	524 ± 69
DBS-18-02	55.9	143	0.39	0.6245	0.0225	0.0760	0.0007	472 ± 4	594 ± 106
DBS-18-03	41.4	107	0.39	0.6266	0.0253	0.0786	0.0009	488 ± 6	528 ± 87
DBS-18-04	97.3	225	0.43	0.6009	0.0174	0.0777	0.0007	482 ± 4	461 ± 65
DBS-18-05	80.9	223	0.36	0.5677	0.0165	0.0734	0.0006	457 ± 4	465 ± 67
DBS-18-06	33.8	116	0.29	0.5887	0.0230	0.0759	0.0009	472 ± 5	483 ± 93
DBS-18-07	52.0	126	0.41	0.6116	0.0213	0.0758	0.0008	471 ± 5	546 ± 71
DBS-18-08	68.5	170	0.40	0.7321	0.0241	0.0767	0.0007	477 ± 4	909 ± 69
DBS-18-09	42.4	120	0.35	0.5635	0.0195	0.0749	0.0008	466 ± 5	417 ± 81
DBS-18-10	44.1	111	0.40	0.6052	0.0263	0.0771	0.0008	479 ± 5	498 ± 96
DBS-18-11	44.1	146	0.30	0.5679	0.0181	0.0768	0.0008	477 ± 5	369 ± 71
DBS-18-12	43.8	149	0.29	0.6141	0.0219	0.0771	0.0009	479 ± 5	524 ± 81
DBS-18-13	61.5	149	0.41	0.6526	0.0207	0.0823	0.0009	510 ± 6	509 ± 70
DBS-18-14	39.7	114	0.35	0.6229	0.0238	0.0776	0.0008	482 ± 5	546 ± 87
DBS-18-15	79.0	169	0.47	0.6566	0.0221	0.0780	0.0008	484 ± 5	632 ± 70
DBS-18-16	64.5	140	0.46	0.6905	0.0230	0.0744	0.0007	463 ± 4	856 ± 71
DBS-18-17	54.3	120	0.45	0.5896	0.0220	0.0757	0.0009	470 ± 5	476 ± 90

续表 1
Cont. Table 1

测试点号	$\omega(\text{B})/10^{-6}$		Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$
	Th	U						年龄/Ma	年龄/Ma
DBS-18-18	39.8	107	0.37	0.6430	0.0248	0.0777	0.0009	482 ± 5	609 ± 88
DBS-18-19	50.9	160	0.32	0.5807	0.0204	0.0782	0.0009	485 ± 6	389 ± 83
DBS-18-20	49.9	104	0.48	0.6061	0.0245	0.0768	0.0009	477 ± 5	506 ± 89
DBS-18-21	60.8	157	0.39	0.6093	0.0209	0.0769	0.0007	478 ± 4	522 ± 76
DBS-18-22	52.2	142	0.37	0.5883	0.0195	0.0777	0.0008	483 ± 5	433 ± 76
DBS-18-23	60.2	155	0.39	0.6235	0.0204	0.0790	0.0008	490 ± 5	522 ± 74
DBS-18-24	72.9	177	0.41	0.6231	0.0204	0.0791	0.0009	491 ± 5	502 ± 70
DBS-19-01	88.5	186	0.48	0.5736	0.0202	0.0772	0.0009	479 ± 5	376 ± 80
DBS-19-02	59.7	141	0.42	0.6211	0.0197	0.0764	0.0008	474 ± 5	576 ± 69
DBS-19-03	76.8	166	0.46	0.5836	0.0170	0.0763	0.0007	474 ± 4	439 ± 67
DBS-19-04	43.1	125	0.35	0.5646	0.0232	0.0772	0.0010	479 ± 6	350 ± 94
DBS-19-05	61.1	178	0.34	0.5906	0.0183	0.0781	0.0007	485 ± 4	467 ± 73
DBS-19-06	70.4	199	0.35	0.5451	0.0173	0.0775	0.0007	481 ± 4	256 ± 74
DBS-19-08	111	234	0.48	0.5775	0.0173	0.0762	0.0008	474 ± 5	417 ± 65
DBS-19-09	70.9	150	0.47	0.5911	0.0189	0.0757	0.0006	470 ± 4	487 ± 74
DBS-19-10	157	296	0.53	0.6219	0.0167	0.0777	0.0007	483 ± 4	532 ± 56
DBS-19-11	89.0	208	0.43	0.6144	0.0169	0.0781	0.0007	485 ± 4	500 ± 61
DBS-19-12	42.4	108	0.39	0.6552	0.0226	0.0740	0.0008	460 ± 5	765 ± 76
DBS-19-13	29.3	94.7	0.31	0.6453	0.0261	0.0777	0.0010	482 ± 6	613 ± 89
DBS-19-14	68.6	196	0.35	0.5769	0.0181	0.0745	0.0007	463 ± 4	454 ± 69
DBS-19-15	93.0	205	0.45	0.5747	0.0162	0.0732	0.0007	456 ± 4	487 ± 63
DBS-19-16	49.6	128	0.39	0.6038	0.0220	0.0759	0.0007	472 ± 4	524 ± 83
DBS-19-17	64.0	159	0.40	0.5754	0.0190	0.0756	0.0006	470 ± 4	428 ± 76
DBS-19-18	113	232	0.49	0.5927	0.0177	0.0745	0.0007	463 ± 4	509 ± 65
DBS-19-19	62.3	162	0.39	0.5635	0.0182	0.0742	0.0007	461 ± 4	409 ± 68
DBS-19-20	80.8	216	0.37	0.5527	0.0161	0.0765	0.0007	475 ± 4	306 ± 72
DBS-19-21	65.6	164	0.40	0.5972	0.0237	0.0766	0.0008	476 ± 5	476 ± 87
DBS-19-22	44.3	102	0.44	0.6563	0.0272	0.0780	0.0009	484 ± 5	654 ± 88
DBS-19-23	56.8	138	0.41	0.5566	0.0180	0.0766	0.0008	476 ± 5	322 ± 74

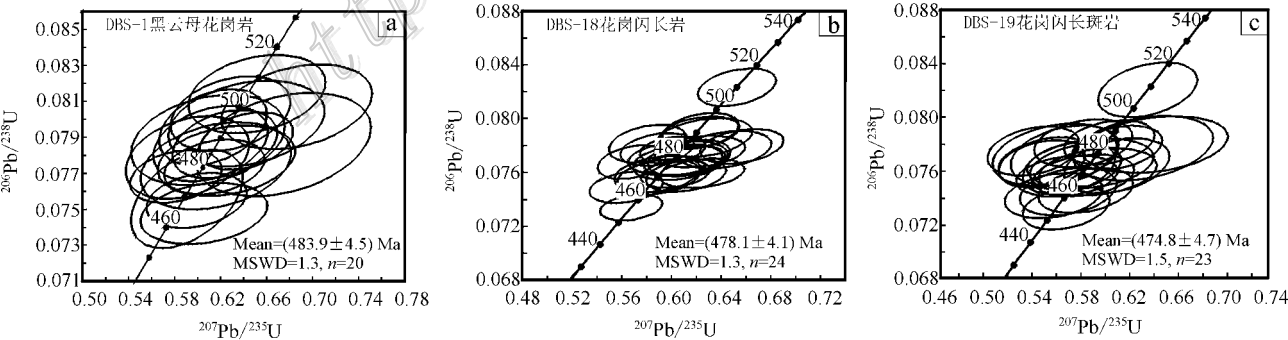


图 5 多宝山矿床相关岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 LA- ICP-MS zircon U-Pb concordia diagrams for rocks from the Duobaoshan Cu deposit

DBS-1 样品共测试了 24 个数据点,其中 18 个为有效数据,其余 6 个年龄较新(见表 1),年龄集中在 230 Ma 左右,对于年龄较新的数据点,锆石形态

特征与其他数据点锆石完全一致,可能为后期构造热事件影响下岩体内新生的后期热液锆石,显示的年龄为后期变质作用或构造热事件发生的时间,这

正好与区域岩体已经遭受不同时期、不同程度的变质作用现象相对应,与区域上该时期大型的构造岩浆热事件——印支期大量的岩浆岩侵入作用发生的时间相吻合(余全等,2012);对 18 个有效数据进行了 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和曲线投影(图 5a),18 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $(483.9 \pm 4.5) \text{ Ma}$ (MSWD=1.3)。DBS-18 样品 24 个数据点,除 2 个数据(DBS-18-08 和 DBS-18-16)可能由于普通铅的含量太高导致 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄谐和度低于 90%,剩余 22 个数据均有效,对剩余数据进行 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和曲线投影(图 5b),22 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $(478.1 \pm 4.1) \text{ Ma}$ (MSWD=1.3)。DBS-19 样品测年数据点 22 个,其中 21 个为有效数据,数据点 DBS-19-12 也可能由于普通铅含量太高,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄谐和度低于 90%,也不参与年龄讨论,对 21 个有效数据进行 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和曲线投影(图 5c),21 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $(474.8 \pm 4.7) \text{ Ma}$ (MSWD=1.5)。

4 辉钼矿 Re-Os 同位素测年

4.1 样品采集与分析

辉钼矿 Re-Os 测年样品(DBS-10、DBS-11、DBS-12、DBS-13、DBS-14、DBS-15、DBS-16)包括采自产于蚀变花岗闪长岩中的含辉钼矿石英脉、花岗闪长岩中的浸染状矿石以及产于蚀变花岗闪长岩或英云闪长岩裂隙面中的辉钼矿细脉(样品采自图 1 所示辉钼矿采样点及其附近),为同一中心矿段的不同产出

位置或不同产出状态,辉钼矿主要沿较宽石英脉中的裂隙面产出。由于前人对该矿床的矿物学、矿相学研究较多,故对其矿物共生关系在此不再赘述。本次研究所采集的辉钼矿样品与黄铜矿、黄铁矿共生,为主成矿期矿物。样品的处理方法、实验操作流程以及数据的处理过程见屈文俊等(2003)。

4.2 测试结果

7 件辉钼矿 Re-Os 同位素测试数据见表 2,计算结果显示 Re-Os 模式年龄加权平均值为 $(475.1 \pm 5.1) \text{ Ma}$,在 ^{187}Re - ^{187}Os 同位素比值等时线图(图 6a)中,7 件辉钼矿样品,数据总体近于排列在一条短直线上,但可能由于样品 Re、Os 含量接近,且该矿床矿物中的 Re、Os 含量太高(至少高于普通矿床 Re、Os 含量十倍),导致等时线在空间上并未拉开,数据拟合时,获得同位素等时线年龄为 $(490 \pm 22) \text{ Ma}$ (MSWD=2.9), ^{187}Os 的初始值为 (-74 ± 110) ,使其误差增大,而 Re-Os 模式年龄的加权平均值为 $(475.1 \pm 5.1) \text{ Ma}$,可以相对缩小误差,能更好地反映多宝山斑岩型 Cu-Mo 矿的真实成矿年龄,即辉钼矿的富集、成矿年龄为 $(475.1 \pm 5.1) \text{ Ma}$ (图 6b)。通常情况下,判别同位素等时线年龄是否具有地质意义的依据有 3 条,即:① 所测样品是否同时期形成?② 所测样品是否具有相同的物质来源?③ 同位素体系是否处于封闭状态?本次研究过程中,用于铼-钨同位素年代学研究的辉钼矿样品基本上可以满足上述条件。本次测试的 Re-Os 年龄与区域上岛弧火山岩发育所限定的该类斑岩型矿床的形成时间大体吻合。基于矿石矿物辉钼矿与黄铜矿、黄铁矿在空间上密切共生,笔者推测黄铜矿和辉钼矿主矿体的成矿时间为 $(475.1 \pm 5.1) \text{ Ma}$ 。

表 2 多宝山矿床辉钼矿 Re-Os 同位素含量及模式年龄

Table 2 Re-Os content of molybdenite and model ages of the Dubaoshan deposit

样品编号	$w(\text{Re})/(\mu\text{g/g})$		$w(\text{普 Os})/(\text{ng/g})$		$w(^{187}\text{Re})/(\mu\text{g/g})$		$w(^{187}\text{Os})/(\text{ng/g})$		模式年龄/Ma	
	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度	测定值	不确定度
DBS-10	433.0	3.2	0.1693	0.7592	272.1	2.0	2181	18	479.2	6.6
DBS-11	557.5	5.0	0.1823	1.2256	350.4	3.1	2831	26	483.0	7.3
DBS-12	399.0	3.7	0.1842	0.2065	250.8	2.3	1968	16	469.1	6.9
DBS-13	729.4	7.2	0.1938	0.8687	458.5	4.5	3681	31	480.0	7.3
DBS-14	353.9	4.0	0.1014	0.5681	222.4	2.5	1760	15	473.1	7.7
DBS-15	514.4	4.3	0.1016	0.3415	323.3	2.7	2553	21	472.1	6.7
DBS-16	458.6	4.7	0.1029	0.5765	288.2	3.0	2264	18	469.5	7.2

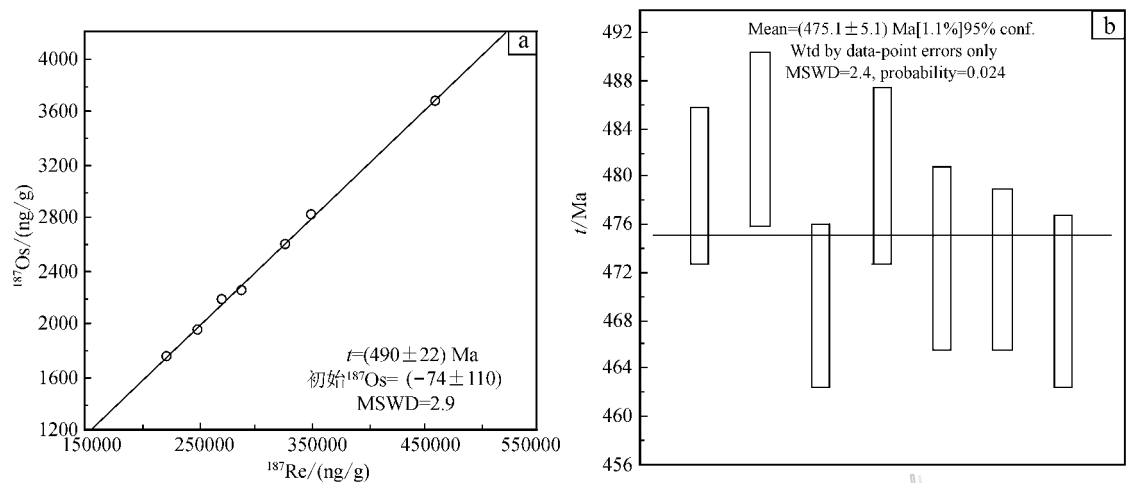


图 6 多宝山矿床辉钼矿 Re-Os 等时线和加权平均值

Fig. 6 Re-Os isochron diagram of molybdenites and weighted average age of the Duobaoshan Cu deposit

5 讨 论

5.1 成岩成矿时代

测年数据与野外观察——岩体接触的相互关系相吻合,DBS-1 与成矿无关,处于成矿岩体外围且年龄最老[(483.9 ± 4.5) Ma],应早于成矿岩体就位,年轻数据点偏多,可能与岩体外围岩石在岩浆热事件影响下新生锆石相对容易生长有关;DBS-18 [(478.1 ± 4.1) Ma]和 DBS-19 [(474.8 ± 4.7) Ma]

年龄相差不大,几乎为同时,推测二者可能为同源岩浆分阶段演化的结果,DBS-18 略早于 DBS-19,这与野外观察相一致,成矿与 DBS-19 直接相关联。对于多宝山斑岩型铜(钼)矿床的成岩时代,前人已经做过大量工作,运用不同的测年方法针对蚀变岩、含矿围岩、成矿斑岩等进行测年,获得岩体及围岩年龄数据从 175~485 Ma 不等,自早古生代到中生代中期几乎连续分布,对于不同的数据组,前人有着不同的认识和结论,现将区域上具有代表性的成岩成矿时代数据及部分围岩的测年数据列于表3。以往测年

表 3 前人测试多宝山矿区与成矿相关岩石同位素年龄

Table 3 Previous isotope ages of rocks related to mineralization in the Duobaoshan Cu deposit

侵入期次及岩石名称	测定对象	测定方法	年龄值/Ma	测试单位(年份)	资料来源
早古生代					
花岗闪长岩	锆石	SHRIMP	485 ± 8	中科院地物所(2006)	葛文春等(2007)
华力西中期					
花岗闪长岩	角闪石	K-Ar	397	桂林地研所(1976)	赵一鸣等(1997b)
花岗闪长岩	角闪石	K-Ar	292	前苏联(1958)	赵一鸣等(1997b)
花岗闪长岩	全岩	K-Ar	292	桂林地研所(1978)	赵一鸣等(1997b)
花岗闪长岩	全岩	K-Ar	266	宜昌地质矿产所(1992)	赵一鸣等(1997b)
花岗闪长岩	全岩	K-Ar	256.3 ± 0.8	北京大学地质系(1990)	赵一鸣等(1997b)
华力西晚期至燕山早期					
花岗闪长斑岩	全岩	K-Ar	283.1	桂林地研所(1978)	赵一鸣等(1997b)
花岗闪长斑岩	全岩	K-Ar	225.8 ± 0.4	北京大学地质系(1991)	赵一鸣等(1997b)
绢英岩化花岗闪长岩	绢云母	K-Ar	224.69 ± 4.08	地科院地质研究所(1994)	赵一鸣等(1997b)
绢英岩化花岗闪长岩	绢云母	K-Ar	209.03 ± 3.34	地科院地质研究所(1994)	赵一鸣等(1997b)
绢英岩化花岗闪长岩	绢云母	激光探针*	252.5	北京大学地质系(1993)	赵一鸣等(1997b)
绢英岩化花岗闪长岩	绢云母		251.8	长春地质学院(1976)	赵一鸣等(1997b)
绢英岩化花岗闪长岩	绢云母	K-Ar	217	长春地质学院(1976)	赵一鸣等(1997b)
绢英岩化花岗闪长岩	绢云母	激光探针	175.4	北京大学地质系(1993)	赵一鸣等(1997b)
蚀变安山岩	全岩	K-Ar	288.0	天津地质矿产所(1980)	赵一鸣等(1997b)
蚀变安山岩	全岩	K-Ar	271.0	中科院地质所(1977)	赵一鸣等(1997b)
蚀变安山岩	全岩	K-Ar	219.0	长春地质学院(1976)	赵一鸣等(1997b)

* 为激光显微探针⁴⁰Ar/³⁹Ar。

结果不一致可能与所采用的测年方法中同位素体系的封闭温度不一致、样品稳定性差等因素有很大关系,而区域上大的构造岩浆热事件又比较频繁,导致了前述低温同位素体系的多次重置,以往所给出的多期次同位素年龄值(表3)正是多次构造-岩浆活动的结果。这在本次的测年数据中也有体现(DBS-1中新测得的年龄数据)。本文成岩年龄的确定,选择了更为稳定的同位素体系——锆石 U-Pb 体系,该体系在800℃以下不会被重置(韩吟文等,2003),测试数据能准确反映岩体成岩时代,所得成矿斑岩的年龄数据为 (474.8 ± 4.7) Ma,与葛文春等(2007)采用SHRIMP 锆石测年所得成岩时代 $[(485 \pm 8)$ Ma]在误差范围内基本一致,2组数据的结合、对比,很好地给出了多宝山斑岩铜(钼)矿床的成矿斑岩成岩时代为475 Ma左右。

对于多宝山矿床的成矿年龄,本文选择了辉钼矿 Re-Os 体系进行测试,以期确定其成矿年龄。Re-Os 体系作为测年体系运用于成矿已得到地质界广泛认可,测试精度也越来越高,体系本身毋庸置疑。赵一鸣等(1997a)对矿区3件辉钼矿样品做过 Re-Os 测年,结果显示3件辉钼矿 Re-Os 模式年龄分别为 (521 ± 20) Ma、 (509 ± 5) Ma 和 (507 ± 3) Ma,对于这些数据,作者当时并未准确表述该年龄为成矿年龄,总体上仍然认为该矿床主要形成于海西期,与碰撞作用有关。而本次辉钼矿 Re-Os 模式年龄的加权平均值 $[(475.1 \pm 5.1)$ Ma],与上述岩体成岩年龄在误差允许范围内完全吻合,并与葛文春等(2007)采用SHRIMP 锆石测年的成岩时代 $[(485 \pm 8)$ Ma]在误差范围内基本一致。鉴于此,笔者认为多宝山斑岩铜(钼)矿床的成矿时代为475 Ma左右,成矿与成岩同时或稍晚于成岩。

5.2 成矿背景的探讨

多宝山矿体就位于成矿岩体同时期或略早些的花岗闪长岩和多宝山组安山岩、凝灰岩中,多宝山组主要为套滨海-浅海相的火山熔岩和火山碎屑岩、碎屑火山沉积岩组合,该套中性到中-基性火山岩组合是本区域被广为认知的一套古生代岛弧火山岩(黄永卫等,2009;赵一鸣等,1997a),根据任纪舜等(1997)和李锦轶(1998)对该区域构造的研究,区域上这套岩石组合产出的大地构造位置为此区域典型的岛弧带,该岛弧火山岩类似于现代大洋岛弧(菲律宾群岛)。

根据葛文春等(2007)测试的岩石地球化学数据

显示,多宝山花岗闪长岩体 $w(\text{SiO}_2)$ 约 66%, $\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$, 含铝指数(ASI)为 1.04~1.17, 岩体中的岩石为 I 型花岗岩, 钙碱性系列(中钾含量), 有明显的高 Sr(241), 低 Y(10.6)、Yb(1.07) 含量及高 Sr/Y 比值(22.9)、 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ (8.1) 比值的特点, 类似于 adakite (Defant et al., 1990), 与张旗等(2002)总结的斑岩铜矿寄主花岗闪长岩的特点(具有 adakite 属性)基本相同。斑岩体(花岗闪长岩)与花岗闪长岩为同源岩浆分阶段演化的结果, 同样具有 adakite 属性。这一套 adakite 岩石组合特征反应出, 岩体岩石应该是俯冲洋壳部分熔融的产物。对比 Cooke 等(2005)总结的全球 25 个大型/超大型岛弧或陆缘弧斑岩型 Cu、Mo、Au 矿床, 绝大多数岛弧型斑岩型矿床岩体都为钙碱性岩体。本区斑岩体岩石地球化学数据(葛文春等, 2007)显示其为钙碱性岩石, 这与 Cooke 等(2005)总结的岛弧超大型斑岩矿床岩体岩石地球化学特征相一致。总之, 就岩石组合的地球化学特征来说, 矿区这一套岩石组合对于斑岩型矿床的就位极其有利, 区域上在该套岩石组合分布范围内应该有很好的找矿前景。

综上所述, 笔者认为多宝山斑岩型 Cu-Mo 矿床的形成构造环境为与早古生代板块俯冲有关的岛弧环境, 类似于西南太平洋板块的俯冲岛弧带(菲律宾群岛)大量斑岩型矿床产出构造背景(Richard, 2010), 说明在大兴安岭地区类似多宝山式的斑岩铜矿的找矿方向应该是在早古生代岛弧岩浆岩分布区。该岛弧带沿多宝山-伊尔施一带分布, 与任纪舜等(1980)提出的多宝山-伊尔施加里东褶皱带吻合, 说明该褶皱带具有寻找类似多宝山斑岩型铜矿的找矿潜力。

6 结 论

(1) 多宝山矿区的成矿母岩花岗闪长斑岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (474.8 ± 4.7) Ma, 矿体寄主岩石花岗闪长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (478.1 ± 4.1) Ma, 以及矿体外围的黑云母花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 (483.9 ± 4.5) Ma, 均代表了岩体的侵入年龄, 为早奥陶世。因此, 确定成矿岩体——花岗闪长斑岩的形成年龄在 474 Ma 左右。

(2) 矿区 7 件辉钼矿 Re-Os 同位素模式年龄加权平均值为 (475.1 ± 5.1) Ma, 代表了矿床的形成时

间,成矿与成岩同时或稍晚于成岩。

(3) 结合上述年龄数据、矿体产出大地构造位置,以及前人研究岩体地球化学特征,推测多宝山矿床的形成构造环境可能是与早古生代区域上板块俯冲有关的岛弧环境。

(4) 大兴安岭地区类似多宝山式的斑岩铜(钼)矿床的找矿方向应在早古生代岛弧岩浆岩分布区,该岛弧带沿多宝山-伊尔施一带分布。

志 谢 野外工作得到黑龙江黑龙矿业公司、地勘局的鼎力支持,中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室工作人员在实验过程中给予了很大帮助,两位匿名审稿人对文章修改提出了许多意见,在此一并表示诚挚的感谢。

参考文献/References

- 杜 琦,陈明秀. 1983. 多宝山斑岩铜矿床成因模式[J]. 矿床地质, 2(2): 42-48.
- 杜 琦,赵玉明. 1988. 多宝山斑岩铜矿床[M]. 北京:地质出版社. 1-155.
- 葛文春,吴福元,周长勇,张吉衡. 2007. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu, Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义[J]. 科学通报, 52(20): 2407-2417.
- 韩吟文,马振东,张宏飞,张本仁,李方林,高山,鲍征宇. 2003. 地球化学[M]. 北京:地质出版社. 3: 1-370.
- 黑龙江省地质矿产局. 1991. 黑龙江区域地质志[M]. 北京:地质出版社. 1-734.
- 黄永卫,刘 扬,王喜臣,王 琳,刘金英,杨继全,王宝权,徐秀梅. 2009. 黑龙江北部多宝山矿区奥陶系的岩石特征和构造意义[J]. 地质科学, 41(1): 245-256.
- 李锦轶. 1998. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识[J]. 地质论评, 44(4): 339-347.
- 屈文俊,杜安道. 2003. 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, 22(4): 254-257.
- 任纪舜,黄汲清. 1980. 中国大地构造及其演化: 1:400 万中国大地构造

造图简要说明[M]. 北京:科学出版社.

- 任纪舜,王作勋,陈炳蔚,姜春发,刘宝贵,李锦轶,谢广联,和政军,刘志刚. 1997. 新一代中国大地构造图[M]. 北京.
- 余宏全,李进文,向安平,关继东,杨郅城,张德全,谭 刚,张 斌. 2012. 大兴安岭中北段原岩锆石 U-Pb 测年及其与区域构造演化关系[J]. 岩石学报, 28(02): 571-594.
- 张 旗,王元龙,张福勤,王 强,王 焰. 2002. 埃达克岩与斑岩铜矿[J]. 华南地质与矿产, 3: 85-90.
- 赵一鸣,毕承思,邹晓秋,孙亚莉,杜安道,赵玉明. 1997a. 黑龙江多宝山、铜山大型斑岩铜(钼)矿床中辉钼矿的铼-钨同位素年龄[J]. 地球学报, 18(1): 61-67.
- 赵一鸣,张德全. 1997b. 大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价[M]. 北京:地震出版社. 1-318.
- Cooke D R and Peter H. 2005. Giant porphyry deposits: Characteristics, distribution, and tectonic controls [J]. Econ. Geol., 100: 801-817.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere [J]. Nature, 662-665.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology, 257: 34-43.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010a. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths [J]. Journal of Petrology, 51: 537-571.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010b. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS [J]. Chinese Science Bulletin, 55(15): 1535-1546.
- Richard H S. 2010. Porphyry copper systems [J]. Econ. Geol., 105: 3-41.
- Williams I S and Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 97: 205-217.