

河北木吉村斑岩铜矿辉钼矿 Re-Os 定年、成矿斑岩 锆石 U-Pb 定年和 Hf 同位素组成研究

申志超^{1,2}, 侯增谦¹, 陈志宽³, 李秋耘¹, 周玉谋³, 王志敏³

(1. 中国地质科学院 地质研究所, 北京 100037; 2. 中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083;
3. 河北省保定地质工程勘察院, 河北 保定 071051)

摘要: 木吉村斑岩铜矿位于华北克拉通太行山北段。对含矿闪长玢岩精细 SHRIMP U-Pb 定年和 Hf 同位素地球化学研究表明: 闪长玢岩结晶于 142.0 ± 1.5 Ma, 闪长玢岩锆石 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值为 $-21.2 \sim -17.9$, 相应的 t_{DM}^{C} 为 $2.3 \sim 2.5$ Ga, 与杂岩体内辉长闪长岩具有相似的 Hf 同位素特征: $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值为 $-19.6 \sim -15.3$ 。利用辉钼矿 Re-Os 同位素测年技术, 对木吉村斑岩铜矿床中 5 件斑岩型矿石中辉钼矿进行定年, 获得木吉村斑岩铜矿高精度成矿年龄。斑岩矿石中辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 $144.5 \sim 145.5$ Ma, 加权平均值为 144.8 ± 1.4 Ma, 5 件样品辉钼矿等时线年龄为 145.3 ± 2.2 Ma, 该年龄与加权平均年龄一致, 可代表木吉村斑岩铜矿床的成矿时代。壳幔物质的相互作用对于木吉村成岩、成矿过程发挥着决定性控制作用。与华北克拉通内部其他地区相同, 晚侏罗-早白垩世北太行地区处于软流圈上涌的岩石圈伸展构造背景。

关键词: 斑岩铜矿; SHRIMP U-Pb 定年; Hf 同位素; Re-Os 同位素定年; 地球动力学背景

中图分类号: P597+.3; P618.41

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2015)04-0526-13

Molybdenite Re-Os isotopic dating and zircon SHRIMP U-Pb and Hf isotopic compositions of the Mujicun porphyry deposit

SHEN Zhi-chao^{1,2}, HOU Zeng-qian¹, CHEN Zhi-kuan³, LI Qiu-yun¹, ZHOU Yu-mou³ and WANG Zhi-min³
(1. Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3. Baoding Institute of Geological Engineering and Exploration of Hebei Province, Baoding 071051, China)

Abstract: The Mujicun porphyry copper deposit is located in northern Taihang Mountains of North China Craton (NCC). The precise SHRIMP U-Pb dating and Hf isotope of diorite porphyry show that diorite porphyry formed at 142.0 ± 1.5 Ma. The diorite porphyry has the $\epsilon\text{Hf}(t)$ value of $-21.2 \sim -17.9$, corresponding to t_{DM}^{C} model ages of $2.3 \sim 2.5$ Ga and having similar Hf isotopes to the gabbrodiorite with $\epsilon\text{Hf}(t)$ of $-19.6 \sim -15.3$ in Wanganzhen complex. Re-Os isotopic dating technique for molybdenites collected from the porphyry type ores in the Mujicun porphyry Cu deposit was applied to confirm the age of mineralization. The Re-Os dating of five molybdenite samples from porphyry-type ore yielded Re-Os model ages ranging from 144.5 to 145.5 Ma, with an average of 144.8 ± 1.4 Ma, and the isochron age is 145.3 ± 2.2 Ma, representing the metallogenic age of the Mujicun porphyry copper deposit. The interaction of crust-mantle materials is crucial to the formation of the Mujicun porphyry copper deposit. Mesozoic lithospheric extension might have induced the melting of the enriched lithospheric mantle in response to the asthenosphere uprising for generating these intermediate-acidic

收稿日期: 2015-02-06; 修订日期: 2015-06-13

基金项目: 国家重点基础研究计划“973”计划 (2011CB403100)

作者简介: 申志超(1985-), 男, 博士研究生, 矿床学专业, E-mail: shenzhichao1042@163.com。

rocks in the region.

Key words: porphyry copper deposit; SHRIMP U-Pb dating; Hf isotope; Re-Os isotopic dating; metallogenic dynamic setting

斑岩型铜(钼、金)矿床是世界上最重要的铜、钼和金的来源,因此,对它们的研究一直是各个国家矿床学界的热点。全世界范围内,大多数斑岩型铜多金属矿床主要发育于大洋板片俯冲作用产生的弧造山环境(岛弧和陆缘弧环境)(Sillitoe, 1972, 2010)。大洋板片俯冲脱水形成的流体对楔形地幔的交代作用导致其熔融产生的玄武质钙碱性岩浆(Arculus, 1994)上升至壳幔边界形成长期存在的 MASH 带,产生富水、金属和硫的长英质岩浆(Hedenquis *et al.*, 1998; Seedorff *et al.*, 2005),其上侵定位形成矿化斑岩系统(Richards, 2003)。近期研究发现:大陆碰撞造山带也是斑岩型矿床产出的重要环境(Hou *et al.*, 2003a; Richards, 2009),以藏东玉龙斑岩铜矿带和冈底斯斑岩铜矿带为代表(Hou *et al.*, 2003b, 2004)。长英质岩浆具有富水、高氧逸度等特点,其产生于加厚的新生下地壳部分熔融作用,而加厚下地壳的熔融起因于俯冲大陆板片的断离,金属则来自新生下地壳内硫化物-富铜的堆晶体的重熔(Wang *et al.*, 2014a, 2014b; Hou *et al.*, 2015; Yang *et al.*, 2015)。

木吉村斑岩铜矿产于华北克拉通内部太行山北段王安镇杂岩体内,典型的板内环境。前人对木吉村斑岩铜矿的成岩(Gao *et al.*, 2013; 曲凯等, 2014)和成矿(高永丰等, 2011; Dong *et al.*, 2013)机制进行了详细研究,但涉及到岩浆起源演化及金属来源等关键科学问题还需要进一步深入探讨。尽管前人(高永丰等, 2011; Dong *et al.*, 2013)对木吉村成岩成矿年龄进行了厘定,但所获得的 LA-ICP-MS 成岩年龄谐和度不高以及对成矿年龄厘定所采辉钼矿样品产状较单一,因此,作者对木吉村斑岩铜矿进行了含矿斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年、锆石 Hf 同位素精细研究和 Re-Os 同位素定年精确厘定,并结合前人成果探讨木吉村斑岩铜矿成岩成矿机制,为丰富斑岩矿床成矿理论及深入理解太行山北段,乃至华北克拉通内部中生代岩浆-矿化作用、岩石圈地幔演化及其动力学机制提供资料。

1 区域地质

华北克拉通保存有世界上最古老的陆核之一(Liu *et al.*, 1992)。秦岭-大别-苏鲁造山带与中亚造山带(Xiao *et al.*, 2010)分别作为华北克拉通的南北边界。华北克拉通由太古代和元古代变质基底以及未变质的沉积盖层组成。传统上,华北克拉通被划分为东部板块、西部板块以及东西板块夹持的中部造山带(图 1a)(Zhao *et al.*, 2004)。尽管华北克拉通形成内在统一的稳定克拉通具体时间还存在争议,但东西板块的拼合通过双向俯冲过程发生在古元古代(Santosh, 2010)。

地质与地球物理资料显示东部燕辽地块自中生代以来发生了显著的构造活化以及岩石圈结构的破坏(Kusky *et al.*, 2007)。北东-南西向的大兴安岭-太行山重力梯度带(DTGL)作为东西两个地块的岩石圈界线(牛耀龄, 2005),控制了太行山火山岩浆带的形成发育。横跨 DTGL 东西向的地震走廊显示:西部板块下面保存有厚度超过 200 km 的岩石圈根,东部板块受到广泛的侵蚀作用(Santosh, 2010)。更老的厚的难熔的岩石圈地幔被薄的富集岩石圈取代(Gao *et al.*, 2002),可能与太平洋板片的广泛俯冲有关(Santosh, 2010)。

晚中生代以来,中国东部发生广泛而强烈的岩浆作用(吴福元等, 2008)。在太行山北段,中生代岩浆活动主要形成大河南和王安镇杂岩体,受北东-南西向的断裂系控制。王安镇杂岩体(图 1b)是太行山北段中生代岩浆活动的重要组成部分。岩体东西两侧侵入震旦亚界中,南北两侧侵入太古界片麻岩,在岩体内部偶见寒武、奥陶系及中生代火山岩残留体。王安镇杂岩体由多次岩浆侵入活动产物构成,其形成时代从晚侏罗世到早白垩世。据野外岩石的接触关系和同位素年龄,王安镇杂岩体可以被划分为早、中、晚 3 期。早期主要是基-中性岩类,主要出露于王安镇杂岩体外围,部分见于杂岩体内部。中期主

要是中酸性岩类,构成杂岩体的主体。晚期主要是富碱的酸性岩类,多呈分散的小岩体或脉体出现(蔡剑辉等,2003)。王安镇杂岩体显示环形结构,中期中酸性岩分布于外环,晚期酸性岩居中,早期中-基性岩体分布在杂岩体边缘。杂岩体岩浆序列演化完

整,从早期到晚期,岩性由基性、中性、中酸性到酸性演变。王安镇杂岩主体为花岗质岩石,小岩体侵入于主岩体内部,或散布于围岩之中,早期岩浆活动产物多呈碎块散布于主岩体边缘或呈顶垂体产出。

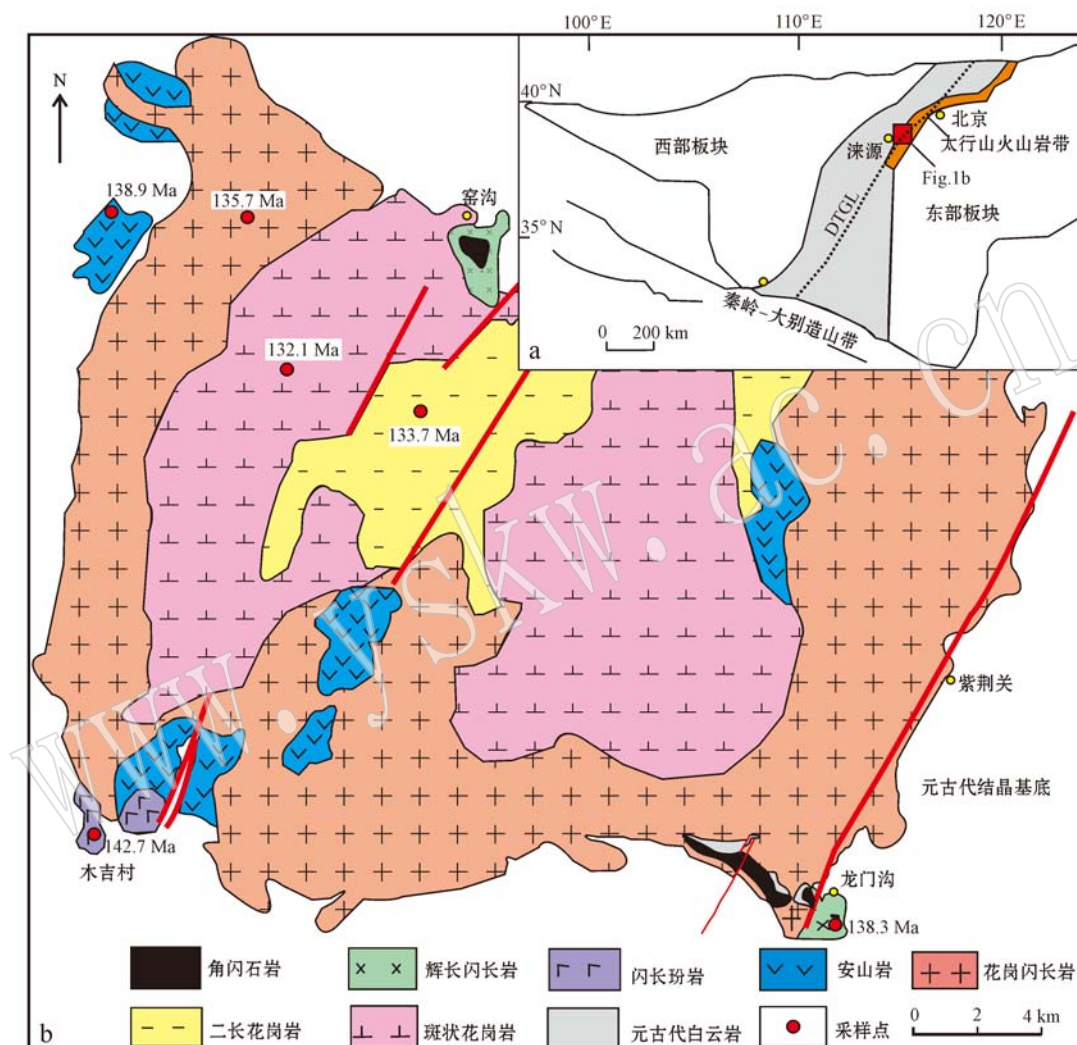


图 1 王安镇杂岩体地质图[据 Gao *et al.* (2013)改编,DTGL 代表大兴安岭-太行山重力梯度带]

Fig. 1 Geological map of the Wanganzhen complex [modified after Gao *et al.*, 2013; DTGL representing Da Hinggan Mountains-Taihang Mountains Gravity Lineament]

2 含矿岩体地质与地球化学特征

木吉村含矿闪长玢岩体分布于矿区中部木吉村一带(图 2),地表出露面积约 1.5 km²。木吉村斑岩铜矿含矿岩体构造上受 NNE 向断裂系控制。基底由太古代片麻岩构成,沉积盖层主要由长城、蓟县系白云岩,寒武、奥陶系灰岩组成。中生代岩浆岩以花

岗闪长岩和斑状二长花岗岩为主,髻髻山组和东岭台组火山岩呈断块状沿拒马河零星分布。岩体总体呈“蘑菇状”,顶盖展布受 NNE 向断裂及层间断裂破碎带控制,呈岩枝、岩床状迭层产出,一般厚度 150~200 m,主体“岩颈”长轴近南北向,东西两壁陡立,长大于 1 000 m(南北两界未控制),宽约 400 m,呈扁桶状隐伏于木吉村古河床之下。岩体“蘑菇”顶盖可以划分为闪长玢岩(主体相)、角砾状闪长玢岩、

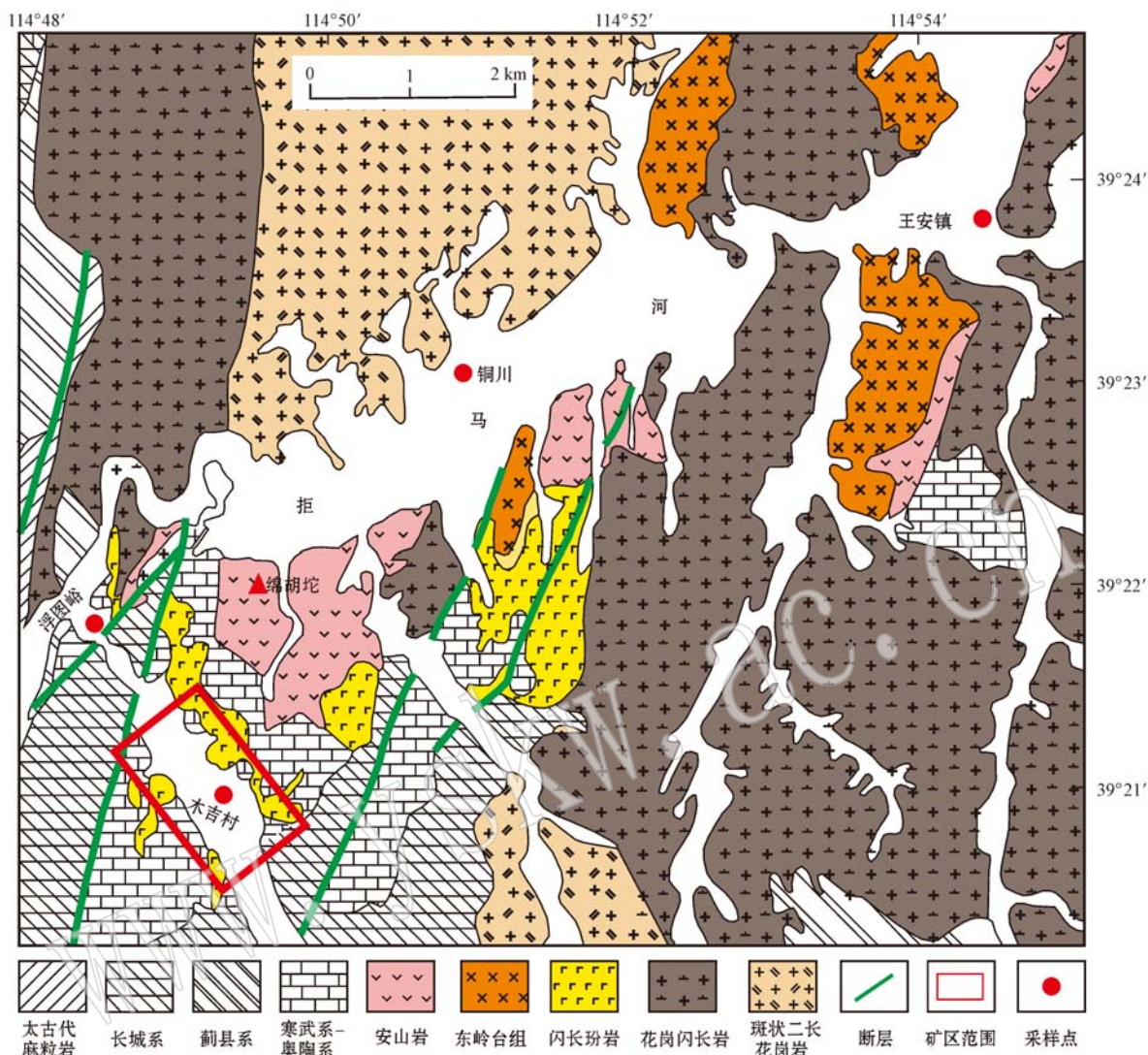


图2 木吉村斑岩铜矿矿区地质图(据高永丰等,2011)

Fig. 2 Geological map of the Mujicun porphyry deposit (modified after Gao Yongfeng *et al.*, 2011)

安山玢岩等岩相,主体岩颈蚀变程度较深,难以识别。

闪长玢岩:岩石呈灰绿色,全晶质斑状结构,斑晶约占30%~40%,斑晶主要为奥长石(占90%),次为角闪石及石英等,角闪石大多为黑云母所交代,斑晶形态有自形、半自形,以半自形为主。此外,尚可见聚合斑晶及各种晶屑,石英几乎全被熔蚀,呈港湾状,浑圆状的外形,有时可见淬火边。副矿物有锆石、磷灰石等,基质为斜长石、正长石及少量石英,在高倍显微镜下斜长石和正长石呈球粒状集合体。

在含矿闪长玢岩体内由下而上依次发育强硅化带、钾化带、石英绢云母化带、青盘岩化带。强硅化带:主要发育无矿石英脉,含少量钾长石,石英呈无

矿宽脉及细网脉,距地表约800 m左右,与周围钾化带呈渐变过渡关系。钾化带:可分为钾长石-石膏亚带及黑云母亚带,蚀变矿物组合为石英、钾长石、石膏、绢云母、黑云母、水云母,成矿矿物组合为黄铁矿、黄铜矿、辉钼矿。石英绢云母化带:部分出露地表,发育石英、绢云母、白云母,金属矿物主要为黄铁矿等。青盘岩化带:完全出露地表,典型蚀变矿物为石英、绿帘石、绿泥石、方解石等。

木吉村含矿闪长玢岩成岩年龄已得到研究并得出其结晶年龄:LA-ICP-MS U-Pb 年龄141.7 Ma(高永丰等,2011)、144.1 Ma(Dong *et al.*, 2013)。木吉村含矿斑岩成分偏中性具有高钾钙碱性特征、富集轻稀土及大离子亲石元素,亏损重稀土及高场强

元素,比如 Nb、Ta、Ti,具有高 Sr/Y 及 La/Yb 比值,显示埃达克岩亲和性(Gao *et al.*, 2013)。而岛弧环境的斑岩成分偏中性,陆缘弧和碰撞环境斑岩偏酸性,岛弧环境含矿斑岩多为钙碱性,而陆缘弧环境的含矿斑岩多为高钾钙碱性,部分为钾质碱性和钾玄质,相比陆缘弧环境的含矿斑岩,碰撞环境的含矿斑岩主体是高钾钙碱性和钾玄质,以高钾为显著特征(侯增谦等,2007)。木吉村含矿斑岩与王安镇杂岩体发育的镁铁质岩石具有相似元素特征以及非常接近的 $\epsilon\text{Nd}(t) = -19.0 \sim -14.2$ 及 $\epsilon\text{Hf}(t) = -22.2 \sim -15.3$ (Chen *et al.*, 2004; Gao *et al.*, 2013) 这些特征暗示它们可能具有共同的母岩浆。

3 样品采集与分析方法

3.1 锆石 SHRIMP U-Pb 测试

用于挑选锆石的闪长玢岩样品编号为 1201, 采自木吉村矿区, 样品新鲜, 没有遭受风化。将 10 kg 左右的闪长玢岩人工粉碎后, 采用重选及电磁选分离出锆石。将待测锆石与数粒锆石标样 TEM 置于环氧树脂制成的样品靶上, 将靶上的锆石磨去一半露出内部, 用于透射光、反射光和阴极发光照相及 SHRIMP U-Pb 测试。标准锆石 M257 ($U = 840 \times 10^{-6}$) 和 TEM (年龄 = 417 Ma) 分别用于待测样品的 U、Th 含量和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄校正。根据实测 ^{204}Pb 进行普通铅年龄校正 (Cumming and Richard, 1975)。具体测试条件及流程见 Williams (1998)。数

据处理采用 SQUID1.02 和 ISOPLOT 程序 (Ludwig, 1999)。单个数据误差为 1σ , 加权平均年龄误差为 95% 置信度。

3.2 辉钼矿 Re-Os 样品采集和分选

本次 Re-Os 同位素分析的 5 件辉钼矿样品采自钻孔 7604、8001 中钾化带及石英绢云母化带。矿石呈细脉状、浸染状、块状构造, 金属矿物主要为辉钼矿, 辉钼矿呈铅灰色, 呈细脉状 (图 3a)、石英脉状 (图 3b)、浸染状分布 (图 3c)。样品首先用小刀将辉钼矿集合体从矿石中剔出, 粉碎至 60~80 目, 在双目镜下剔出杂物, 纯度 99% 以上, 然后用玛瑙钵体研磨至 200 目以供 Re-Os 同位素分析使用。

本次研究, Re-Os 同位素分析测试工作是在国家地质测试中心 Re-Os 同位素实验室完成, 采用美国 TJA 公司生产的电感耦合等离子体质谱仪 TJA-series ICP-MS 测定同位素比值, 对于 Re-Os 含量很低的样品采用美国热电公司 (Thermo Fisher Scientific) 生产的高分辨电感耦合等离子质谱仪 HR-ICP-MS Element 2 进行测量。对于 Re: 选择质量数 185、187, 用 190 检测 Os。对于 Os: 选择质量数为 186、187、188、189、190、192, 用 185 检测 Re。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%。模式年龄的不确定度还包括衰变常数的不确定度 (1.02%), 置信水平 95%。Re-Os 同位素分析原理及详细分析流程参见相关文献 (Shirey and Walker, 1995; Du *et al.*, 2004)。



图 3 木吉村矿区典型矿石样品手标本照片

Fig. 3 Photographs of typical ores in the Mujicun porphyry Cu deposit

a—辉钼矿呈细脉状分布于斑岩型矿石中; b—辉钼矿呈石英硫化物脉状分布于斑岩型矿石中; c—辉钼矿呈浸染状分布于斑岩型矿石中

a—molybdenite veinlet developed in porphyry ores; b—molybdenite in quartz-molybdenite vein developed in porphyry ores;

c—disseminated molybdenite developed in porphyry ores

3.3 锆石 Hf 同位素测定

锆石 Hf 同位素测试是在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完成,所采用仪器为 Neptune 多接收等离子质谱和 NewwaveUP213 紫外激光剥蚀系统(LA-MC-ICP-MS),实验过程中用 He 作为剥蚀物质载气,根据锆石大小,剥蚀直径采用 55 μm 或 40 μm ,测定时使用国家通用的锆石标样 GJ1 作为参考物质,分析过程中锆石标准 GJ1 的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 测试加权平均值为 $0.282\,015 \pm 8(2\sigma, n=10)$ 。相关仪器运行条件及详细分析流程见侯可军等(2007)。

4 结果

4.1 SHRIMP U-Pb 定年及 Hf 同位素特征

选择木吉村斑岩铜矿含矿闪长玢岩(1201)开展 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,其数据结果见表 1。闪长玢岩(1201)锆石都发育典型的岩浆成因韵律环带结构(图 4),闪长玢岩锆石具有中等至高的 U 含量($\sim 400 \times 10^{-6}$)、Th 含量($\sim 553 \times 10^{-6}$),其锆石的 Th/U 比值变化于 0.57~1.43 之间,具有典型岩浆成因锆石 Th/U 比值变化特征,指示含矿闪长玢岩锆石是从岩浆中结晶出来的。此次实验获得的闪长玢岩 15 个 SHRIMP U-Pb 分析点中,年龄值集中变化于 135.6~145.6 Ma 之间且具有较小的变化范围。在一致曲线图中,年龄数据点趋于一致且成群分布于一致曲线附近,获得加权平均年龄值 142.0 ± 1.5 Ma($n=15$),此年龄可解释为木吉村含矿闪长玢岩结晶年龄(图 5)。对含矿闪长玢岩(1201)锆石原位 Hf 同位素测试结果显示见表 2。锆石颗粒的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 比值均小于 0.002,显示锆石在形成之后放射性成因 Hf 的累积极为有限。闪长玢岩(1201)13 颗锆石样品中,其 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值分布于 0.281 768~0.282 181 之间,比较均一,计算的 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值为 $-21.2 \sim -17.9$,相应的 t_{DM}^{C} 为 2.3~2.5 Ga。但闪长玢岩 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 对 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 的投图显示(图 6),它们具有明显的正相关关系,此现象表明实验中样品没有得到有效的 ^{176}Yb 校正(Fisher *et al.*, 2014)。在 Hf 同位素实验过程中存在以下关系: $^{176}\text{Hf} = {}^{\text{total}}176 - {}^{176}\text{Yb} - {}^{176}\text{Lu}$ 。如果在实验过程中 ^{176}Yb 没有被有效剔除,所获得的 ^{176}Hf 值将会变大,这也是本次实验 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 比值与 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值呈明显正相关性的根本原因。而实验过程中 ^{176}Yb

无法被有效剔除可能与本次实验所选取的标样 GJ1 有关,标样 GJ1 具有较低的 Yb/Hf 比率。因此进行 Hf 同位素实验应该选取具有更高 Yb/Hf 比率的标样,比如 FC-1、Temora 和 R33(Woodhead and Hergt, 2005)。但从图 6 中可以发现, $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 比值小于 0.08 的这些数据之间几乎不显示明显的正相关性或者负相关性,说明这些 Hf 同位素数据值相对可靠,可以代表含矿闪长玢岩 Hf 同位素组成特征。王安镇杂岩体辉长闪长岩 $\epsilon\text{Hf}(t)$ 值为 $-19.6 \sim -15.3$,相应的 t_{DM}^{C} 为 2.2~2.4 Ga。它们具有相似的 Hf 同位素特征(图 7)。

4.2 Re-Os 同位素定年

5 件辉钼矿样品的 Re-Os 测年结果列于表 3,它们具有非常小的模式年龄变化范围(144.5~145.5 Ma),加权平均模式年龄为 144.8 ± 1.4 Ma(MSWD = 0.057, $n=5$)(图 8),利用 Isoplot 软件(Ludwig, 1999)对所测得的 5 个数据进行等时线拟合,获得 Re-Os 年龄为 145.3 ± 2.2 Ma(图 9),MSWD = 0.15。该年龄与加权平均年龄一致,可代表木吉村斑岩铜矿矿床成矿年龄。

5 讨论

5.1 成岩、成矿时代分析

精确的成岩、成矿年代学是分析矿床成因、阐明成矿规律和理解成矿作用与地球动力学背景的关键(Deng *et al.*, 2010),因此获得木吉村高精度的成岩、成矿年龄显得非常必要。近些年来,前人对发育在髫髻山组次火山岩相-闪长玢岩的木吉村斑岩铜矿化进行了较为详细的成矿年代学研究,取得了较为一致的成矿年龄:Dong 等(2013)通过对木吉村斑岩铜矿 5 个辉钼矿样品进行 Re-Os 定年得到等时线年龄为 140.3 ± 3.9 Ma,高永丰等(2011)对 5 个辉钼矿样品测试获得的等时线年龄为 142.5 ± 1.5 Ma,与本次实验获得的等时线年龄 145.3 ± 2.2 Ma 在误差范围内趋于一致,并且本次辉钼矿样品的采集是在不同成矿阶段不同产状下获得的,可以准确代表木吉村斑岩铜矿的成矿年龄,表明木吉村成矿作用发生于晚侏罗-早白垩世之间。太行山北段中生代大规模成矿作用的发生可能与花岗质岩浆的大规模侵位有密切关系(黄典豪等, 1996; 石准立等, 1999; 冯钟燕等, 1999),但木吉村斑岩铜矿精确成矿年龄的获得与前人(高永丰等, 2011; Dong *et al.*,

表 1 闪长玢岩中锆石(1201)SHRIMP U-Pb 定年结果
Table 1 SHRIMP zircon U-Pb dating of diorite porphyry

样号	$w_B/10^{-6}$			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	err/%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	err/%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	err/%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma
	U	Th	Rad ^{206}Pb								
1201-2	205	163	3.92	0.82	0.052 6	3.6	0.162	4	0.022 28	1.8	142.0 ± 2.5
1201-3	110	73	2.09	0.68	0.075 0	16.0	0.234	17	0.022 75	2.5	145.0 ± 3.5
1201-6	54	32	1.03	0.62	0.053 8	6.3	0.164	7	0.022 18	3.6	141.4 ± 5.1
1201-7	160	135	3.12	0.87	0.044 2	15.0	0.138	15	0.022 59	1.9	144.0 ± 2.8
1201-8	138	104	2.61	0.78	0.067 5	12.0	0.209	12	0.022 46	2.1	143.2 ± 3.0
1201-11	120	110	2.30	0.94	0.060 2	6.9	0.186	7.1	0.022 40	2.0	142.8 ± 2.8
1201-12	153	123	2.94	0.83	0.060 2	11.0	0.189	11	0.022 74	3.4	145.0 ± 4.9
1201-13	99	64	1.90	0.67	0.055 3	16.0	0.170	16	0.022 30	2.3	142.2 ± 3.2
1201-14	119	73	2.28	0.64	0.038 2	15.0	0.117	15	0.022 13	2.0	141.1 ± 2.8
1201-17	87	49	1.72	0.57	0.034 7	25.0	0.107	25	0.022 31	2.3	142.3 ± 3.3
1201-18	171	156	3.19	0.94	0.045 1	7.8	0.133	8	0.021 45	1.8	136.8 ± 2.4
1201-19	135	84	2.66	0.65	0.051 8	8.8	0.163	9	0.022 84	2.0	145.6 ± 2.8
1201-21	400	553	7.80	1.43	0.049 8	2.7	0.156	3.6	0.022 70	2.3	144.7 ± 3.3
1201-23	335	418	6.43	1.29	0.047 0	11.0	0.143	11	0.022 13	1.9	141.1 ± 2.7
1201-24	127	70	2.38	0.57	0.042 0	29.0	0.122	29	0.021 25	2.6	135.6 ± 3.5

表 2 闪长玢岩锆石 Hf 同位素分析结果
Table 2 Lu-Hf isotope data of zircons from the diorite porphyry

样号	t/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} \pm 2\sigma$	$\epsilon\text{Hf}(0)$	$\epsilon\text{Hf}(t)$	t_{DM}/Ma	$t_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
1201-2	142.0	0.051 487	0.000 927	0.282 118	0.282 121	23.0	-20.0	1 591	2 462	-0.97
1201-3	145.0	0.050 530	0.000 890	0.282 083	0.282 085	24.3	-21.2	1 638	2 539	-0.97
1201-6	141.4	0.082 653	0.001 346	0.282 121	0.282 125	-22.9	-19.9	1 602	2 455	-0.96
1201-7	144.0	0.060 965	0.000 971	0.282 158	0.282 161	-21.6	-18.5	1 536	2 371	-0.97
1201-8	143.2	0.069 068	0.001 128	0.282 103	0.282 106	-23.6	-20.5	1 620	2 495	-0.97
1201-11	142.8	0.054 893	0.000 857	0.282 133	0.282 135	-22.5	-19.5	1 568	2 429	-0.97
1201-12	145.0	0.078 017	0.001 204	0.282 126	0.282 130	-22.7	-19.7	1 589	2 441	-0.96
1201-13	142.2	0.082 388	0.001 384	0.282 132	0.282 136	-22.5	-19.5	1 589	2 430	-0.96
1201-14	141.1	0.059 139	0.001 098	0.282 178	0.282 181	-20.9	-17.9	1 514	2 329	-0.97
1201-17	142.3	0.072 499	0.001 534	0.282 127	0.282 131	-22.7	19.7	1 601	2 441	-0.95
1201-18	136.8	0.066 932	0.001 321	0.282 146	0.282 149	-22.0	-19.1	1 567	2 403	-0.96
1201-23	141.1	0.091 900	0.001 886	0.281 763	0.282 126	-22.8	-19.9	1 623	2 454	-0.94
1201-24	135.6	0.086 675	0.001 675	0.282 121	0.282 094	-24.0	-21.1	1 659	2 527	-0.95

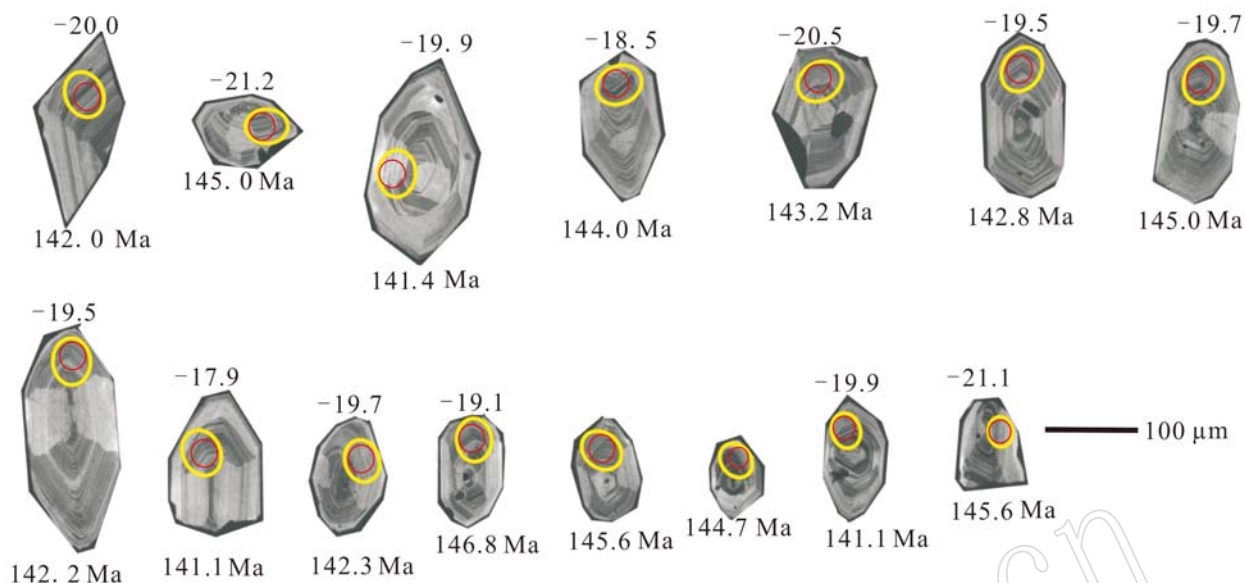


图4 闪长玢岩锆石阴极发光图像(红线圈代表锆石 U-Pb 定年激光束斑位置,黄线圈代表锆石 Hf 激光束斑位置)
Fig. 4 CL images of zircons from diorite porphyry (the red line circles represent the laser ablation for zircon U-Pb analyses, the yellow line circles represent the zircon Hf analyses)

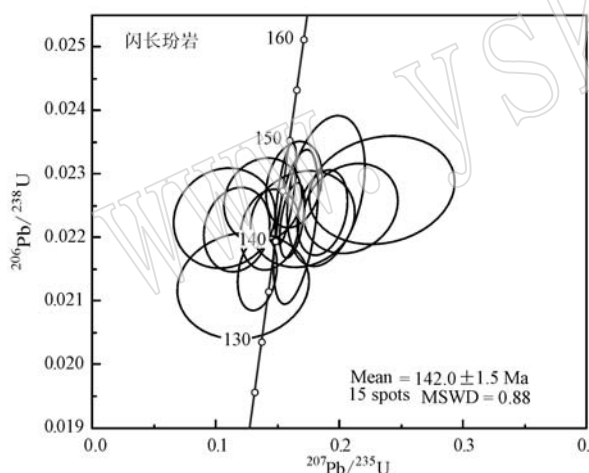


图5 闪长玢岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄
Fig. 5 Concordia plot showing all sensitive high-resolution ion microprobe data for zircons from diorite porphyry

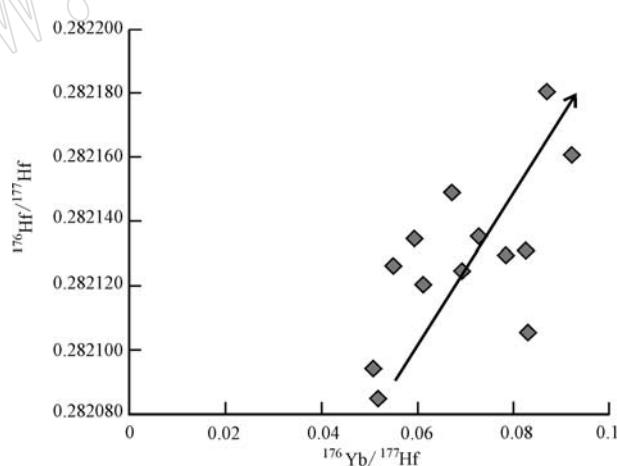


图6 $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ 对 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 图解
Fig. 6 Plots of $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ versus $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ values

2013)及本次(142.0 ± 1.5 Ma)获得的次火山岩相含矿闪长玢岩的成岩年龄相一致,早于王安镇杂岩体花岗质岩浆的大规模侵位时间(133~135 Ma),表明木吉村斑岩矿化作用与髫髻山组火山活动有成因上密切联系。

5.2 岩浆过程和成矿物质来源

综合王安镇杂岩体和木吉村含矿闪长玢岩已发表的地球化学数据来看,它们具有相似的元素特征,具有难以区分彼此的 Sr-Nd 同位素特征,主量元素、

微量元素在 Harker 图解上具有极强的相关性(Chen *et al.*, 2003; Liu *et al.*, 2010; Gao *et al.*, 2012, 2013),这些特征暗示它们具有共同的母岩浆。窑沟与紫荆关地区的辉长岩-辉长闪长岩具有较低的 SiO_2 含量,说明它们只可能起源于地幔。位于窑沟和紫荆关地区的超基性岩和基性岩与髫髻山组火山岩具有富集 LILE 和 LREE 元素、亏损 HFSE 元素且 Sr-Nd 同位素具有壳幔混合的特征,但主要显示亲富集 I 型地幔特征(Gao *et al.*, 2013)。太行山地区镁铁质包体的 O 同位素特征($\delta^{18}\text{O} = 5.5\text{‰} \sim 7.8\text{‰}$)

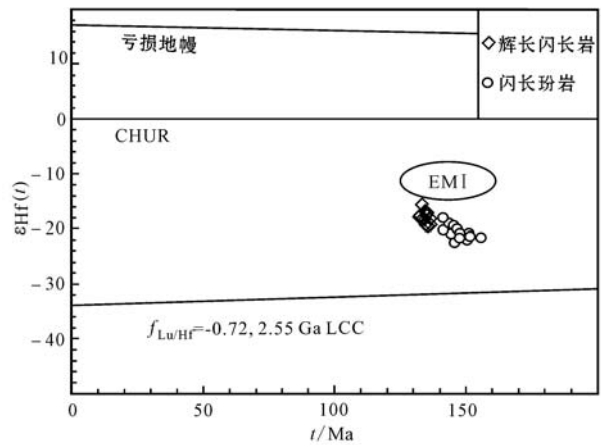


图 7 锆石 Hf 同位素图解

Fig. 7 Plots of intrusive ages versus $\epsilon\text{Hf}(t)$ values
辉长闪长岩 Hf 同位素数据源于申志超等(2015); 富集地幔 Hf 同位素区来自 Yang *et al.* (2006); 2.55 Ga 地壳 Hf 同位素演化线来自 Vervoort and Patchett (1996)
 $\epsilon\text{Hf}(t)$ values of gabbrodiorite after Shen *et al.* (2015); the field of EMI mantle source after Yang *et al.* (2006); also shown for comparison is the Hf isotopic evolution line of the Archean LCC rocks with $f_{\text{La/Hf}} = -0.72$ (after Vervoort and Patchett, 1996)

明显区别于下地壳(6.5‰~7.5‰)和地幔氧同位素特征(5.3 ± 0.3‰)(Chen *et al.*, 2009),此特征也指示地壳混染对于太行山地区岩石成因的重要,下地壳物质的加入可能发挥着重要作用(基于 Os 同位素比率的变化, Liu *et al.*, 2010),与含矿闪长玢岩及辉长闪长岩的 Hf 同位素所指示的特征相一致(图 7)。富集地幔的形成可能与消减古老地壳物质的富硅熔体交代岩石圈地幔有关(Zhang *et al.*, 2004)。木吉村含矿斑岩的高 Sr/Y 比值处于典型埃达克岩区域,反映下地壳部分熔融源区过程(曲凯等, 2014),但木吉村含矿斑岩的 Sr、Nd 同位素特征与华北克拉通下地壳同位素特征具有显著区别(Jahn *et al.*, 1999),且髫髻山组含矿斑岩主量、微量元素与王安镇杂岩体中的超基性岩-基性岩具有极强相关性。综上所述,木吉村含矿斑岩闪长玢岩可能是起源于 EMI 地幔的玄武质岩浆沿有利通道上侵过程中遭受下地壳物质的混染,在地壳浅部发生分离结晶作用而成而非下地壳源区过程的结果。

表 3 木吉村斑岩铜矿 Re-Os 同位素测试结果

Table 3 Re-Os isotopic data of molybdenites from the Mujicun porphyry Cu deposit

编号		121029-7	121029-8	121029-9	121029-10	121029-11
原样名		ZK8001(455-464)	ZK8001(474-485)	ZK8001(465-471)	ZK8001(492-499)	ZK7604(473)
样重(g)		0.002 02	0.002 07	0.002 15	0.002 05	0.002 06
$w(\text{Re})/10^{-6}$	测定值	163.33	388.94	179.33	409.04	304.25
	不确定度	1.4	4	1.9	3.3	2.7
$w(\text{普Os})/10^{-6}$	测定值	0.107 3	0.436 6	0.218 4	0.316 9	0.277 8
	不确定度	0.236 2	0.334 6	0.213	0.144 4	0.375 1
$w(^{187}\text{Re})/10^{-6}$	测定值	102.66	244.46	112.71	257.09	191.23
	不确定度	0.9	2.5	1.2	2.1	1.7
$w(^{187}\text{Os})/10^{-6}$	测定值	247	593	272	621	461
	不确定度	2	5	2	6	4
模式年龄/Ma	测定值	144.5	145.5	144.6	144.7	144.6
	不确定度	2.1	2.2	2.3	2.1	2.1

木吉村斑岩铜矿硫化物 S、Pb 同位素特征显示: S 同位素变化于 0.4‰~2.6‰之间(Dong *et al.*, 2013),具有幔源硫特征(0~3‰, Ohmoto and Goldhaber, 1997)且落在玄武岩硫同位素特征值范围内(0~5‰, Ohmoto and Goldhaber, 1997);木吉村 Pb 同位素处于上地幔与下地壳之间,反映成矿物质来源不是唯一,具有壳幔混合的特征(Dong *et al.*, 2013)但以幔源为主。Dong 等(2013)通过对木吉村硫化物 He-Ar 同位素研究亦认为成矿流体具有壳幔混合的特征。

综上所述,壳幔相互作用可能对该区晚侏罗-

早白垩世大规模岩浆成矿作用具有重要贡献,地幔不仅为成岩成矿提供主要热动力,而且显著为成岩成矿贡献了幔源物质。

5.3 成矿地球动力学背景

木吉村斑岩铜矿成岩成矿年龄的精确厘定结果显示(高永丰等, 2011; Dong *et al.*, 2013; 本次研究),成岩成矿年龄大致相当或者铜矿形成稍微滞后一点,此特征与世界其他范围斑岩型矿床具有类似特征(简伟等, 2010)。其根本原因在于,岩浆作用可能为成矿作用直接贡献了成矿物质和热源,是母岩,当然同时也是围岩。由此可以看出,髫髻山组次火

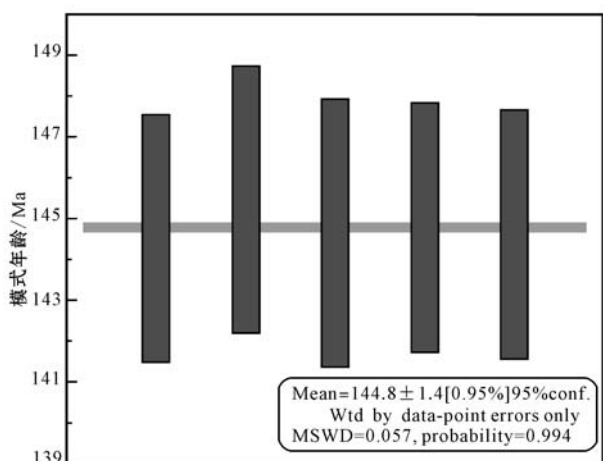


图8 木吉村斑岩铜矿斑岩矿石中辉钼矿
Re-Os 年龄加权平均图

Fig. 8 Weighted average of Re-Os model age of molybdenites from porphyry-type ore in the Mujicun porphyry Cu deposit

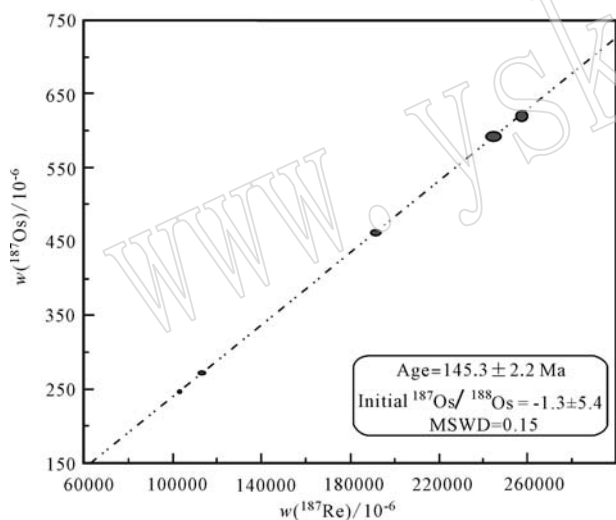


图9 木吉村斑岩铜矿 Re-Os 等时线年龄

Fig. 9 Re-Os isochron of molybdenites from the Mujicun porphyry Cu deposit

山岩相闪长玢岩形成时的构造环境也必然是木吉村斑岩铜矿成矿的动力学背景。

太行山中生代大规模岩浆成矿作用的成因及其地球动力学背景受到不同学者的密切关注(蔡剑辉等, 2003; 彭头平等, 2004; Chen *et al.*, 2004; 许文良等, 2009)。岩石学、地球化学和地球物理显示, 中生代以来华北克拉通东部发生了大规模的岩石圈减薄作用(吴福元等, 2008)。华北克拉通减薄作用的发生与其稳定性遭受破坏可能具有某种耦合关系,

不同地球动力学机制对此做出过探讨: 地幔柱效应(Zhao *et al.*, 2004), 扬子与华北板块的拼合作用(Gao *et al.*, 2002), 太平洋板块的俯冲作用(吴福元等, 2003), 多方位板块的俯冲(翟明国等, 2004)。但毫无疑问的是, 华北克拉通中生代大规模构造-岩浆-矿化事件的发生与此时期华北克拉通处于构造体制转折事件相吻合(翟明国等, 2004)。木吉村含矿斑岩及中生代太行山中酸性岩类具有埃达克岩亲和性的特征, 可能指示这些岩石是由下地壳部分熔融而形成(蔡剑辉等, 2003; 许文良等, 2009; Gao *et al.*, 2013; 曲凯等, 2014), 这些中酸性岩类的高 Mg 特征反映了拆沉作用的发生(Yuan *et al.*, 2006)。但是太行山中生代中酸性岩类 Sr、Nd 同位素与本地区下地壳同位素特征的截然关系(彭头平等, 2004), 暗示源区过程并不是这些中酸性岩类成因的关键控制因素, 同时太行山地区地幔橄榄岩包体具有太古代岩石圈地幔性质(Zheng *et al.*, 2001)以及软流圈物质记录在太行山中酸性岩类中不具广泛性也表明拆沉作用对此地区岩石成因控制作用的局限性。综上所述, 本地区晚中生代处于伸展环境下, 软流圈物质的上涌对富集岩石圈地幔烘烤作用使其发生部分熔融产生玄武质岩浆, 原始的玄武质岩浆岩有利通道上侵过程遭受地壳混染, 在浅部岩浆房的结晶分异作用产生了具有埃达克岩亲和性的含矿岩浆。岩石圈的机械热侵蚀作用(Xu, 2001)可能对华北克拉通的减薄作用发挥着重要作用。

6 结论

(1) 木吉村斑岩铜矿 Re-Os 同位素测年表明, 成矿时代为 144.8 ± 1.4 Ma, 与含矿斑岩结晶年龄 (142.0 ± 1.5 Ma) 在误差范围内接近, 指示矿床的形成与闪长玢岩具有成因联系。

(2) 壳幔物质的相互作用过程对木吉村斑岩铜矿的形成具有决定性控制作用。

(3) 晚中生代处于伸展环境下的中国东部, 机械热侵蚀作用可能是华北克拉通减薄作用的主导机制。

致谢 感谢保定地质工程勘察院陈志宽高级工程师、王志敏工程师野外工作的大力支持; 感谢国家地质测试中心 Re-Os 同位素实验室周丽敏师兄和李超老师的大力帮助; 感谢杨志明老师、杨竹森老师的

指导帮助。

References

- Arculus R J. 1994. Aspects of magma genesis in arcs[J]. *Lithos*, 33: 189~208.
- Cai Jianhui, Yan Guohan, Chang Zhaoshan, *et al.* 2003. Petrological characteristics of the Wanganzhen complex and discussion on its genesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(1): 81~92 (in Chinese with English abstract).
- Chen Bin, He Jingbo, Ma Xinghua, *et al.* 2009. Petrogenesis of mafic enclaves from the north Taihang Yanshanian intermediate to felsic plutons. Evidence from petrological, geochemical, and zircon Hf-O isotopic data[J]. *Science in China (D)*, 52: 1331~1344.
- Chen B, Jahn B M, Arakawa Y, *et al.* 2004. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang Orogen, North China Craton: Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic constraints[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 489~501.
- Chen B, Jahn B M, Zhai M G, *et al.* 2003. Sr-Nd isotopic characteristics of the Mesozoic magmatism in the Taihang-Yanshan orogen, NCC, and implications for Archean lithosphere thinning[J]. *Journal of Geological Society, London*, 160: 963~970.
- Cumming G L and Richarda J R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(2): 155~171.
- Deng J, Wang Q F and Liu X F, *et al.* 2010. Genetic relationship between the Emerishan plume and the bauxite deposits in Western Guangxi, China: Constraints from U-Pb and Lu-Hf isotopes of the detrital zircons in bauxite ores[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37(5~6): 412~424.
- Dong G C, Santosh M, Li S R, *et al.* 2013. Mesozoic magmatism and metallogenesis associated with the destruction of the North China Craton: Evidence from U-Pb geochronology and stable isotope geochemistry of the Mujicun porphyry Cu-Mo deposit[J]. *Ore Geology Reviews*, 53: 434~445.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, *et al.* 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: Molybdenites HLP and JDC[J]. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28(1): 41~52.
- Feng Zhongyan and Chen Tingli. 1999. The evolution of metalization during Mesozoic in the Northern Taihang mountains[J]. *Earth Science Frontiers*, 6(2): 343~349 (in Chinese with English abstract).
- Fisher C M, Vervoot J D, Hancher J M, *et al.* 2014. Guidelines for reporting zircon Hf isotopic data by LA-MC-ICPMS and potential pitfalls in the interpretation of these data[J]. *Chemical Geology*, 363: 125~133.
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, *et al.* 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 198: 307~322.
- Gao Y F, Santosh M, Hou Z Q, *et al.* 2012. High Sr/Y magmas generated through crystal fractionation: Evidence from Mesozoic volcanic rocks in the northern Taihang orogen, North China Craton[J]. *Gondwana Research*, 22: 152~168.
- Gao Y F, Santosh M, Wei R H, *et al.* 2013. Origin of high Sr/Y magmas from the northern Taihang Mountains: Implications for Mesozoic porphyry copper mineralization in the North China Craton[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 78: 143~159.
- Gao Yongfeng, Wei Ruihua, Hou Zengqian, *et al.* 2011. Mujicun porphyry copper mineralization: Response to Mesozoic thinning of lithosphere in North China Craton[J]. *Mineral Deposits*, 5: 990~902 (in Chinese with English abstract).
- Hedenquist J W, Arribas A, Reynolds T J, *et al.* 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines[J]. *Economic Geology*, 93: 373~404.
- Hou Kejun, Li Yanhe, Zou Tianren, *et al.* 2007. Laser ablation-MC-ICP-MS technique for Hf isotope microanalysis of zircon and its geological applications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23: 2595~2604 (in Chinese with English abstract).
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, *et al.* 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet[J]. *Earth Planetary Science Letter*, 220: 139~155.
- Hou Z Q, Ma H W, Zaw K, *et al.* 2003a. The Himalayan Yulong porphyry copper belt: product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. *Economic Geology*, 98: 125~145.
- Hou Zengqian, Pan Xiaofei, Yang Zhiming, *et al.* 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction: Examples from Chinese porphyry deposits in continental setting[J]. *Geoscience*, 21(2): 332~351 (in Chinese with English abstract).
- Hou Zengqian, Wang Shuxian, Qu Xiaoming, *et al.* 2003b. Re-Os age for molybdenites from the Gangdese porphyry copper belt on Tibetan plateau: implication for geodynamic setting and duration of the Cu mineralization[J]. *Science in China*, 33: 509~516 (in Chinese).
- Hou Z Q, Yang Z M, Lu Y J, *et al.* 2015. A genetic linkage between subduction- and collision-related porphyry Cu deposits in continental collision zones[J]. *Geology*, doi:10.1130/G36362.1.

- Huang Dianhao, Du Andao, Wu Chengyu, *et al.* 1996. Metallochronology of molybdenum(copper) deposits in the North China platform: Re-Os age of molybdenite and its geological significance[J]. *Mineral Deposit*, 15(4): 365~373(in Chinese with English abstract).
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, *et al.* 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical; and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie Complex, Central China[J]. *Chemical Geology*, 157: 119~146.
- Jian Wei, Liu Wei, Shi Lihong, *et al.* 2010. Advance in study of porphyry molybdenum deposits[J]. *Mineral Deposits*, 29(2): 308~316(in Chinese with English abstract).
- Kusky T M, Li J H, Santosh M, *et al.* 2007. The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China Craton's collisional suture with the Columbia Supercontinent[J]. *Gondwana Research*, 12: 4~48.
- Liu A K, Chen B, Suzuki K, *et al.* 2010. Petrogenesis of the Mesozoic Zijianguan mafic pluton from the Taihang Mountains, North China Craton: petrological and Os-Nd-Sr isotopic constrains[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39: 294~308.
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, *et al.* 1992. Remnants of 3 800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton[J]. *Geology*, 20: 339~342.
- Ludwig K R. 1999. Using Isoplot/EX, version 2. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [A]. Berkeley Geochronological Center Special Publication[C]. 1a: 47.
- Niu Yaoling. 2005. Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a hypothesis for the origin of the Mesozoic-Cenozoic volcanism in eastern China[J]. *Geological Journal of China Universities*, 11: 9~46.
- Ohmoto H and Goldhaber M B. 1997. Sulfur and carbon isotopes[A]. Barnes H L. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 3rd edition[C]. John Wiley and Sons, New York, 517~611.
- Peng Toupeng, Wang Yuejun, Fan Weiming, *et al.* 2004. SHRIMP zircon U-Pb geochronology of the diorites for southern Taihang Mountains in the North China Interior and its petrogenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(5): 1 253~1 262(in Chinese with English abstract).
- Qu Kai, Dong Guochen, Li Shengrong, *et al.* 2014. Lithogeochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of Mujicun porphyry Cu-Mo deposit in Taihang Mountains and their significances[J]. *Geoscience*, 28(3): 449~460(in Chinese with English abstract).
- Richards J P. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation[J]. *Economic Geology*, 98: 1 515~1 533.
- Richards J P. 2009. Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: products of remelting of subduction-modified lithosphere[J]. *Geology*, 37: 247~250.
- Santosh M. 2010. Assembling North China Craton within the Columbia supercontinent: the role of double-sided subduction[J]. *Precambrian Research*, 178: 149~167.
- Seedorff E, Dilles J, Proffett J J, *et al.* 2005. Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features[J]. *Economic Geology*, 100: 251~298.
- Shen Zhichao, Hou Zengqian, Yu Feng, *et al.* 2015. SHRIMP zircon U-Pb ages and Hf isotopes of the intermediate-acidic rocks of Wanganzhen complex in Northern part of Taihang Mountains and their geological implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*(in press).
- Shi Zhunli and Liu Fengshan. 1999. Metallogenic systems about Mesozoic metalliferous deposits in North Taihang Shan-Yan Shan area[J]. *Earth Science Frontiers*, 6(2): 297~303(in Chinese with English abstract).
- Shirey S B and Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis[J]. *Analytical Chemistry*, 67(13): 2 136~2 141.
- Sillitoe R H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. *Economic Geology*, 67: 184~197.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Economic Geology*, 105: 3~41.
- Vervoort J D and Patchett P J. 1996. Behaviour of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from Precambrian crustally derived granites[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 3 717~3 733.
- Wang R, Richards J P, Hou Z Q, *et al.* 2014a. Extent of underthrusting of the Indian plate beneath Tibet controlled the distribution of Miocene porphyry Cu-Mo $\pm$ Au deposits[J]. *Miner Deposita*, 49: 165~173.
- Wang R, Richards J P, Hou Z Q, *et al.* 2014b. Increased magmatic water content-the key to Oligo-Miocene porphyry Cu-Mo $\pm$ Au formation in the Eastern Gangdese Belt, Tibet[J]. *Economic Geology*, 109: 1 315~1 339.
- Williamms I S. 1998. U-Th-Pb Geochronology by iron microprobe[A]. Mckibben M A, Shanks III WC and Ridley W I. *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes* [C]. Review in *Economic Geology*, 7: 1~35.
- Woodhead J D and Hergt J M. 2005. A preliminary appraisal of seven natural zircon reference materials for in situ Hf isotope determination

- [J]. *Geostands and Geoanalytical Research*, 29: 183~195.
- Wu Fuyuan, Ge Wenchun, Sun Deyou, *et al.* 2003. Discussions on the lithospheric thinning in eastern China[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 51~60(in Chinese with English abstract).
- Wu Fuyuan, Xu Yigang, Gao Shan, *et al.* 2008. Lithospheric thinning and destruction of the North China Craton[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(6): 1 145~1 174(in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Huang B C, Han C M, *et al.* 2010. A review of the western part of the Altaids: a key to understanding the architecture of accretionary orogens[J]. *Gondwana Research*, 18: 253~273.
- Xu Wenliang, Yang Debin, Pei Fuping, *et al.* 2009. Petrogenesis of Fushan high-Mg[#] diorites from the southern Taihang Mts. in the central North China Craton: Resulting from interaction of peridotite-melt derived from partial melting of delaminated lower continental crust[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(8): 1 947~1 961(in Chinese with English abstract).
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the Archean lithospheric keel beneath eastern China: evidence, timing and mechanism[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26: 747~757.
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, *et al.* 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence[J]. *Lithos*, 89: 89~106.
- Yang Z M, Lu Y J, Hou Z Q, *et al.* 2015. High-Mg Diorite from Qu-long in Southern Tibet: Implications for the genesis of adakite-like intrusions and associated porphyry Cu deposits in collisional orogens[J]. *Journal of Petrology*, 56(2): 227~254.
- Yuan Honglin, Liu Xiaoming, Liu Yongsheng, *et al.* 2006. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of Late-Mesozoic lavas from Xishan, Beijing[J]. *Science in China(D)*, 49(1): 50~67.
- Zhai Mingguo, Meng Qingren, Liu Jianmin, *et al.* 2004. Geological features of Mesozoic tectonic regime inversion in Eastern North China and implication for geodynamics[J]. *Earth Science Frontiers*, 11: 285~298(in Chinese with English abstract).
- Zhang H F, Sun M, Zhou M F, *et al.* 2004. Highly heterogeneous late Mesozoic lithospheric mantle beneath the north China craton: evidence from Sr-Nd-Pb isotopic systematic of mafic igneous rocks[J]. *Geological Magazine*, 141(1): 55~62.
- Zhao Y, Zhang S H, Xu G, *et al.* 2004. The Jurassic major tectonic events of the Yanshanian intraplate deformation belt[J]. *Geological Bulletin of China*, 23(9~10): 854~863.
- Zheng J P, O'Reilly S Y, Griffin W L, *et al.* 2001. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: Significance for lithosphere evolution[J]. *Lithos*, 57: 43~66.

附中文参考文献

- 蔡剑辉, 阎国翰, 常兆山, 等. 2003. 王安镇岩体岩石地球化学特征及成因探讨[J]. *岩石学报*, 19(1): 81~92.
- 冯钟燕, 陈廷礼. 1999. 太行山北段中生代成矿时间演化[J]. *地学前缘*, 6(2): 343~349.
- 高永丰, 魏瑞华, 侯增谦, 等. 2011. 木吉村斑岩铜矿成矿作用: 北克拉通中生代岩石圈减薄的响应[J]. *矿床地质*, 5: 990~902.
- 侯可军, 李延河, 邹天人, 等. 2007. LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素的分析方法及地质应用[J]. *岩石学报*, 23(10): 2 595~2 604.
- 侯增谦, 潘晓菲, 杨志明, 等. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. *现代地质*, 21(2): 332~351.
- 黄典豪, 杜安道, 吴澄宇, 等. 1996. 华北地台钼(铜)矿床成矿年代学研究—辉钼矿铼-钨年龄及其地质意义[J]. *矿床地质*, 15(4): 365~373.
- 简伟, 刘维, 石黎红. 2010. 斑岩型钼矿床研究进展[J]. *矿床地质*, 29(2): 308~316.
- 牛耀龄. 2005. 玄武岩浆起源和演化的一些基本概念以及对中国东部中-新生代基性火山岩成因的新思路[J]. *高校地质学报*, 11: 9~46.
- 彭头平, 王岳军, 范蔚明, 等. 2004. 南太行闪长岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. *岩石学报*, 20: 1 253~1 262.
- 曲凯, 董国臣, 李胜荣, 等. 2014. 太行山木吉村斑岩铜(钼)矿床岩石地球化学、Sr-Nd-Pb 同位素特征及其地质意义[J]. *现代地质*, 28(3): 449~460.
- 申志超, 侯增谦, 于枫, 等. 2015. 太行山北段王安镇杂岩体中酸性岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年、Hf 同位素组成及其地质意义[J]. *岩石学报(待刊)*.
- 石准立, 刘凤山. 1999. 北太行山-燕山区中生代金属矿床成矿系统[J]. *地学前缘*, 6(2): 297~303.
- 吴福元, 葛文春, 孙德有, 等. 2003. 中国东部岩石圈减薄研究中的几个问题[J]. *地学前缘*, 10(3): 51~60.
- 吴福元, 徐义刚, 高山, 等. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论[J]. *岩石学报*, 24(6): 1 145~1 174.
- 许文良, 杨德彬, 裴福萍, 等. 2009. 太行山南段符山高镁闪长岩的成因——拆沉陆壳物质熔融的熔体与地幔橄榄岩反应的结果[J]. *岩石学报*, 25(8): 1 947~1 961.
- 翟明国, 孟庆任, 刘建民, 等. 2004. 华北东部中生代构造体制转折期的主要地质效应和形成动力学探讨[J]. *地学前缘*, 11(3): 284~298.