

内蒙古小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿铼-钨同位素年龄及地质意义

聂凤军¹⁾, 张万益¹⁾, 杜安道²⁾, 江思宏¹⁾, 刘妍¹⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 国家地质实验测试中心, 北京, 100037

内容提要: 为了进一步查明小东沟斑岩型钼矿床的形成时间, 对主要钼矿体6件辉钼矿样品进行了铼-钨同位素分析, 所获同位素等时线年龄为 $135.5 \pm 1.5 \text{ Ma}$ (2σ), 其 MSWD 值为 1.4。鉴于辉钼矿呈浸染状和团块状分布于斑状花岗岩株中, 并且与石英和钾长石呈共生结构关系, 可以推测小东沟地区钼矿床和斑状花岗岩株的形成时间均为早白垩纪, 属燕山期构造-岩浆活动的产物。

关键词: 铼-钨同位素年龄; 辉钼矿; 成矿时代; 斑岩型钼矿床; 小东沟; 内蒙古

小东沟是华北地质勘查总院燕郊综合勘查院(以下简称综合勘查院)和内蒙古兴业集团公司地质人员近两年来在内蒙古中东部发现的一处中型钼矿床。该矿床位于内蒙古克什克腾旗广兴元镇, 西北距离克什克腾旗政府所在地——经棚镇 30km, 南距赤峰市 220km, 地理坐标为东经 $117^{\circ}42'30'' \sim 117^{\circ}45'00''$, 北纬 $43^{\circ}00'15'' \sim 43^{\circ}04'15''$ 。该矿床地处大兴安岭南段北坡近主脊部位, 属于中高山区, 为典型的半农半牧区, 同时, 也是内蒙古中东部经济和社会发展相对滞后地区之一。

小东沟钼矿床及外围的区域地质调查和找矿勘查工作始于 20 世纪 70 年代初期, 1971 年至 1982 年间, 原辽宁省第二区域地质测量队在该区开展过 1:20 万区域地质调查和矿产普查, 并且提交有相应的文字报告; 1980 年至 1983 年间, 原冶金工业部第一地质勘查公司综合普查大队(综合勘查院前身)与第二地球物理探矿大队合作在该区进行过 1:5 万普查找矿工作, 并且圈定出一大批铜、钼、铅、锌和银异常; 1982 年至 1983 年间, 综合普查大队对小东沟地区重要元素地球化学异常进行系统野外地质调查、物化探测量和钻(坑、槽)探工作, 先后发现和圈定 19 条钼矿体; 2004 年, 内蒙古兴业集团公司获取小东沟钼矿化区探矿权后, 委托综合勘查院对前人所圈定的钼矿化体进行了系统地质勘查工作, 获钼矿石量 4153 万吨, 钼金属量 3.3 万吨, 整个矿床钼含

量变化范围为 $0.037\% \sim 0.112\%$, 平均含量为 0.09% 。预可性研究结果表明, 小东沟钼矿床以矿体集中、矿化均匀、厚度稳定、杂质组分少、埋藏浅和开采条件好为特征, 具有很好的开发前景^①。

在前人工作基础上, 我们对小东沟钼矿床开展了较系统的地质、地球化学和同位素年代学研究, 对其形成时代、成矿物质来源和形成机理进行了探讨, 旨在建立该矿床的综合性成矿模式, 为指导隐伏钼矿床找矿勘查提供科学依据。

1 成矿地质环境

小东沟钼矿床位于华北陆台北缘温都尔庙—翁牛特旗早古生代构造-岩浆岩带的东段, 其北侧 25 km 处即是华北陆台与西伯利亚板块的碰撞对接带—西拉木伦河深大断裂带(图 1)。需要提及的是, 受大兴安岭中生代北东向构造形迹叠加改造的影响, 小东沟钼矿床及外围天山—阴山古生代近东西向基底岩(体)层较为少见, 出露的地层主要有上二叠统铁营子组 and 染房地组以及上侏罗统满克头鄂博组火山-沉积岩和第四系冲洪积物(赵一鸣等, 1994; 内蒙古自治区地质矿产局, 1991; 王荃等, 1991)^②。铁营子组火山-沉积岩地层主要分布在小东沟矿区的中部和西部, 占全区岩(体)层出露面积的 50% 左右, 主要岩石类型有安山质角砾岩、安山质凝灰岩、流纹质凝灰熔岩、凝灰质细砂岩、凝灰质

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40573025)资助的成果。

收稿日期: 2007-05-18; 改回日期: 2007-06-22; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 聂凤军, 男, 1956 年生。研究员, 博士生导师, 从事金属矿床地球化学研究。通讯地址: 100037, 北京西城百万庄大街 26 号; 电话: 010-68999042; Email: nfjj@mx.cei.gov.cn。

粗砂岩和砾岩。染房地组火山-沉积岩地层主要出露在矿区的东部、北部和南部,占全区岩(体)层出露面积的 30%左右。主要岩石类型有安山岩、安山质凝灰熔岩、英安一流纹质凝灰熔岩、凝灰岩和凝灰质砂岩。染房地组与下伏的铁营子组地层呈角度不整合接触或断层接触关系。与上二叠统火山-沉积岩地层相比,上侏罗统满克头鄂博组地层零星分布在矿区的东南角。主要岩石类型有霏细斑岩、流纹质凝灰角砾岩和凝灰质砂岩,这套地层与下伏的上二叠统火山-沉积岩地层呈角度不整合接触关系。第四系冲洪积物分布在矿区低洼处和沟谷中,由砂土和砾石构成。

小东沟钼矿区范围内各种几何形态和不同产出规模的中酸性侵入岩体分布广泛,主要岩石类型有黑云母花岗岩、细粒花岗岩、斑状花岗岩、花岗闪长岩和二长花岗岩。在所有上述花岗岩类侵入岩体中,小东沟岩体不仅位于钼矿化区中心地带,而且与钼矿体具有密切空间分布关系。小东沟岩体呈岩株状侵位于上二叠统染房地组火山-沉积岩地层中,其北侧与边墙花岗岩体(0.85 km²)相连,地表出露面积为 0.22 km²。根据地球物理测量数据,经钻探工程证实,小东沟岩株的主体为一个类四边形块体。该岩株分别向南、西南和东南方向侧伏,其中东西两侧倾角较陡,一般为 50°左右或近于直立,南侧产状较缓,一般为 30°左右。沿岩体与围岩接触带产出一条宽度为几米到近百米的角岩化带,主要岩石类型有角岩化安山岩、堇青石黑云母角岩、长英质角岩和黑云母角岩,其中堇青石黑云母角岩中硫化物(黄铁矿、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿和磁黄铁矿)含量可高达 10%左右。

整个岩株从中心到边部大体可划分为中心相和边缘相,前者为斑状花岗岩,后者为细粒花岗岩,二者呈渐变过渡关系。中心相斑状花岗岩是小东沟岩株的主体,占整个岩株体积的 3/4。代表性全岩样品呈灰白色—浅肉红色,中粗粒和似斑状结构、块状构造。斑晶主要有钾长石、斜长石和石英,粒径变化范围为 2.0~2.8mm,占全岩矿物含量的 35%~40%;基质矿物有钾长石(条纹长石、正长石、微斜长石)、斜长石(更长石、钠长石)、石英和黑云母,粒径变化范围为 0.1~0.5mm,含量为 55%~60%。在所有的基质矿物中,钾长石占全部基质矿物含量的 37%~40%,斜长石为 20%~25%,石英为 30%~35%和黑云母为 1%~2%。副矿物有磷灰石、锆石、榍石、磁铁矿和褐帘石。相比之下,边缘相的细

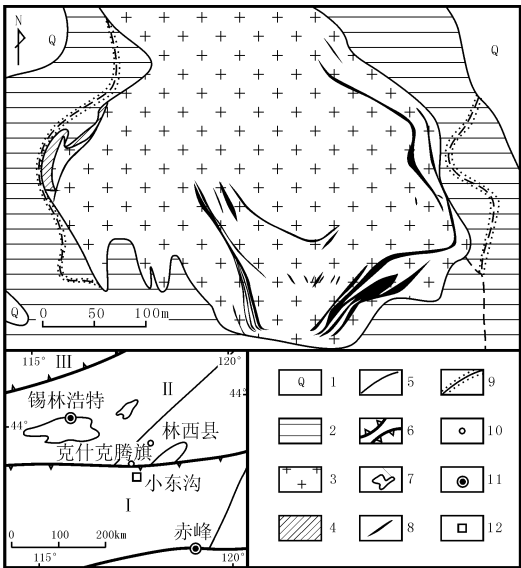


图 1 内蒙古克什克腾旗小东沟斑岩型钼矿床地质略图(根据天津华北地质勘查局地质勘查总队 2005 资料改编)
Fig. 1 Simplified geological map of the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit, Hexigten Qi, Inner Mongolia and the insert showing its tectonic locality (after Tianjin Geological Survey of North China Bureau of Geology and Exploration, 2005)

- 1—第四系;2—上二叠统染房地组火山-沉积岩;3—小东沟斑状黑云母花岗岩;4—黑云母花岗岩质混杂岩;5—断层;6—古板块缝合线;7—前寒武纪中间地块;8—钼矿体;9—黑云母角岩化带;10—旗(县)政府所在地;11—地级市政府所在地;12—小东沟钼矿床;I—华北陆台;II—古生代构造-岩浆岩带;III—西伯利亚板块
- 1—Quaternary; 2—Upper Permian volcano-sedimentary rocks of the Randifang Group; 3—Xiaodonggou porphyritic biotite granite stock; 4—biotite granitoid hybrid; 5—fault; 6—suture zone; 7—Precambrian metamorphic block; 8—molybdeum orebodies; 9—biotite hornfels zone; 10—location of county government; 11—location of prefecture government; 12—Xiaodonggou molybdenum deposit. I—northern China craton; II—Paleozoic tectono-magmatic belt; III—Siberian plate

粒花岗岩环绕岩株分布,出露宽度为几米到数十米,向深部有变薄和尖灭现象,占整个岩株体积的 1/5。代表性细粒花岗岩样品呈灰黄—灰白色,为似斑状结构、细粒花岗结构,块状构造。主要矿物有钾长石(条纹长石、微斜长石、正长石)(含量为 35%~45%);斜长石(20%~25%),石英(30%~35%)和黑云母为(1%~3%)。副矿物有锆石、磷灰石、榍石和褐帘石。尽管中心相斑状花岗岩与边缘相细粒花岗岩在结构构造上存在有一定差别,但是 2 者的主要元素含量和特征比值十分接近,不存在明显差别。22 件全岩样品 SiO₂ 含量为 73.43%~77.65%,平

均值为 75.12%；碱质组分($K_2O + Na_2O$)含量为 8.32%~9.48%，平均值为 8.75%； K_2O/Na_2O 比值为 1.05~1.76，平均值为 1.28；全铁质组分($FeO + Fe_2O_3$)含量为 1.75%~3.26%，平均值为 2.67%；CaO 含量为 0.16%~1.20%，平均值为 0.65%；MgO 含量为 0.05%~0.06%，平均值为 0.01%。全岩样品主元素含量与中国二云母花岗岩平均值相似，以相对富硅和碱质组分($K_2O + Na_2O$)，而相对亏损铝、钙、铁和镁组分为特征，属富碱质花岗岩类侵入岩(黎彤和饶纪龙,1963)。

除了上述 2 种花岗岩类侵入岩外，钼矿区范围内长英质岩脉(石英斑岩、花岗斑岩和正长岩)和辉绿岩脉分布广泛，一部分岩脉侵入于上二叠统铁营子组和染防地组以及上侏罗统满克头鄂博组火山-沉积岩地层，相比之下，另外一部分岩脉则穿插到小东沟和边墙花岗岩类岩株之中。根据各类岩脉与岩株和钼矿体的空间分布关系，可以推断，绝大多数岩脉的形成时间晚于小东沟和边墙花岗岩类岩株和钼矿体。

从构造形迹上看，上二叠统和上侏罗统火山-沉积岩地层中各种产出规模和不同展布方向的褶曲构造十分明显，代表性褶皱有李营子背斜、东沟脑背斜、小东沟背斜和小东沟向斜，其中小东沟背斜与北西向断层交汇处即是小东沟岩株的产出部位。与各类褶皱构造相比，无论是在上二叠统和上侏罗统火山-沉积岩地层内，还是在花岗岩类侵入岩体中，断裂破碎带分布广泛，其中以北西向和近南北向正断层最为发育(F_2-F_8)。单个破碎带大都由 3 条以上断层、裂隙带或节理带构成，长度变化范围为 2~6km，宽度为几米到数百米。尽管小东沟钼矿床外围部分铅-锌矿化带明显受北西向或近南北向断层破碎带控制，但是钼矿体本身并未变到任何后期断层破坏的影响^①。

2 钼矿体地质特征

小东沟地区的钼矿化主要在斑状花岗岩株顶部及其内接触带内呈浸染状、细网脉状和条带状产出。在剖面图上，钼矿体大都呈似层状、环状、皮壳状和透镜体状分布(图 2)。迄今为止，在 0.5km² 范围内，人们先后发现和圈定各种形态和不同规模的钼矿(化)体 15 条，其中具有工业价值的矿体有 6 条。单个矿体长度变化范围为 750~800m，平均值为 450m；厚度为 0.9~25.20m，平均值为 5.78m；倾斜延深为 350~520m，平均值为 390m。代表性钼矿样品钼含量为 0.06%~0.25%，平均值 0.109%，最

高值为 0.83%。在所确定的 6 条工业矿体中，I 号和 II 号矿体以产出规模大、连续性好和品位高为特征，占全部探明钼矿石量(或储量)的 90%。I 号钼矿体位于小东沟岩株南部第 6~19 号勘探线之间，为小东沟钼矿床中产出规模最大的工业矿体。钼矿化主要在小东沟岩株顶部的斑状花岗岩中呈似层状、透镜体状和条带状产出，其空间分布形态完全受岩体内接触带产状控制(图 2)。从整体上看，钼矿体的中心地段呈近东西走向，向南倾斜，从中心向东西两侧，矿体逐渐变为向南西西向和向南东东向倾斜，倾角为 20°~35°。矿体东西长为 800m，南北宽为 400~600m，厚度为 0.90~25.20m，平均值为 9.48m。整个钼矿体钼的含量为 0.06%~0.24%，平均值为 0.12%。I 号钼矿体占小东沟矿床已探明矿石量的 54.58%，占金属量的 59.63%。II 号矿体位于 I 号矿体之下，2 者之间为 10~30m 厚的夹石或低品位钼矿化体所相隔，其产出规模明显小于 I 号矿体。钼矿体全部在斑状花岗岩株内呈似层状或条带状产出，东西长 700m，南北宽 350~500m，厚度为 0.63~28.12m，平均值为 8.42m。整个钼矿体钼含量变化范围为 0.06%~0.24%，平均值为 0.09%，占小东沟矿床已探明矿石量的 36.44%，占金属量的 31.13%。

详细的岩(矿)相学和矿物学研究结果表明，小东沟钼矿床的矿石类型全部为细脉-浸染状或浸染状硫化物型矿石，钼华和钼铅矿极为少见。矿石中金属矿物主要有辉钼矿、黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿、磁黄铁矿、磁铁矿、方铅矿、白钨矿和黑钨矿；脉石矿物有钾长石、石英、绢云母、绿泥石和绿帘石。辉钼矿大多呈鳞片状集合体或团块状不均匀地散布在斑状花岗岩中。单一叶片的大小一般为 2mm×3mm~5mm×5mm，最大者可达 0.8cm×1.2cm。在反光镜下，辉钼矿多呈灰白色，微带蓝灰色、非均质性明显，45°位置的偏光色微带淡红紫色。实测反射率波长为 587nm， $R'_e = 3143\%$ ， $R'_w = 35.76\%$ 。辉钼矿的产出方式主要有 3 种，其一呈稠密浸染状或稀疏浸染状在斑状花岗岩株内出现；其二呈单一叶片或叶片状集合体沿云母或石英粒间空隙或微裂隙(解理)展布；其三呈稀疏浸染状、薄膜状或星点状在石英脉内产出。

3 辉钼矿铼-钨同位素组成

3.1 样品的采集与处理

用于铼-钨同位素年龄测定的 6 件辉钼矿样品

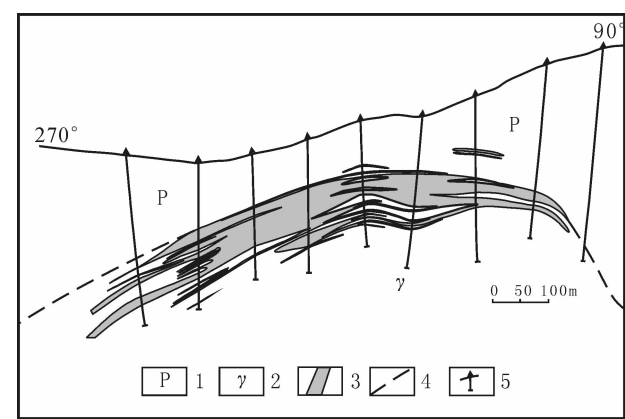


图 2 内蒙古克什克腾旗小东沟斑岩型钼矿床代表性地质勘探剖面图(根据天津华北地质勘查局地质勘查总局 2005 资料改编)

Fig. 2 Reprehensive cross-section map showing the geometry of No. 1 Mo orebody at Xiaodonggou, Hexigten Qi, Inner Mongolia (after Tianjin Geological Survey of North China Bureau of Geology and Exploration, 2005)

1—上二叠统染房地组火山-沉积岩;2—小东沟斑状黑云母花岗岩;3—钼矿体;4—推测地质界线;5—钻孔位置

1—Upper Permian volcano-sedimentary rocks of the Ranfangdi Group; 2—Xiaodonggou porphyritic biotite granite stock; 3—molybdeum orebodies; 4—inferred geological boundary; 5—location of Drilling holes

分别采自 I 号矿体中心地段的不同部位。这里不仅是该矿体的最厚处,同时,也是钼含量相对较高和变化范围相对较小的地段。辉钼矿多呈鳞片状集合体镶嵌在斑状花岗岩中,局部地段与黄铁矿和黄铜矿呈共生结构关系。需要提及的是,采样地段未见有强烈构造变形和热液蚀变现象。辉钼矿样品是采用特制工具直接从手标本上获取的,并且在实体显微镜下进行了仔细检查,每件辉钼矿样品的纯度(体积分数)均大于 98%。

3.2 分析方法

辉钼矿样品的铼-钨同位素分析是国家地质实验测试中心铼-钨同位素年代学实验室完成的,样品的化学处理流程和质谱测定技术简述如下(Du et al., 2004;杜安道等,1994;2001):准确称取所要分析的样品,通过长细颈漏斗加入到 Carius 管底部,缓慢加液氮到装有半杯乙醇的保温杯中,调节温度到-50~-80℃。把装好样品的 Carius 管放置到该保温杯中,通过长细颈漏斗把准确称取的¹⁸⁵Re 和¹⁹⁰Os 混合稀释剂加入到 Carius 管底部,再加入 4ml c(HCl)为 10mol/l 的 HCl,4ml c(HNO₃)为 16mol/l 的 HNO₃。当管底的溶液冰冻后,用丙烷

氧气火焰加热封好 Carius 管的细颈部分,放入不锈钢套管内。轻轻放套管入鼓风烘箱内,待回到室温后,逐渐升温到 230℃,保温 12 小时。在底部冷冻的情况下,打开 Carius 管,并用 40ml 的水将管中溶液转入蒸馏瓶中。蒸馏分离 Os 的过程大体如下:于 105~110℃条件下蒸馏 50 分钟,用 10ml 水吸收蒸出的 OsO₄,用于 ICP-MS(等离子体质谱仪)测定钨同位素比值。将蒸馏残液倒入 150ml 烧杯中待分离铼。萃取分离铼的过程如下:将第一次蒸馏残液置于电热板上,加热近干。加少量水,再加热到近干。重复两次以降低酸度。加入 10ml c(NaOH)为 5 mol/l 的 NaOH,稍微加热,转为碱性介质。转入 50ml 聚丙烯离心管中离心,取上清液转入 120ml Teflon 溶液到分液的漏斗中,加入 10ml 丙酮,振荡 5 分钟,萃取铼,然后弃去水相。加 2ml c(NaOH)为 5 mol/l 的 NaOH 溶液到分液漏斗中,振荡 2 分钟。洗去丙酮相中的杂质,弃去水相,排丙酮到 150ml 已加有 2ml 水的烧杯中,在电热板上 50℃加热以蒸发丙酮,加热溶液至干,然后加数滴浓硝酸和 30%过氧化氢,加热蒸干以除去残存的钨。用数毫升稀 HNO₃溶解残渣,稀释到硝酸浓度为 2%,备 ICP-MS 测定铼同位素比值。如含铼溶液中盐量超过 1mg/ml,需采用阳离子交换柱除去钠(屈文俊等,2003)。

采用美国 TJA 公司生产的 TJA PQ ExCell ICP-MS 仪测定同位素比值。对于铼的测定,选择质量数 185、187,用 190 监测钨。对于钨的测定,选择质量数为 186、187、188、189、190、192,用 185 监测铼。最后,所获铼-钨同位素分析数据采用 Ludwig(1992)计算机软件进行处理,并且获得同位素等时线年龄,计算过程中所采用的衰变常数为 λ(¹⁸⁷Re)=1.66×10⁻¹¹a⁻¹。

4 结果与讨论

4.1 钼矿体的成矿时代

小东沟钼矿床 I 号矿体 6 件辉钼矿样品铼-钨同位素分析数据及其特征值列于表 1。在¹⁸⁷Os 对¹⁸⁷Re 图(图 3)中,所有 6 件辉钼矿样品分析数据均排列在一条直线上,相关系数大于 0.995。该直线对应的等时线年龄值为 135.5±1.5Ma,MSWD 值为 1.4,¹⁸⁷Os 初始值为 0.079±0.063。一般来讲,判别同位素等时线年龄是否具有地质意义的重要依据有 3 条,即所测样品是否同时期形成?所测样品是否具有同样物质来源?同位素体系是否处于

封闭状态？在本次研究过程中，用于铼-锶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。此外，从小东沟钼矿床 I 号矿体所采到的辉钼矿样品具有以下几个特点：① 所有 6 件辉钼矿样品均采自 I 号钼矿体的中心地段；② 辉钼矿呈稠密或稀疏浸染状产出，并且与黄铁矿和黄铜矿呈共生结构关系；③ 6 件辉钼矿样品铼-锶同位素模式年龄值变化范围较小（135.7~138.8Ma，平均值为 137.2Ma）；④ 采样地段未见强烈变形和热液蚀变现象；⑤ 所获辉钼矿样品铼-锶同位素等时线年龄值（135.5±1.5Ma）与小东沟钼矿区西南侧红山子钼-铀矿床的形成时代（130±8Ma，沥青铀矿铀—铅法）相似^②。

基于区域性钼和钼-铀矿床（点）成矿时代对比研究结果，同时考虑到小东沟钼矿床的具体地质情况，故将 135.5±1.5Ma 看做为辉钼矿从含矿流体

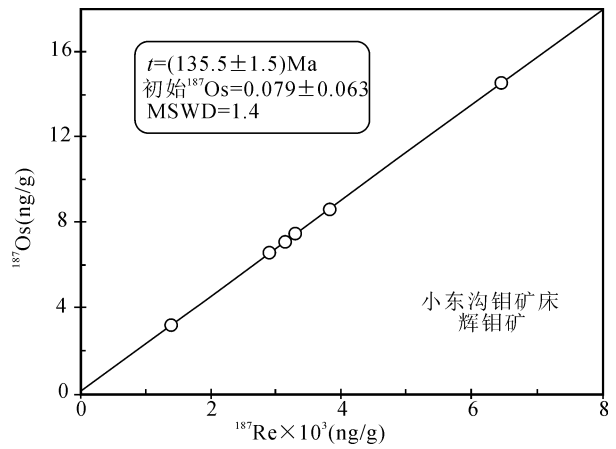


图 3 内蒙古克什克腾旗小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿铼-锶同位素等时线图

Fig. 3 Re-Os isotopic isochron diagram of molybdenite in the Xiaodonggou porphyry molybdenum deposit, Hexigten Qi, Inner Mongolia

表 1 内蒙古小东沟钼矿床辉钼矿铼-锶同位素测定结果

Table 1 Re-Os isotopic analyses of molybdenite separates from the Xiaodonggou porphyry Mo deposit, Keshiketeng County, Inner Mongolia

样品编号	样品重量(g)	Re±2σ(ng/g)	¹⁸⁷ Os±2σ(ng/g)	模式年龄(Ma)
XDG-1	0.01064	4591±34	6.640±0.081	138.0±2.2
XDG-2	0.01220	4985±38	7.129±0.059	136.4±1.9
XDG-3	0.01444	2203±16	3.206±0.030	138.8±2.0
XDG-4	0.01045	5224±45	7.564±0.056	138.1±1.9
XDG-5	0.01130	6084±46	8.654±0.074	135.7±1.9
XDG-6	0.01020	10273±100	14.690±0.140	136.4±2.2

注：测试单位—国家地质实验测试中心铼-锶同位素年代学实验室。

中沉淀与富集的时间。考虑到钼矿体与斑状花岗岩株的空间分布关系，我们有理由推测，前者的形成时间略晚于后者。无论是斑岩型钼矿床，还是斑状花岗岩或细粒花岗岩，它们的形成时间均为白垩纪早期，属燕山中期中酸性岩浆及相关热液上侵定位的产物。

4.2 区域地壳演化与成矿作用

前人研究结果表明，小东沟钼矿床及邻区地处华北陆台北缘西拉木伦河东西向深大断裂与嫩江—八里罕和大兴安岭主脊—林西北东向深大断裂的交汇部位，属大兴安岭南段新城子—广兴源钼、铀和钼-铀矿化集中区的重要组成部分（Sun and Akiyama, 2001；Wang et al. 2001；邵济安等，1999；赵一鸣等，1994）。整个新城子—广兴源矿化集中区呈北东—南西向展布，横跨西拉木伦河深大断裂，长度为 110km，宽度为 15~25km，分布面积为 2000km²。通过近几年地质调查和普查找矿工作，人们先后在这一地域内发现和圈定各类钼、铀和钼-铀矿床（点）26 处，其中代表性矿床有小东沟斑岩型钼矿床（中型）、红山子火山岩型钼-铀矿床（铀为大型、钼为中型）、万合永火山岩型钼矿床（中型）和托河钼-铀矿床（小型）。尽管该矿化集中区范围内许多钼、铀和钼-铀矿床（点）的找矿勘查工作正在进行之中，但是我国北方又一处大规模钼和铀资源接替基地已初露端倪^③。

新城子—广兴源矿化集中区出露的地层主要有上二叠统和上侏罗统火山-沉积岩以及海西期和燕山期花岗岩类侵入岩，局部地段见有少量志留系变质火山-沉积岩（绿片岩）和加里东期花岗岩类侵入岩（内蒙古自治区地质矿产局，1991）。另外，在该区的东南角零星出露有新生界陆相沉积岩和玄武岩。需要指出的是，钼矿化大都在燕山期花岗岩类侵入体内产出，相比之下，铀和钼-铀矿化则主要在侏罗系中酸性火山岩地层内出现，具有一定的成矿专属性。区内各种产出规模和不同展布方向的断裂分布广泛，其中以近东西向和东北向断裂最为发育，并且是重要的控岩（矿）构造。部分学者将上述各类岩（体）层划分为 3 个构造层，即前中生代变质火山—沉积岩基底，中生代中晚期陆相火山岩盖层和中生代晚期—新生代陆相玄武岩层^④，与之相对应的是 3 个区域地壳演化阶段，即前中生代变质海相火山-沉积岩基底阶段，中生代早—中期陆相火山岩盖层阶段和中生代晚期—新生代伸展构造阶段（Xiao et al. 2003；邵济安等，1999；王荃等，1991；Wang and

Liu, 1986)。

古生代时期,新城子—广兴源钼、铀和钼-铀矿化集中区地处华北陆台、古亚洲洋壳和西伯利亚板块汇聚带。前中生代基底各构造-地层单元大都经历过中新元古代、加里东期和海西期构造运动,与之相对应的是华北陆台、古亚洲洋壳和西伯利亚板块之间长时期和多阶段的俯冲、碰撞和对接作用,具体表现形式为广泛分布的古生界火山-沉积岩地层、较为发育的海西期侵入岩体、十分复杂的构造形迹和星罗棋布的金属矿床(点)。古生代末期,随着古亚洲洋的消失,华北陆台与西伯利亚板块“焊接”为一个整体,在此之后,全区进入到一个全新的地壳演化阶段(邵济安等, 1999; 王荃等, 1991; Tang, 1990)。需要提及的是,古生代强烈的构造-岩浆作用及相关热液活动可导致前中生代基底岩(体)层中钼和铀含量明显增高,局部地段,代表性中酸性火山岩样品中钼和钼含量分别可达到 $(4\sim5)\times10^{-6}$ 和 $(3\sim6)\times10^{-6}$,为后来钼矿床(点)的形成奠定了物质基础^②。自中生代早期开始,受库拉板块与欧亚大陆多期次俯冲消减作用影响,一系列北东向和北北东向深大断裂叠加在东西向构造线之上,进而形成一系列大小不等的菱形断陷盆地。与此同时,本区的主构造线方向开始从东西向转变为北东向或北北东向(邵济安等, 1999; 内蒙古自治区地质矿产局, 1991)。强烈的中酸性火山喷发作用可沿北东向断裂带或在断陷盆地内形成巨厚的火山-沉积岩地层,并且覆盖在前中生代基底构造层之上,上侏罗统满克头鄂博组火山-沉积岩就是此期构造-岩浆活动的产物。另外,在各种不同方向断裂带的交汇部位,各种几何形态和不同产出规模的花岗岩类侵入岩体星罗棋布,其中部分岩体与钼矿化带具有密切的空间分布关系。需要提及的是,侏罗纪构造-岩浆活动致使钼和铀得到进一步富集,并且形成一系列火山岩型钼-铀矿床(点),其中以侏罗系中酸性火山岩为容矿围岩的红山子钼-铀矿床、万合永钼-铀矿床和托河钼-铀矿床的出现就是最好的例证。各矿床外围代表性中酸性火山岩样品中钼和铀含量变化范围分别为 $(6\sim10)\times10^{-6}$ 和 $(4\sim8)\times10^{-6}$,局部地段可构成钼和铀的矿源层或“矿胚”。早白垩世时期,库拉板块对欧亚大陆俯冲作用的强度明显减低,并且逐渐消失殆尽。受区域性地壳应力大幅度调整作用影响,小东沟及邻区的地壳处于拉张状态。近东西向和北东向深大断裂再次活化为深源岩浆上涌和区域热流值的骤增创造了有利条件,前中生代基底岩(体)层和部

分侏罗系火山-沉积岩的深熔作用可产生大量的含钼中酸性岩浆,进而通过上侵定位和结晶分异作用形成边墙和小东沟花岗岩类岩株,同时为钼矿床的形成提供了物质、热力和动力来源。

小东沟斑状花岗岩株及相关钼矿床的岩(矿)相学和地球化学研究结果表明,当深熔岩浆沿有利构造部位上侵时,岩浆体系自身的结晶分异作用可促使大量挥发性组份(CO_2 、F、Cl、 H_2O)、 SiO_2 、 K_2O 、W、Mo、U、Cu、Nb 和 Y 等元素在岩浆房顶部或旁侧发生富集作用,进而形成含矿的高侵位花岗岩株。在构造薄弱地带,含钼、铀和铜的富挥发性组分流体可沿特定构造部位运移,并且形成一系列含矿石英脉、细脉、网脉和线脉。钼的成矿作用是本区中生代构造-岩浆活动的重要组成部分,同时也是中酸性岩浆作用的继续和发展。需要指出的是,在中酸性岩浆上侵过程中,岩浆冷凝和收缩效应可产生大量张裂隙(或原生节理),在岩体与围岩接触带上,这种构造特征尤为明显,特别是多期次断裂构造相互叠加的部位(岩体或火山-沉积岩地层),上述这种张裂构造系统就更为发育,为含矿流体上升、沉淀和富集创造有利条件(聂凤军等, 2002)

在含矿热液流体演化的早期阶段,钼可与各种不同类型的阴离子团结合,并且形成相对稳定的络合物。含金属元素络合物的流体可通过岩体(层)粒间孔隙或原生冷凝细微裂隙进行扩散与运移,进而在构造有利地段沉淀,并且形成含黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿的石英脉、细脉、网脉和线脉。鉴于在此阶段没有明显大气降水混入,因此,早期钼矿石中 8 件黄铁矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围为 $2.0\%\sim3.8\%$,平均值为 2.62% ; 6 件辉钼矿样品为 $4.5\%\sim5.1\%$,平均值为 4.68% 。无论是黄铁矿和闪锌矿样品,还是辉钼矿样品,它们的硫同位素比值完全可与世界范围内许多典型斑岩型铜和钼矿床硫化物相对比(聂凤军等, 2002; Taylor, 1987)。随着成矿作用时间的推移和成矿体系的开放,大气降水将会不断参与到成矿热液体系中来,并且与以岩浆水为主的含矿流体混合,进而形成混合热液流体,此时,所形成的钼矿石,其物理—化学特征与岩浆热液流体存在有较明显差别。另外,混合热液流体对小东沟花岗岩类侵入岩体和火山-沉积岩地层的交代蚀变作用可导致大量镁铁矿物的解体,释放出来的铁、镁、铝、钛、铜、铀和钼,可与流体中的挥发性组分或其它阴离子团结合,进而形成绢云母、绿泥石、黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿。花岗岩类侵入岩体与火山-沉积岩地

层中钾硅酸盐化、云英岩化、硅化和碳酸盐蚀变带的存在即是很好的例证。当含矿流体沿特定构造破碎带上升到近地表处时,成矿体系温度和压力的骤然降低,特别是氧逸度的明显增高和 pH 值的大幅度降低均可造成热液体系物理—化学条件的不平衡,进而在花岗岩类侵入岩体内外接触带及旁侧形成具有工业价值的钼、铀或钼(铀)矿床(点)。

如上所述,小东沟钼矿床是一处与燕山期花岗岩类侵入岩有关的中高温热液矿床,可划属为斑岩型钼矿床,该矿床外围燕山期花岗岩类侵入岩分布广泛,其产出环境和岩相学特征与小东沟花岗岩类侵入岩体相似,并且存在有一大批钼、铀和钼-铀矿化点或异常(带),是进行钼矿床找矿勘查的有利地段。

5 结论

(1)首次对内蒙古中东部小东沟钼矿床中辉钼矿样品进行了铼-钼同位素分析,所获等时线年龄为 $(135.5 \pm 1.5\text{Ma})$,MSWD 值为 1.4,因此,大规模钼矿化发生的时间为早白垩纪,属燕山期构造-岩浆活动的产物;

(2)鉴于辉钼矿大多呈浸染状分布于斑状花岗岩中,并且与石英和钾长石呈共生结构关系,因此,小东沟斑状花岗岩株的形成作用同样与燕山期构造—岩浆活动有关。

(3)尽管在含矿侵入岩结构构造方面,小东沟钼矿床与典型斑岩型钼矿床的含矿围岩存在有一定差别,但是其矿床地质特征、地球化学和同位素数据完全与典型斑岩型钼矿床相似,因此,小东沟矿床属斑岩型钼矿床;

(4)小东沟钼矿床及邻区地处华北陆台北缘古生代东西向断裂带与大兴安岭中生代北东向构造—岩浆岩带交汇部位,各岩(体)层中钼含量是地壳克拉克值的几倍到几十倍,为形成钼矿床的有利地带,是开展钼矿床找矿勘查的首选地区;

(5)根据小东沟钼矿床辉钼矿铼-钼同位素等时线年龄,并且结合矿区外围各类侵入岩和金属矿床已有的同位素年代学数据,可以认为,早白垩世大规模岩浆活动为钼矿床的形成提供了动力、热力、热液和物质来源。

致谢:本研究的野外地质调查与采样工作得到内蒙古兴业集团公司温银维总工程师支持以及小东沟钼矿山李杰先生和李俊清先生帮助,谨表衷心感谢。

注 释

① 天津华北地质勘查局地质勘查总院. 2005. 内蒙古自治区克什克

腾旗小东沟矿区钼矿详查报告,1~94.

② 核工业二四三大队. 2003. 内蒙古大兴安岭南段火山岩型钼、铀矿成矿地质特征及找矿方向. 大兴安岭地区矿产资源远景研讨会材料之八,1~13.

参 考 文 献

- 杜安道,何红蓼,殷宁万等. 1994. 辉钼矿的铼-钼同位素地质年龄测定方法研究. 地质学报, 68(4): 339~347.
- 杜安道,赵敦敏,王淑贤,等. 2001. Garius 管溶样和负离子热表面电离质谱准确测定辉钼矿铼-钼同位素地质年龄. 岩矿测试, 20(4): 247~252.
- 黎彤,绕纪龙. 1963. 中国岩浆岩的平均化学成分. 地质学报, 43(3): 271~280.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部专报, (一)区域地质, 第 25 号. 北京:地质出版社, 1~725.
- 聂凤军,江思宏,白大明,等. 2002. 北山地区金属矿床成矿规律及找矿方向. 北京:地质出版社,1~499.
- 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-钼地质年龄. 岩矿测试, 22(4): 254~257.
- 邵济安,张履桥,牟保磊. 1999. 大兴安岭中生代伸展造山过程中的岩浆作用. 地学前缘, 6(4): 339~346.
- 王荃,刘雪亚,李锦铁. 1991. 中国华夏与安加拉古陆间的板块构造. 北京:北京大学出版社,74~91.
- 赵一鸣,王大畏,张德全,等. 1994. 内蒙古东南部铜多金属成矿地质条件及找矿模式. 北京:地震出版社,1~234.
- Du Andao, Wu Shuqi, Sun Dezhong, et al. 2004. Preparation and certification of Re-Os dating reference materials: molybdenite HLP and JDC. Geostandard and Geoanalytical Research, 28(1): 41~52.
- Du Andao, Zhao Dunmin, Wang Shuxian, et al. 2001. Precise Re-Os dating for molybdenite by ID-NTIMS with carius tube sample preparation. Rock and Mineral Analysis, 20(4): 247~252 (in Chinese with English abstract)
- Du Andao, He Hongliao, Yin Ningwan, et al. 1994. A study on the rhenium-osmium geochronometry of molybdenites. Acta Geologica Sinica, 68(1): 339~347 (in Chinese with English abstract)
- Inner Mongolian Bureau of Geology and Mineral Resources (IMBGMR). 1991. Regional geology of Inner Mongolian Autonomous Region. Beijing: Geological Publishing House, 1~725 (in Chinese with English abstract).
- Li Tong and Rao Jilong. 1963. The average chemical composition of China' magmatic rocks. Acta Geologica Sinica, 43(3): 271~280.
- Ludwig K R. 1992. Isoplot V. 2. 57: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data; U. S. Geological Survey Open-File Report 91~445, rev. March 1992, 40p.
- Qu Wenjun, Du Andao. 2003. Highly precise Re-Os dating of molybdenite by ICP-MS with Carius tube sample digestion. Rock and Mineral Analysis, 22(4): 254~257 (in Chinese with English abstract).
- Nie Fengjun, Jiang Sihong, Bai Daming, et al. 2002. Metallogeny and ore-prospecting of ore deposits occurring within the conjunction area of Inner Mongolia, Gansu and Xinjiang (Beishan Mt.), northwestern China. Beijing: Geological Publishing House, 1~499 (in Chinese with English abstract).
- Shao Ji'an, Zhang Lü qiao, Mu Baolei. 1999. Magmatism in the

- mesozoic extending orogenic process of Da Hinggan Mts. *Earth Science Frontiers*, 6 (4):339~346.
- Sun S H, Akiyama S I. 2001. Geo-tectonic position of tin polymetallic mineralization zone in the southern Da Hinggan Mountains area, Inner Mongolia, China; A introduction to this special issue. *Resource Geology*, 51(4):275~282.
- Tang K D. 1990. Tectonic development of the Sino-Korean craton. *Tectonics*, 9:249~260.
- Taylor B E. 1987. Stable isotope geochemistry of ore-forming fluid. *Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, 13:337~445.
- Wang J B, Wang Y W, Wang L J, Uemoto T. 2001. Tin-polymetallic mineralization in the southern part of the Da Hinggan Mountains, China. *Resource Geology*, 51(4):283~291.
- Wang Q, Liu X Y and Li J Y. 1991. Plate Tectonics Between Cathaysia and Angaraland in China. Peking Univ. Publ. House, Beijing, pp.74~91 (in Chinese with English abstract).
- Wang Q, Liu X Y. 1986. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China. *Tectonics*, 5: 1073~1088.
- Xiao Wenjiao, Windley B F, Hao Jie, et al. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China; Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 22(6):8-1~8-20.
- Zhao Y M, Wang D W, Zhang D Q. 1994. Geological setting and exploration model for the polymetallic deposits occurring in the southeastern part of Inner Mongolia. *Seismologic Press*, Beijing, 1~234 (in Chinese).

Re-Os Isotopic Dating on Molybdenite Separates from the Xiaodonggou Porphyry Mo Deposit, Hexigten Qi, Inner Mongolia

NIE Fengjun¹⁾, ZHANG Wanyi¹⁾, DU Andao²⁾, JIANG Sihong¹⁾, LIU Yan¹⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Beijing 100037*; 2) *National Research Center of Geoanalysis, Beijing 100037*

Abstract

Located at the easternmost part of the Early Paleozoic tectono-magmatic belt of the Ondur Sum-Ongniud Qi along the northern edge of the Northern China craton, the newly discovered Xiaodonggou deposit is a medium-scale porphyry molybdenum deposit occurring in the central-eastern Inner Mongolian Autonomous Region. During the Mesozoic Yanshanian orogeny, intensive tectonic and igneous activities resulted in the large-scale granitoid magmatism in the Xiaodonggou and its neighboring area. The Xiaodonggou granitoid porphyry stock was emplaced in the volcano-sedimentary sequence of the Upper Permian Randifang Group, controlled by NS-trending fault zone. It has an outcrop area of 0.22 km², and consists of mainly porphyritic biotite granite and fine-grained biotite granite that have no difference in mineral assemblage. Rock-forming minerals are mainly quartz, microcline, microperthite and plagioclase associated with minor biotite and sericite. Accessory minerals are of magnetite, apatite, zircon, sphene, and allanite. The porphyry stock is petrochemically characterized by an average SiO₂ of 75.12% and K₂O + Na₂O of 8.75% with K₂O/Na₂O ratio being 1.28, belonging to silicon-high, potassium-rich rock of calc-alkaline series. Molybdenum mineralization occurs entirely within the Xiaodonggou porphyritic granitoid stock as veins, veinlets and disseminated blocks. The molybdenum ore consists of pyrite, chalcopyrite, molybdenite, sphalerite, pyrrhotite, scheelite, wolframite, K-feldspar, quartz, sericite, chlorite and epidote. Re-Os isotopic age dating for six molybdenite separates from the No. I orebody give an isochron age of 135.5 ± 1.5 Ma, and model age ranging from 135.7 to 138.8 Ma with an average value of 137.2 Ma. As the Re-Os isochron age is in agreement with field geological evidences, and the molybdenite has co-existing relations with chalcopyrite and pyrite, it has been suggested that the Re-Os isochron age represents the ore-forming time of the porphyry Mo mineralization occurring in the Xiaodonggou deposit and its neighboring area. Combined with field geological observations and petrological evidences, it has been suggested that the ore-forming materials may be derived from a mixed source of depleted mantle- and crustal-derived magma or fluids. The Re-Os isochron age of the molybdenite separates at Xiaodonggou indicates that Early Cretaceous intra-plate granitoid magmatism and relevant Mo mineralization in the southernmost part of Da Hinggan Mountain was active after the Permian collision between the Siberian plate and Northern China craton. Therefore, the Xiaodonggou district and its neighboring area have a great potential for Mesozoic Yanshanian granitoid porphyry molybdenum deposits.

Key words: Re-Os isotopic age; molybdenite; ore-forming age; porphyry molybdenum deposit; Xiaodonggou; Inner Mongolia

