

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义

叶会寿¹⁾, 毛景文^{1,2)}, 李永峰²⁾, 郭保健²⁾, 张长青¹⁾, 刘珺²⁾, 闫全人³⁾, 刘国印²⁾

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质大学, 北京, 100083;

3) 北京离子探针中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要: 东沟钼矿是在东秦岭钼矿带中于近年新发现的超大型斑岩钼矿床。对其含矿斑岩和矿石进行了成岩成矿年龄精测。采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年技术, 对东沟含矿铝质 A 型花岗斑岩体进行了年代学研究, 获得成岩年龄为 112 ± 1 Ma; 采用 ICP-MS 法测定东沟钼矿中辉钼矿 Re-Os 同位素年龄, 获得模式年龄为 $116.5 \pm 1.7 \sim 115.5 \pm 1.7$ Ma; 两种方法获得的年龄相近, 表明成岩与成矿大致同时形成。东沟斑岩钼矿与东秦岭金堆城、南泥湖、上房沟、雷门沟等斑岩钼矿具有 20 Ma 以上的时差, 反映它们形成于不同的地球动力学背景。

关键词: SHRIMP 年龄; 铝质 A 型花岗斑岩; Re-Os 年龄; 东沟钼矿; 东秦岭

位于华北克拉通南缘的东秦岭钼矿带是中国最为重要的大型钼矿分布区之一。该带分布着金堆城、南泥湖、三道庄、上房沟等世界级的超大型钼矿和雷门沟等大型钼矿床(图1, 左下角小图), 钼金属储量达300万吨以上。钼矿床主要为斑岩型和夕卡岩型。矿带内含矿斑岩体出露面积一般小于1 km², 具斑状结构, 属同熔型(I型)花岗斑岩(胡受奚等, 1988; 王晓霞等, 1986)。前人对其中的一些岩体和钼矿床分别进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年和钼矿的 Re-Os 同位素测年。南泥湖、上房沟含矿斑岩的 SHRIMP 年龄分别为 157.1 ± 2.9 Ma 和 157.6 ± 2.7 Ma(毛景文等, 2005), 雷门沟含矿斑岩 SHRIMP 年龄为 136.2 ± 1.5 Ma(Li et al., 2004); 金堆城、南泥湖—三道庄、上房沟、雷门沟等斑岩(夕卡岩)型钼矿床的辉钼矿 Re-Os 年龄为140 Ma 左右(黄典豪等, 1994; 杜安道等, 1994; Li et al., 2004; 李永峰等, 2005)。在此基础上, 毛景文等(1999, 2003, 2005)、Li 等(2004)详细讨论了东秦岭钼矿大规模成矿作用的特点, 认为发生于140 Ma 左右的中国东部构造体制大转换晚期的伸展环境是钼矿形成的地球动力学背景。

东沟钼矿床位于华北克拉通南缘的东秦岭钼矿带东部外方山地区(图1左下角小图), 是近些年来发现的超大型斑岩钼矿床。含矿的东沟花岗斑岩露头

面积很小, 仅0.01 km², 而钼矿的范围则要大得多, 容矿围岩除斑岩外, 还有中元古界熊耳群火山岩。已有资料初步表明: 东沟斑岩体可能是其南部太山庙铝质 A 型花岗岩基(卢欣祥, 1999; 河南省地质调查院^①)的分枝或岩浆分异晚期的产物(张乃昌, 1996)。那么, 东沟钼矿的成矿母岩则是铝质 A 型花岗(斑)岩, 与南泥湖等钼矿的成矿母岩—I型花岗岩明显不同, 其形成的地球动力学背景是什么呢? 这是一个非常有意义和重要的科学问题。为此, 本研究首先采用 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年技术, 对东沟花岗斑岩进行了年代学精测; 采用 ICP-MS 法直接测定东沟钼矿中辉钼矿的 Re-Os 同位素年龄; 在准确厘定成岩成矿年代的基础上, 结合前人资料, 探讨了本区钼矿成矿与成岩的关系及其形成的地球动力学过程。

1 地质背景

东沟钼矿床位于河南省汝阳县, 地理坐标为东经 $112^{\circ}22' \sim 112^{\circ}23'$, 北纬 $33^{\circ}56'30'' \sim 33^{\circ}57'30''$, 是河南省第二地质调查队在1984年开展1:5万付店幅区域地质矿产调查时发现的。经近几年的详细勘查, 已控制钼资源量 62.5×10^4 t, 平均品位0.113%^②, 为一超大型斑岩钼矿床。

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号40434011); 国土资源部地质大调查项目(编号1212010535804)资助的成果。

收稿日期: 2005-10-19; 改回日期: 2005-12-14; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 叶会寿, 男, 1964年生。现为中国地质科学院矿产资源研究所博士研究生, 高级工程师, 矿床学专业。通讯地址: 100037, 北京市西城区百万庄路26号; Email: yehuishou@163.com。

华北克拉通南缘地处华北克拉通与秦岭造山带衔接部位北侧,经受了多期构造演化:① 新太古代统一克拉通形成阶段,由于地壳拉伸变薄,在古华北克拉通边缘形成由花岗岩(片麻状花岗岩、TTG 岩系)—绿岩(太华岩群中深变质岩系)组成的结晶基底;② 中元古代早期陆缘裂谷阶段,区内发生裂陷解体和横向伸展,形成以陆相喷发为主的熊耳群火山岩系;③ 古生代末期—中生代早期俯冲—碰撞造山阶段,扬子板块向华北板块俯冲碰撞,导致区内出现推覆构造,并成为秦岭造山带的重要组成部分(张国伟等,1997,2001);④ 晚侏罗世—早白垩世构造体制转换和伸展阶段,本区构造体制发生转换和伸展作用,即主应力场由 SN 向转为近 EW 向,形成 NNE 向构造体系,沿着秦岭造山带北缘发生了大规模的逆冲推覆、拆离滑脱、块断、平移构造运动,以及强烈的岩浆活动,形成中酸性小斑岩体、花岗岩基,以及沿大营、九店等断陷盆地形成早白垩统大营组、九店组中酸性火山岩。

太山庙岩体呈复式岩基出露于东沟钼矿南部太山庙一带(图1),由中粗粒正长花岗岩、细中粒正长花岗岩、钾长花岗斑岩三个单元组成,面积约290 km²。岩体中分布钼矿化和钼的地球化学异常。岩石

呈浅肉红色、灰白色,以中粗粒、中细粒花岗结构为主,斑状结构次之,块状构造,晶洞、晶腺构造发育。晶洞为不规则椭圆形、长条形、不规则状,大小2~10 cm,其中充填伟晶状石英和钾长石。岩石由钾长石(45%~65%)、斜长石(10%~15%)、石英(25%~30%),少量黑云母组成。岩石的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为115±2 Ma(另文发表),代表岩浆的结晶年龄,形成于早白垩世晚期。据区域地质调查资料^①,该岩体岩石地球化学(表1)特征为高 SiO₂、富 K₂O,贫<FeO>(注,表示全铁,下同)、MgO、CaO,岩石 K/Na 为1.17~1.70,A/CNK 为1.09~1.11,属富钾的铝质—过铝质花岗岩系。稀土元素含量(ΣREE)为193.68×10⁻⁶~261.61×10⁻⁶,LREE/HREE 为9.31~17.33,δEu 为0.28~0.61,具较轻重稀土分馏程度及明显的 Eu 负异常,配分模式为右型海鸥型(图2)。微量元素富集 Nb、Ta、Ce、Y,亏损 Sr、Ba,Rb/Sr 和 Rb/Ba 分别为1.58~10.67和0.3~1.9,微量元素蛛网图(图3)上出现 Ba、Zr 等负异常和 Rb、Th、Hf 的正异常,Ga/Al 为2.93~3.57。与福建沿海及新疆祁漫塔格铝质 A 型花岗岩(邱检生等,2000;陈丹玲等,2001)、世界 A 型花岗岩(Whalen et al.,1987)特征相似。因此,太山庙岩体

表 1 东沟花岗斑岩、太山庙花岗岩岩石化学成分

Table 1 Petrochemical compositions of Donggou granitic porphyry and Taishanmiao granite

常量元素(%)						稀土元素(μg/g)						微量元素(μg/g)					
	DG4	DG5	TSM1	TSM2	TSM3		DG4	DG5	TSM1	TSM2	TSM3		DG4	DG5	TSM1	TSM2	TSM3
SiO ₂	79.66	79.77	73.23	75.14	76.37	La	26.30	25.60	44.92	61.05	39.06	Hf	3.45	4.32	7.4	7.3	6.1
TiO ₂	0.09	0.10	0.26	0.22	0.17	Ce	37.50	39.60	104.01	102.80	75.81	Ta	4.94	5.57	7.7	5.6	9.1
Al ₂ O ₃	10.86	10.91	13.75	12.89	12.34	Pr	3.09	3.34	7.88	12.25	8.12	Zr	75.60	94.60	230	222	157
Fe ₂ O ₃	0.57	0.64	1.20	1.11	0.82	Nd	8.29	9.46	28.1	38.58	23.78	Nb	69.50	62.30	62.1	40.2	64.3
FeO	0.09	0.09	0.87	0.47	0.56	Sm	1.16	1.55	4.43	6.33	4.12	Sc	2.16	2.00	3.0	3.9	1.5
MnO	0.01	0.01	0.039	0.015	0.02	Eu	0.14	0.19	0.74	0.80	0.34	Cr	9.85	7.50	5.0	5.0	5.0
MgO	0.07	0.06	0.65	0.26	0.18	Gd	1.59	2.03	2.70	4.81	3.30	Co	0.72	0.71	24.6	24.3	25
CaO	0.14	0.43	0.62	0.52	0.51	Tb	0.22	0.29	0.43	0.79	0.64	Ni	2.48	1.33	7.5	6.5	5.6
Na ₂ O	2.47	2.51	3.80	3.14	2.95	Dy	1.20	1.78	2.77	4.22	3.88	Rb	332.0	260.0	318	272	331
K ₂ O	5.05	5.17	4.43	5.33	4.9	Ho	0.28	0.41	0.56	0.80	0.82	Th	34.10	40.70	52.6	39.9	63.0
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.07	0.037	0.21	Er	1.22	1.73	1.76	2.37	2.84	Ba	121.0	157.0	517	902	171
H ₂ O ⁺	0.34	0.32				Tm	0.24	0.32	0.30	0.40	0.52	Sr	21.20	41.00	89	172	31
LOI	0.50	0.54	0.79	0.78	0.82	Yb	2.14	2.70	2.13	2.64	3.71	Ag	<0.03	<0.03			
总和	99.86	100.57	99.71	99.92	99.85	Lu	0.39	0.47	0.32	0.40	0.53	V			21.0	24.2	11.8
						Y	9.74	15.50	15.77	23.37	26.21	Ga			21.4	23.9	23.5
						ΣREE	83.76	89.47	216.83	261.61	193.68	Ti			2113	1182	1060
						δEu	0.315	0.327	0.61	0.43	0.28						

注:(1) 样品 DG4,DG5取自东沟斑岩体,岩性为花岗斑岩;测试在国家地质实验测试中心完成,常量元素用 XRF 方法测定,微量元素与稀土元素用 ICP-MS 方法测定。(2) TSM1,TSM2,TSM3取自太山庙岩体,岩性:TSM1—钾长花岗斑岩,TSM2—细中粒正长花岗岩,TSM3—中粗粒正长花岗岩;测试结果来源于河南省地质调查院^①,化学成分由河南省区域地质调查队化验室分析;稀土、微量元素由湖北省地质实验研究所测试。

属铝质 A 型花岗岩。King 等(1997)认为铝质 A 型花岗岩起源于具正常水含量的长英质下地壳的部分熔融。本岩体 6 个全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化在 $9\text{‰} \sim 12\text{‰}$, 平均值为 11.7‰ , 具高 $\delta^{18}\text{O}$ 花岗岩特征(卿敏, 2001), $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 初始比值为 0.718 ± 0.0023 , 表明源岩物质来自于地壳, 为陆内伸展环境下地壳熔融花岗

质岩浆结晶的产物。

2 东沟花岗斑岩特征

东沟含矿花岗斑岩体出露于下铺村东(图1), 地表呈 NE 向延伸, 长 250 m, 宽 50 m, 出露面积 0.01km^2 。钼矿勘探证实, 深部岩体长 1550 m, 宽

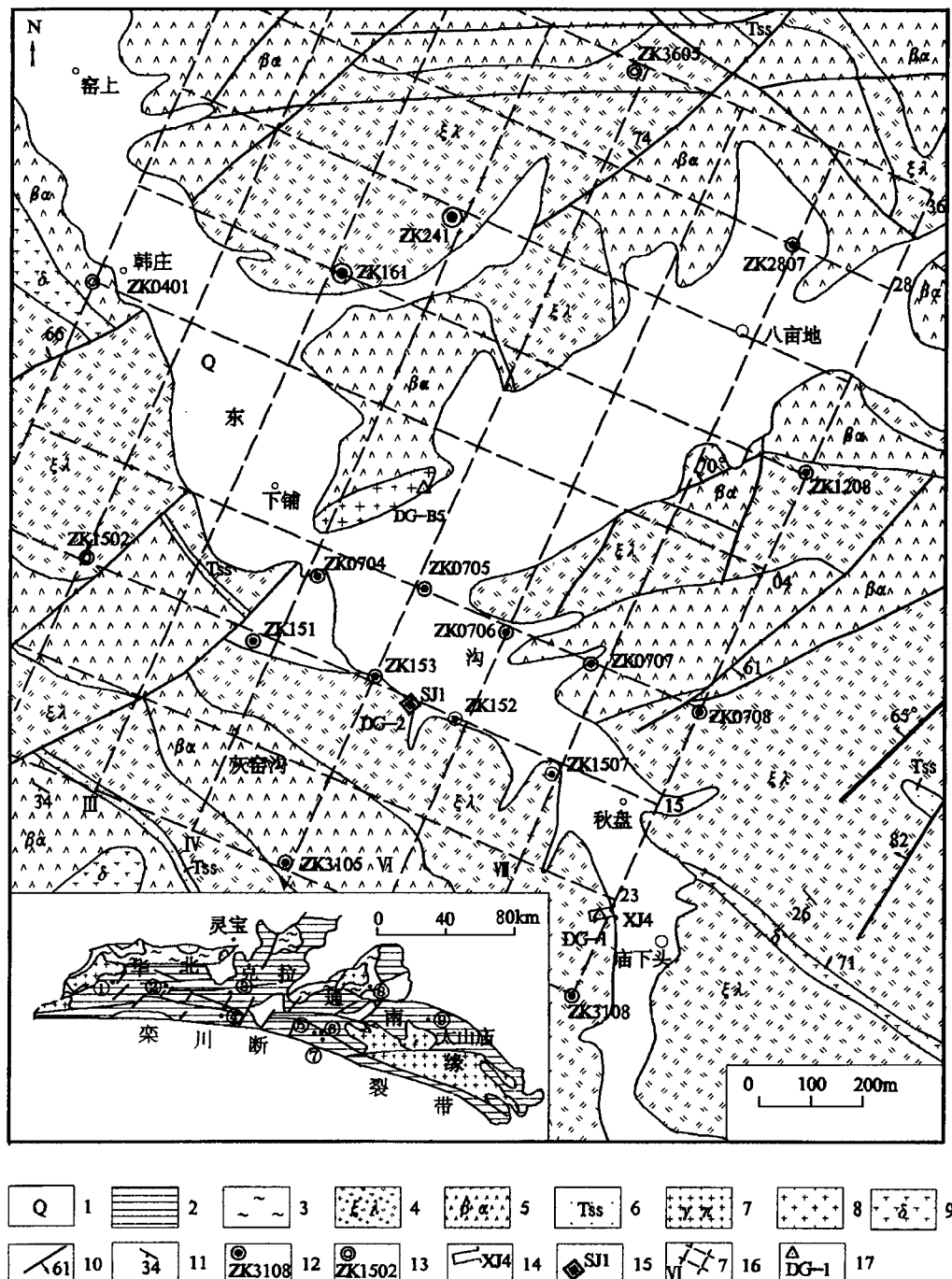


图 1 东沟钼矿地质图

Fig. 1 Geological map of Donggou Mo ores district

1—新生界沉积物; 2—中元古界—古生界沉积岩; 3—熊耳群流纹岩; 4—熊耳群安山岩; 5—熊耳群凝灰质粉砂岩; 6—太古界太华群基底结晶系; 7—中生代花岗斑岩; 8—中生代花岗岩; 9—中元古代闪长岩; 10—断层及产状; 11—地层产状; 12—见矿钻孔位置及编号; 13—未见矿钻孔位置及编号; 14—斜井位置及编号; 15—竖井位置及编号; 16—勘探线及编号; 17—取样位置及编号; ①—金堆城钼矿; ②—木龙沟钼铁矿; ③—银家沟钼多金属矿; ④—夜长坪钼矿; ⑤—南泥湖钼矿; ⑥—三道庄钼矿; ⑦—上房沟钼矿; ⑧—雷门沟钼矿; ⑨—东沟钼矿

1—Cenozoic sediments; 2—Mesoproterozoic—Paleozoic sediments; 3—Mesoproterozoic rhyolite of the Xiong'er Group; 4—Mesoproterozoic andesite of the Xiong'er Group; 5—Mesoproterozoic tuff siltstone; 6—Late Archean crystalline basement rocks of the Taihua Group; 7—Mesozoic granite porphyry; 8—Mesozoic granite; 9—Mesoproterozoic diorite; 10—fault and their attitude; 11—strike and dip of strata; 12—location of ore holes and their numbers; 13—location of barren hole and its number; 14—location of inclined shaft and its number; 15—location of shaft and its number; 16—location of exploration line and its number; 17—sampling location and its number; ①—Jinduicheng Mo deposit; ②—Mulonggou Mo—Fe deposit; ③—Yinjiagou Mo polymetal deposit; ④—Yechangping Mo deposit; ⑤—Nannihu Mo deposit; ⑥—Sandaozhuang Mo deposit; ⑦—Shangfanggou Mo deposit; ⑧—Leimengou Mo deposit; ⑨—Donggou Mo deposit

850 m, 面积 1.32 km²。岩体向四周外倾, 倾角 35°~52°。岩石呈肉红色, 块状构造, 斑状结构, 基质为显微花岗结构。斑晶占 10% 左右, 主要为石英和条纹长石 (5×3~3×1.5 mm), 基质主要由条纹长石、石英、斜长石以及少量黑云母组成, 副矿物有磁铁矿、锐钛矿、榍石、金红石和锆石等。该岩体的岩石地球化学 (表 1) 特征为高 SiO₂、富 K₂O, 贫 <FeO>、MgO、CaO, A/CNK 为 1.04~1.11, 属富钾的铝质—过铝质花岗岩。稀土元素含量 (ΣREE) 为 83.76×10⁻⁶~89.47×10⁻⁶, LREE/HREE 为 8.19~10.505, δEu 为 0.315~0.327, 具较强轻重稀土分馏

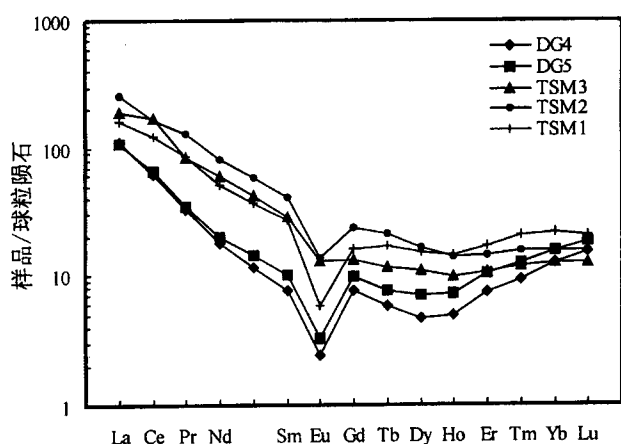


图 2 太山庙、东沟花岗岩稀土元素配分模式图

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns for

Taishanmiao and Donggou granites

DG4, DG5—东沟花岗斑岩; TSM1—太山庙钾长花岗岩; TSM2—太山庙细中粒正长花岗岩; TSM3—太山庙中粗粒正长花岗岩

DG4, DG5—Donggou granite porphyry; TSM1—K-algranite porphyry from Taishanmiao; TSM2—medium—fine grained orthoclase granites from Taishanmiao; TSM3—medium—coarse grained orthoclase granites from Taishanmiao

程度及强烈的 Eu 负异常, 配分模式为右型海鸥型 (图 2)。微量元素富集 Nb、Ta、Ce、Y, 亏损 Sr、Ba; Rb/Sr 和 Rb/Ba 分别为 6.34~15.66 和 1.65~2.7。微量元素蛛网图 (图 3) 上出现 Ba、Zr 等负异常和 Rb、Th、Hf 的正异常。其特征与太山庙铝质 A 型花岗岩相似。结合区域重、磁物探解译成果, 太山庙岩体呈舌状向 N 倾伏, 呈 NNE 向沿付店、下铺等地分布, 在下铺侵位相对较高 (张乃昌, 1996), 推测东沟花岗斑岩应为太山庙岩体的分枝岩脉或岩浆分异晚期的产物。

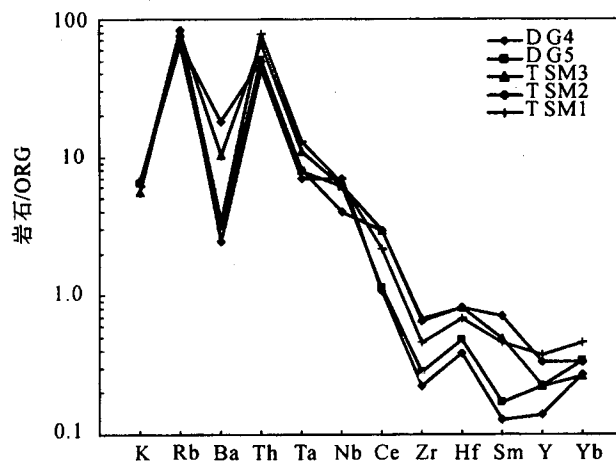


图 3 太山庙、东沟花岗岩洋中脊花岗岩 (ORG)

标准化蛛网图

Fig. 3 Oceanic ridge granite (ORG) normalized trace element spidergrams of Taishanmiao and Donggou granites

3 东沟钼矿床特征

东沟钼矿区出露的地层主要为中元古界熊耳群

火山岩,岩性主要为灰绿色流纹岩、安山岩、杏仁状安山岩,夹杏仁状玄武岩和凝灰质粉砂岩。矿区位于拔菜坪背斜南翼,为单斜构造,地层产状 $165^{\circ}\sim 220^{\circ}/\angle 20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 。断裂构造主要有近 EW 向、NW 向、NE 向和近 NS 向四组。侵入岩主要为中元古代闪长岩脉和晚中生代东沟花岗斑岩岩脉。花岗斑岩岩脉本身具钼矿化,为东沟钼矿床的成母岩。

钼矿赋存于花岗斑岩体与熊耳群火山岩的接触带附近。钼矿化范围西起韩庄东到秋盘,北自八亩地南至炭窑沟,NW—SE 长 2.0 km, NE—SW 宽 1.8 km,面积约 3.6 km²。矿体平面上呈长方形,形态严格受花岗斑岩体顶面的形态制约。剖面上,主要矿体赋存于岩体外接触带 0~360 m 范围内。矿体厚度 46.60~253.92 m,平均 189.76 m,呈近水平的似层状。以细脉浸染状和浸染状辉钼矿矿石为主。容矿围岩为熊耳群火山岩和花岗斑岩。矿石中金属矿物主要为辉钼矿,少量的黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、白钨矿等;脉石矿物主要为石英、钾长石、斜长石、单斜辉石、普通角闪石、黑云母,次有绿泥石、绿帘石、绢云母、萤石等。辉钼矿呈亮灰色,金属光泽,半自形片状,弯曲鳞片状,片径一般 1~3 mm。矿石具鳞片状结构,浸染状、细脉浸染状、脉状、薄膜状构造。脉状者一般为辉钼矿钾长石石英细脉、辉钼矿石英细脉,一般脉宽 1~5 mm,最宽可达 20 mm。围岩蚀变主要为硅化、钾长石化、黑云母化,次为绢云母化、绿泥石化、萤石化、碳酸盐化等,呈面型分布。蚀变自岩体往外,由强变弱。硅化、钾长石化有两种形式,即细脉浸染状和粒间交代状,与钼矿化关系密切,辉钼矿一般赋存于石英细脉或钾长石石英细脉内及其两侧。萤石化常见于花岗斑岩体内,碳酸盐化形成晚于辉钼矿化。矿化大致分为四个阶段:① 石英—钾长石阶段,脉体主要由石英,正长石或全由正长石组成,基本无辉钼矿化;② 辉钼矿—石英—钾长石阶段:形成辉钼矿钾长石石英细脉。③ 硫化物—辉钼矿—石英阶段,形成辉钼矿(硫化物)石英细脉,石英均一温度 199~392℃,平均 296℃,成矿流体的盐度 12.62%~22.71%,平均 15.60%(作者未发表资料)。④ 碳酸盐化阶段,形成方解石脉,并切穿辉钼矿脉。

4 含矿斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年

4.1 样品采集与处理

DG-B5 花岗斑岩样品采于东沟花岗斑岩体的 NE 部(图 1),地理坐标东经 112°22'48",北纬 33°57'

00"(GPS 定位)。样品新鲜,呈肉红色,具块状构造,斑状结构,基质显微花岗结构。斑晶占 10%左右,主要为石英和条纹长石,基质主要由条纹长石、石英、斜长石以及少量的黑云母组成,副矿物有磁铁矿、锐钛矿、榍石、金红石和锆石等。样品重约 10 kg。

在河北省区域地质调查队实验室,采用人工破碎重砂淘洗法从花岗斑岩样品中分离锆石,最后在双目镜下挑纯,锆石纯度达 99%以上,无氧化、无污染。

4.2 测试方法

从样品中挑选出锆石颗粒 143 粒。这些锆石多呈浅黄色、无色、透明度良好,金刚光泽,以短柱状、长柱状为主,半自形—自形晶。柱面{110}、{100}、锥面{111}、部分颗粒{211}发育。对其中 32 颗晶体完好的锆石统计,长一般在 0.05~0.25 mm,最大达 0.32 mm,宽 0.057~0.15 mm,长宽比 1.25:1~3.05:1,颗粒晶面完整、平直光滑,有些颗粒在透射光下可见到裂纹和细小的包裹体。阴极发光(CL)图像(图 4)显示锆石中振荡环带结构发育,应为典型的岩浆结晶锆石。

将挑选好的待测样品锆石颗粒与 RSES 参考样 SL13 及数粒 TEM 置于环氧树脂制靶,用于阴极发光研究及 SHRIMP U-Pb 测年。锆石阴极发光研究在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针研究室完成。锆石离子探针同位素分析在中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心 SHRIMP II 上进行,详细分析流程和原理参考有关的著作(Compston et al., 1984, 1992; Williams and Claesson 1987; Williams, 1988; 宋彪等, 2002)。待分析未知点与标样 TEM 的点交叉进行分析。采用 RSE 参考锆石 TEM 进行元素间的分馏校正,应用 SL13(572 Ma, U 含量 238×10^{-6}) 标定样品的 U、Th、Pb 含量,用 Temrra(417 Ma)进行年龄校正。普通铅根据实测的 ^{204}Pb 进行校正。由于岩体形成于中生代,所测锆石的 ^{207}Pb 和 ^{235}U 含量低, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 以及 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 的比值精度较差,因此采用 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 比值来获得 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。数据处理采用 Ludwig 的 SQUID1.02 及 ISOPLOT 程序。同位素比值误差为 1σ ,加权平均年龄具 95% 的置信度。

4.3 测试结果

对样品锆石进行了 14 次分析,分析结果列于表 2,表示在谐和图上(图 5)。其中因分析点 89.1 的 $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ 及 $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ 的比值不正常;分析点 101.1 具有较高的放射成因铅含量(12.1×10^{-6});

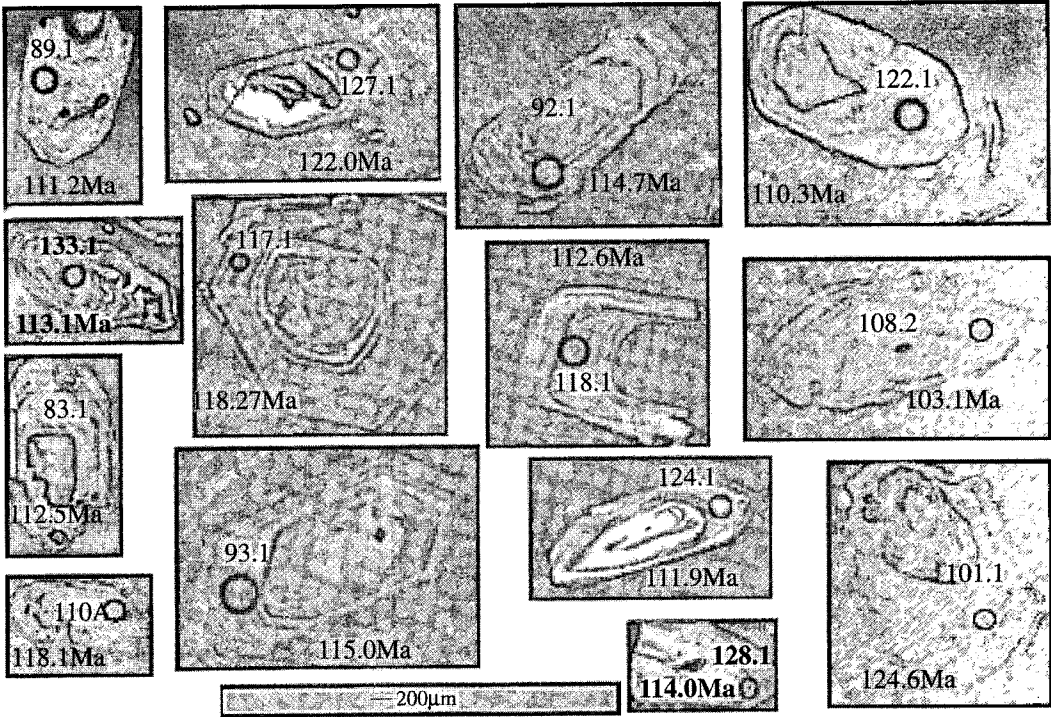


图 4 锆石阴极发光图

Fig. 4 $\delta^{13}\text{C}$ Cathodoluminescence images of zircons from Donggou granitic porphyry

分析点127.1有较高的普通铅校正值(23.92%),这3个样都在统计误差之外,不参加年龄的计算。余下的11个分析结果产生了 $112\pm 1\text{ Ma}$ 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄。这个年龄被解释为东沟花岗斑岩的侵入年龄。

5 辉钼矿 Re-Os 同位素测年

5.1 样品采集与处理

DG-1辉钼矿样品采自东沟钼矿庙下头村斜井XJ4内35 m处(图1),地理坐标东经 $112^{\circ}23'02''$,北纬 $33^{\circ}56'34''$ 。辉钼矿呈细粒鳞片浸染状分布于辉钼矿

表 2 东沟花岗斑岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测试结果

Table 2 SHRIMP U-Pb isotopic analyses for zircons from Donggou granitic porphyry, East Qinling

测点号	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄(Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$
83.1	6.77	428	381	0.92	6.94	112.5 ± 2.9	0.017 ± 97	0.041 ± 97	0.01760 ± 2.5
89.1	8.65	367	407	1.15	6.01	111.2 ± 4.2			0.01739 ± 3.9
92.1	3.12	561	308	0.57	8.93	114.7 ± 3.1	0.108 ± 12	0.268 ± 12	0.01795 ± 2.7
93.1	6.02	603	515	0.88	9.92	115.0 ± 2.7	0.032 ± 57	0.079 ± 57	0.01800 ± 2.3
101.1	2.02	705	633	0.93	12.1	124.6 ± 1.7	0.0439 ± 14	0.118 ± 14	0.01952 ± 1.4
108.2	2.92	748	689	0.95	10.7	103.1 ± 2.3	0.048 ± 29	0.106 ± 29	0.01612 ± 2.2
110.1	4.41	317	488	1.59	4.82	108.1 ± 3.0	0.038 ± 44	0.088 ± 44	0.01691 ± 2.8
117.1	0.34	8114	2714	0.35	130	118.27 ± 0.68	0.04750 ± 2.0	0.1213 ± 2.1	0.01852 ± 0.58
118.1	6.66	3576	1403	0.41	58.0	112.6 ± 1.1	0.0468 ± 13	0.114 ± 13	0.01761 ± 1.0
122.1	5.58	423	382	0.93	6.64	110.3 ± 2.6	0.021 ± 66	0.051 ± 66	0.01726 ± 2.4
124.1	2.95	477	576	1.25	7.39	111.9 ± 2.3	0.045 ± 25	0.108 ± 25	0.01751 ± 2.0
127.1	23.92	350	704	2.08	7.54	122.0 ± 5.8	0.083 ± 45	0.217 ± 46	0.01910 ± 4.8
128.1	6.87	241	237	1.02	3.96	114.0 ± 3.7	0.024 ± 86	0.060 ± 86	0.01784 ± 3.2
133.1	1.38	398	428	1.11	6.13	113.1 ± 2.2	0.0493 ± 7.3	0.1203 ± 7.6	0.01769 ± 2.0

注:误差为1 σ ;Pbc和Pb*分别表示普通铅和放射成因铅,普通铅用实测的 ^{204}Pb 校正。

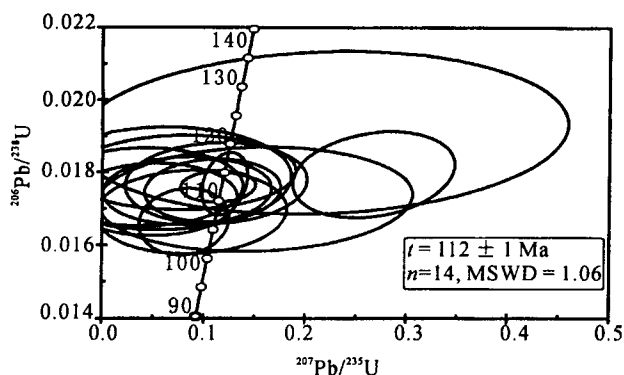


图5 东沟花岗斑岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄谱和图
Fig. 5 U-Pb concordia diagram of zircon from the Dongguo granite porphyry

钾长石石英脉中,脉宽约10 mm,赋矿围岩为流纹岩。

DG-2辉钼矿样品采自竖井 SJ1沿脉平巷内(图1),地理坐标东经112°22′47″,北纬33°56′48″,辉钼矿呈细粒鳞片浸染状分布于浅肉红色辉钼矿石英钾长石微细网脉中,脉宽约10 mm,赋矿围岩为安山岩。

5.2 Re-Os 样品的化学处理、测试方法

样品辉钼矿的 Re-Os 同位素测试在国家地质测试中心进行,采用 Carius 管封闭溶样分解样品,Re-Os 同位素分析的化学分离过程和分析方法见有关文献(Shirey et al., 1995; 杜安道等, 2001; Mao et al., 2003)。实验全流程空白 Re 约10 pg,普通 Os 约1 pg,远远小于所测样品中的铼、钨含量,因此,不会影响实验中铼、钨含量的准确测定。

5.3 测试结果

Re-Os 模式年龄 t 按下式计算:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{^{187}\text{Os}}{^{187}\text{Re}} \right)$$

其中 $\lambda(^{187}\text{Re} \text{ 衰变常数}) = 1.666 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$

2件钼矿石样品的 Re、Os 同位素测试结果如表3,获得的模式年龄分别为 $116.5 \pm 1.7 \text{ Ma}$ 、 $115.5 \pm 1.7 \text{ Ma}$ 。

1.7 Ma,平均为 $116 \pm 1.7 \text{ Ma}$ 。

6 讨论

6.1 东秦岭钼矿带成岩成矿时代

本次研究所获的东沟辉钼矿的模式年龄为 $115.5 \pm 1.7 \sim 116.5 \pm 1.7 \text{ Ma}$,平均 $116 \pm 1.7 \text{ Ma}$ 。与所获东沟花岗斑岩体 SHRIMP 年龄 $112 \pm 1 \text{ Ma}$ 及太山庙铝质 A 型花岗岩 SHRIMP 年龄 $115 \pm 2 \text{ Ma}$ 相近,表明它们形成于同一成岩成矿系统。而处于东秦岭钼矿带东部的南泥湖钼矿田内南泥湖—三道庄、上房沟矿床辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为 $141.5 \pm 7.8 \text{ Ma}$ (李永峰等, 2003);嵩县雷门沟钼矿的 Re-Os 模式年龄为 $131.6 \pm 2.0 \sim 133.1 \pm 1.9 \text{ Ma}$,平均为 $132.4 \pm 2.0 \text{ Ma}$ (李永峰等, 2005);处于该带西部的金堆城钼矿的 Re-Os 模式年龄为 $139 \pm 3 \sim 129 \pm 7 \text{ Ma}$ (黄典豪, 1985; Stein et al., 1997),石家湾钼矿的 Re-Os 模式年龄为 $136.0 \pm 6 \text{ Ma}$ (Stein et al., 1997)。黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿辉钼矿的 Re-Os 模式年龄为 $230 \pm 7 \sim 220.0 \pm 5 \text{ Ma}$ (黄典豪等, 1985)。这表明东秦岭钼矿带钼的成矿至少有三期,一期形成于 220 Ma 左右,为碳酸岩脉型钼(铅)矿床(黄典豪等, 1985);二期形成于 140 Ma 左右,为斑岩型、夕卡岩型钼(钨)矿床(毛景文等, 2003, 2005);东沟钼矿形成于 115 Ma 左右,属斑岩型钼矿床,与熊耳山地区祁雨沟爆破角砾岩型金矿床(125~114 Ma)(王义天等, 2001),以及胶东地区金矿(126~115 Ma)(张德全等, 1995; 张连昌等, 2002; 李厚民等, 2003)和宁芜地区玢岩铁矿(124.9~122.9 Ma)(余金杰等, 2002)形成时代相似,均形成于 120 Ma 左右,可归为第三成矿期。

6.2 成矿物质来源

Mao 等(1999)在综合分析、对比了中国各种类型钼矿床中辉钼矿的铼含量后总结认为,从地幔到壳幔混源再到地壳,矿石中的铼含量呈十倍地下降,从幔源→I 型→S 型花岗岩有关的矿床,Re 含量从 n

表3 东沟钼矿 Re-Os 测年

Table 3 Re-Os dating of molybdenite from the Donggou Mo deposit

样名	矿石名称	样重(g)	Re ($\mu\text{g/g}$)	^{187}Re ($\mu\text{g/g}$)	^{187}Os (ng/g)	模式年龄 (Ma)
DG-1	辉钼矿钾长石石英脉	0.10843	4.19 ± 0.06	2.64 ± 0.04	5.12 ± 0.04	116.5 ± 1.7
DG-2	辉钼矿石英钾长石脉	0.12179	4.04 ± 0.05	2.54 ± 0.03	4.89 ± 0.04	115.5 ± 1.7

注:① 由国家地质实验测试中心测试,分析者:屈文俊,曾法刚。② 表中误差为 2σ ,其中 Re 和 Os 含量的计算误差包括稀释剂标定误差、质谱测量误差及质量分馏校正误差等。模式年龄的计算误差不仅包括稀释剂标定误差、质谱测量误差及质量分馏校正误差等,另外还包括 ^{187}Re 衰变常数 λ 的不确定度(1.02%)。

$\times 10^{-4} \rightarrow n \times 10^{-5} \rightarrow n \times 10^{-6}$ 。因此,辉钼矿的 Re 含量可以指示成矿物质的来源(Mao et al., 1999; Stein et al., 1997)。本研究获得的东沟钼矿中辉钼矿的 Re 含量为 $4.04 \times 10^{-6} \sim 4.19 \times 10^{-6}$ (表 4), 平均 4.12×10^{-6} , 表明东沟钼矿的成矿物质和其成矿母岩的成岩物质一样主要来源于地壳。

6.3 成矿动力学背景

秦岭造山带是华北和扬子两大板块于三叠纪相互碰撞形成的(李曙光等, 1989; Ames et al., 1993; 张国伟等, 1996), 秦岭广泛发育的碰撞型花岗岩和造山后环斑花岗岩(张宗清等, 1994; 卢欣祥等, 1999)则表明两大陆最终碰撞闭合于晚三叠世, 此后进入陆内演化或陆内造山阶段。晚三叠世末—早侏罗世陆内俯冲, 包括华北陆块南缘在内的秦岭造山带发生了强烈的逆掩—叠覆作用, 形成逆掩断层、飞来峰、叠瓦状构造(石铨曾等, 2004), 岩石圈进一步缩短增厚(任纪舜等, 1992)。中—晚侏罗世, 在由古特提斯构造系向环太平洋主动陆缘的构造体制大转换, 即由 SN 向主应力场向 NWW 向主应力场转变过程中, 东秦岭受板片断离作用和壳幔边界附近发生的基性岩浆的底侵作用影响, 加厚的下地壳物质发生部分熔融形成花岗质岩浆, 并沿构造薄弱带上升到浅层次侵位形成南泥湖、金堆城等同熔型花岗斑岩, 以及在 140 Ma 左右, 形成斑岩型、夕卡岩型钼(钨)矿床和热液脉型铅锌银矿床(Ye, et al., 2005)。晚侏罗世末—早白垩世, 受中国东部大规模岩石圈拆沉作用(邓晋福等, 1996, 2004)的影响, 岩石圈减薄, 软流圈物质上涌, 导致强烈的壳—幔相互作用和伸展活动, 结果形成各类型和不同产状的花岗岩, 如华山、文峪、娘娘山、花山等 S 型花岗岩岩基(范宏瑞等, 1994), 合峪等壳幔混源型花岗岩岩基(刘振宏等, 2004), 祁雨沟、蒿坪沟等花岗斑岩, 太山庙和东沟铝质 A 型花岗岩基和花岗斑岩; 小秦岭、

崤山、熊耳山等变质核杂岩(张进江等, 1998)以及大规模流体的形成运移富集沉淀而形成的不同类型矿产组合。与重熔型花岗斑岩(如蒿坪沟 133 Ma, 另文发表)有关的斑岩型钼(铜)矿、热液脉型银铅锌矿, 形成了铁炉坪银铅锌钼铜矿集区(王志光等, 1997), 代表性矿床有寨凹斑岩型钼(铜)矿, 铁炉坪、蒿坪沟、沙沟等银铅锌矿床。与深部流体成矿系统有关的石英脉型、蚀变岩型和浅成低温热液型(爆破角砾岩型)金矿床(毛景文等, 2005), 形成了小秦岭、崤山、熊耳山等金矿田, 代表性矿床有文峪、杨寨峪、东沟等石英脉型金矿, 上官、公峪等蚀变岩型金矿、祁雨沟爆破角砾岩型金矿床。与铝质 A 型花岗岩有关的斑岩型钼矿、热液脉型铅锌矿、热液脉型萤石矿床, 形成了汝阳钼铅锌萤石矿田, 代表性矿床有东沟钼矿、西灶沟、老代仗沟、三元沟、西王坪沟等铅锌矿、车村萤石矿。稍后沿三门峡—宝丰断裂带形成九店断陷盆地和九店组中酸性沉积火山碎屑岩, 以及大营火山断陷盆地和大营组中酸性熔岩及火山碎屑岩。九店组晶屑凝灰岩黑云母 K-Ar 同位素年龄为 107 Ma^⑨, 代表着本期陆内伸展作用基本结束。此后, 受区域性 SE—NW 向近水平的缩短作用和 NE—SW 向水平伸展作用的应力场影响, 形成一系列 NE 向断陷盆地, 如灵宝—朱阳、洛宁—卢氏、嵩县—潭头、南阳等盆地, 并和小秦岭、崤山、熊耳山、外方山等构成盆岭构造。

本研究通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄测定, 确定东沟斑岩体形成于 112 ± 1 Ma; 对东沟钼矿床的辉钼矿 Re-Os 同位素精确测年, 获得东沟钼矿 Re-Os 同位素模式年龄为 $116.5 \pm 1.7 \sim 115.5 \pm 1.7$ Ma; 显而易见, 东沟斑岩体及钼矿与小秦岭、熊耳山地区的金矿形成于统一的成岩成矿地质事件, 其形成的地球动力学背景应处于中国东部岩石圈大规模伸展时期, 总体属于中国东部中生代大规模成矿的

表 4 东秦岭钼矿床辉钼矿 Re 含量

Table 4 Re content of molybdenite from the east Qinling molybdenum deposits

矿床名称	矿床类型	样数	Re ($\mu\text{g/g}$)		成矿物质来源	资料来源
			范围	平均值		
黄龙铺钼矿床	碳酸岩脉型	5	256.0~633.1	428.36	成岩成矿物质主要源于上地幔	黄典豪等, 1994
金堆城钼矿	斑岩型	3	12.9~19.7	16.13	成岩成矿物质主要源于下地壳, 成矿流体以岩浆水为主, 混有大气水	黄典豪等, 1987, 1994
南泥湖—三道庄钼(钨)矿床	斑岩—夕卡岩型	9	13.1~53.7	28.09		黄典豪等, 1994
上房沟钼矿	斑岩型	2	19.0~20.2	19.6		李永峰等, 2003
雷门沟钼矿	斑岩型	2	18.4~25.9	22.15		李永峰等, 2003
东沟钼矿	斑岩型	2	4.04~4.19	4.12		本文

第三期,即120 Ma 左右的成矿期(毛景文等,2003)。

7 结论

(1)通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年,确定东沟斑岩体形成于 112 ± 1 Ma;对东沟钼矿床的辉钼矿进行了 Re-Os 同位素测年,获得东沟矿床的辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 $115.5 \pm 1.7 \sim 116.5 \pm 1.7$ Ma,平均为 116 ± 1.7 Ma;表明成岩与成矿大致同时形成。

(2)东沟斑岩体特征与太山庙铝质 A 型花岗岩相似,表明其可能为太山庙岩体的分枝岩脉或岩浆分异晚期的产物,成岩和成矿物质均来源于地壳。和与 I 型花岗岩有关的金堆城、南泥湖和雷门沟等钼矿相比,东沟钼矿显示出不同的成矿物质来源。

(3)东沟钼矿形成于115 Ma 左右,而东秦岭其他大型钼矿,如金堆城、南泥湖、上房沟、雷门沟等钼矿床形成于140 Ma 左右,表明它们是不同成矿期次及不同成矿地球动力学背景的产物。东沟钼矿形成于中国东部岩石圈东西向大规模伸展过程,是中国东部中生代120 Ma 左右大规模成矿作用的一部分。而金堆城、南泥湖、上房沟、雷门沟等东秦岭其他钼矿床则是中国东部中生代构造体制大转换过程晚期的产物,是中国东部中生代140 Ma 左右大规模成矿作用的一部分。

注 释

- ① 河南省地质调查院。2002. 内乡县幅1:25万区域地质调查报告。
- ② 河南省第二地质勘查院。2004. 河南省汝阳县东沟钼矿详查地质报告。
- ③ 河南省地质矿产厅。1996. 鸣皋幅1:5万地质图说明书。

参 考 文 献

- 陈丹玲,刘良,车自成,罗金海,张云翔。2001. 祁漫塔格印支期铝质 A 型花岗岩的确定及初步研究. 地球化学, 30(6): 540~546.
- 邓晋福, Flower M J, 苏尚国, 喻学惠, 罗照华, 邱瑞照, 吴宗絮。2004. 地中海地区明显反差的岩石圈变形与岩浆活动的共存: 陆-陆碰撞过程中地幔流的响应与表现. 现代地质, 18(4): 435~442.
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宣学, 吴宗絮, 罗照华。1996. 中国大陆根-柱构造. 北京: 地质出版社, 1~96.
- 杜安道, 何红寥, 殷宁万, 邹晓秋, 孙亚利, 孙德忠, 陈少珍, 屈文俊。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, 王淑贤, 孙德忠, 刘敦一。2001. Carius 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.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰。1994. 豫西花山花岗岩基岩石学和地球化学特征及其成因. 岩石矿物学杂志, 13(1): 19~32.
- 胡受奚, 林潜龙, 等。1988. 华北与华南古板块拼合带地质和成矿. 南京: 南京大学出版社, 442~488.
- 黄典豪, 王义昌, 聂凤军, 江秀杰。1985. 一种新的钼矿床类型——陕西黄龙铺碳酸岩脉型钼(铅)矿床地质特征及成矿机制. 地质学报, 59(3): 241~257.
- 黄典豪, 吴澄宇, 杜安道, 何红寥。1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钼同位素年龄及其意义. 矿床地质, 13(3): 221~300.
- 黄典豪, 吴澄宇, 聂凤军。1987. 陕西金堆城斑岩钼矿床地质特征及成因探讨. 矿床地质, 6(3): 22~34.
- 李厚民, 毛景文, 沈远超, 刘铁兵, 张连昌。2003. 胶西北东季金矿床钾长石和石英的 Ar-Ar 年龄及其意义. 矿床地质, 22(1): 72~77.
- 李曙光, Hart S R, 郑双根。1989. 中国华北、华南陆块碰撞时代的 Sm-Nd 同位素年龄证据. 中国科学(B 辑), 19(3): 312~319.
- 李永峰, 毛景文, 白凤军, 李俊平, 和志军。2003. 东秦岭南泥湖钼矿 Re-Os 同位素年龄及其地质意义. 地质论评, 49(6): 652~659.
- 李永峰, 毛景文, 刘敦一, 王彦斌, 王志良, 王义天, 李晓峰, 张作衡, 郭保健。2005. 豫西雷门沟斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 及辉钼矿 Re-Os 测年及其地质意义. 地质论评, 52(1): 122~131.
- 刘振宏, 王世炎, 张 良, 杨长秀, 武太安, 崔霄峰。2004. 华北陆块南缘燕山期陆内造山岩浆活动特征. 地质调查与研究, 27(1): 35~42.
- 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 张宗清, 李惠民, 王卫。1999. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及其意义. 高校地质学报, 5: 372~377.
- 卢欣祥。1999. 秦岭花岗岩大地构造图. 西安: 西安地图出版社, 1~27.
- 毛景文, 华仁民, 李晓波。1999. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区. 矿床地质, 18(4): 291~299.
- 毛景文, 李晓峰, 张荣华, 王义天, 赫英, 张作衡。2005. 深部流体成矿系统. 北京: 中国大地出版社, 65~135.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵。2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精确得到启示. 中国科学(D 辑), 33(4): 289~299.
- 卿敏, 韩先菊。2001. 磁铁矿系列花岗岩含金差异性及其评价准则——以豫西地区为例. 矿物岩石, 21(4): 24~27.
- 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, McInnes B。2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. 29(4): 313~321.
- 任纪舜, 陈廷愚, 牛宝贵, 刘志刚, 刘凤仁。1992. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1~203.
- 石铨曾, 尉向东, 李明立, 庞继群。2004. 河南省东秦岭山脉北缘的推覆构造及伸展拆离构造. 北京: 地质出版社, 1~109.
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平。2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象的讨论. 地质论评, 48(增刊): 26~30.
- 王晓霞, 姜常义, 安三元。1986. 中酸性小斑岩中二辉麻粒岩的特征及其意义. 西安地质学院学报, 8(2): 16~22.
- 王义天, 毛景文, 卢欣祥。2001. 嵩县祁雨沟金矿成矿时代的 $(40) \text{Ar} \sim (39) \text{Ar}$ 年代学证据. 地质论评, 47(5): 551~555.
- 王志光, 崔毫, 徐孟罗。1997. 华北地块南缘地质构造演化与成矿. 北京: 冶金工业出版社, 1~296.
- 余金杰, 毛景文。2002. 宁芜玢岩铁矿钠长石 $(40) \text{Ar} \sim (39) \text{Ar}$ 定年及意义. 自然科学进展, 12(10): 1059~1063.
- 张德全, 徐洪林, 孙桂英。1995. 山东邓格庄金矿与崑崙山花岗岩的

- 定位时代及其地质意义. 地质论评, 41(5): 415~425.
- 张国伟, 孟庆仁, 于在平, 孙勇, 周鼎武, 郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学(D辑), 26(3): 193~200.
- 张国伟, 孟庆仁, 刘少峰, 姚安平. 1997. 华北地块南部巨型陆内俯冲带与秦岭造山带岩石圈现今三维结构. 高校地质学报 3(2): 129~143.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 1~729.
- 张进江, 郑亚东, 刘树文. 1998. 小秦岭变质核杂岩的构造特征、形成机制及构造演化. 北京: 海洋出版社, 1~118.
- 张连昌, 沈远超, 刘铁兵, 曾庆栋, 李光明, 李厚民. 2002. 山东胶莱盆地北缘金矿 Ar-Ar 法和 Rb-Sr 等时线年龄与成矿时代. 中国科学(D辑), 32(9): 727~734.
- 张乃昌. 1996. 河南华北地台南缘及邻区的地球物理特征和构造分析. 见: 关保德, 主编. 华北地台南缘地质和成矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 100~133.
- 张正伟, 朱炳泉, 常向阳, 强立志, 温明星. 2001. 东秦岭钼矿带成岩成矿背景及时空统一性. 高校地质学报, 7(3): 307~315.
- 张宗清, 黎世美. 1998. 河南省西部熊耳山地区太古宙太华群变质岩的 Sm-Nd、Rb-Sr 年龄及其地质意义. 见: 程裕洪主编. 华北地台早前寒武纪地质研究文集. 北京: 地质出版社, 123~132.
- 张宗清, 刘敦一, 付国民. 1994. 北秦岭变质地层同位素年代学. 北京: 地质出版社, 1~191.
- Ames L, Tilton G R, Zhou G. 1993. Timing of collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons U-Pb zircon dating of coesite-bearing eclogites. *Geology*, 21: 339~342.
- Compston W, Williams I S, Kirschvink J L. 1992. Zircon U-Pb ages for the Early Cambrian time scale. *Journal of the Geological Society, London*, 149: 171~184.
- Compston W, Williams I S, Meyer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research, Supplement*, 89: B325~534.
- King P L, White A J R, Chappell B W. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Flod Belt, Southeastern Australia. *J petrol*, 38(3): 371~391.
- Li Yongfeng, Mao Jingwen, Guo Baojian, Shao Yongjun, Fei Hongcai, Hu Huabin. 2004. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Nannihu Mo (W) ore field in the east Qinling and Its Geodynamic processes. *Acta Geologica Sinica*, 78(2): 463~470.
- Mao Jingwen, Richard J. Goldfarb, Zhang Zhengwei, Xu Wenyi, Qiu Yumin, Deng Jun. 2002. Gold deposits in the Xiaolinling—Xiong'er shan region, Qinling Mountains, central China. *Mineralium Deposita*, 37: 306~325.
- Mao Jingwen, Zhang Zhaochong, Zhang Zuoheng. 1999. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian Mountains and its geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 63(11~12): 1815~1818.
- Shirey S B, Walker R J. 1995. Carius tube digestion for low-blank rhenium-osmium analysis. *Anal. Chem.*, 67: 2136~2141.
- Stein H J, Markey R J, Morgan J W, Du A, Sun Y. 1997. Highly precise and accurate Re-Os ages for molybdenum from the East Qinling molybdenum belt, Shaanxi Province, China. *Economic Geology*, 98: 175~180.
- Whalen J B, Currie K, Chappel B W. 1987. A-type granite geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407~419.
- Williams I S, Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides; II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 97: 205~217.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben M A., Shanks W C, Ridley W I (eds.). *Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralizing Processes. Reviews in Economic Geology*, 7: 1~35.
- Ye Huishou, Mao Jingwen, Zhao Caisheng, Li Yongfeng, Guo Baojian, Chai Fengmei, Yan Changhai, He Chunfen. 2005. Mesozoic Mo—W—Ag—Pb—Zn mineralization in Nannihu area, western Henan Province, China. In: Jingwen Mao, Bierlein F. (eds). *Mineral Deposit Research: Meeting the global challenge*. Berlin, Germany: Springer, 1205~1208.

SHRIMP Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os Dating for the Superlarge Donggou Porphyry Mo Deposit in East Qinling, China, and Its Geological Implication

YE Huishou¹⁾, MAO Jingwen^{1,2)}, LI Yongfeng²⁾, GUO Baojian²⁾, ZHANG Changqing¹⁾,
LIU Jun²⁾, YAN Quanren³⁾, LIU Guoyin²⁾

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037*

2) *China University of Geosciences, Beijing, 100083*

3) *Beijing SHRIMP Center, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Science, Beijing, 100037*

Abstract

Located in the eastern Qinling Molybdenum Belt, the Donggou deposit is a superlarge porphyry Mo deposit discovered in recent years. This study provides the first highly precise dating of the mineralization and rock-forming in the Donggou Mo deposit. The dating of zircon from Donggou aluminous A-type granitic porphyry determined by SHRIMP yields an age of 112 ± 1 Ma. The ^{187}Re and ^{187}Os contents of molybdenite from the molybdenum deposit are determined by the Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS), with analytical errors of Re and Os between $0.2\% \sim 0.3\%$ (2σ). The results obtained show that the Re-Os model ages of the deposit are between $116.5 \pm 1.7 \sim 115.5 \pm 1.7$ Ma, with average age of 116 ± 1.7 Ma. The SHRIMP zircon U-Pb and molybdenite Re-Os isotopic ages are quite close. The results suggest that the Donggou Mo deposit was formed at least 20 Ma later than the Jinduicheng, Nannihu, Shangfanggou and Leimengou porphyry molybdenum deposits in the same molybdenum belt. On the basis of the accurately confirmed ages of the mineralization and rock-forming, their relationships, the ore-forming mechanism and the geodynamic evolution are further discussed. They formed in different tectonic settings. The Donggou Mo deposit formed during the rapid lithospheric thinning of eastern China at ca. 120 Ma, while the other Mo deposits formed when the tectonic transformation predominated at ca. 140 Ma.

Key words: SHRIMP U-Pb age of zircon; aluminous A-type granitic porphyry; Re-Os age of molybdenite; Donggou Mo deposit; East Qinling