

论中条裂谷铜矿床的形成时代^{*}

真 允 庆

(冶金工业部第三地质勘查局 太原 030002)

摘 要 通过单颗锆石 U—Pb 法、单颗锆石离子探针质谱法、以及辉钼矿 Re—Os 法同位素年龄测定和其他地质研究方法, 确定中条裂谷铜(钼)矿床的形成时代可分4期: 早于绛县运动的成矿年龄在2 300Ma左右; 第2和第3期成矿年龄分别为2 100Ma和1 950Ma, 亦是我国铜(钼)矿化最早的年龄; 在西洋河群安山岩喷侵后, 尚有最后一期成矿时代, 其同位素地质年龄晚于1 826Ma。

关键词 铜矿床; 成矿时代; 中条裂谷; 山西

分类号 P618.41; P579.3

1 问题的提出

1978年,《中条山铜矿地质》编写组^[1]曾采用以钾氩法为主,测定了前寒武纪变质岩系,并探讨了铜矿峪铜矿及胡篦型铜矿的生成时代。1990年孙海田等^[3]运用Sm—Nd法及U—Pb法研究了容矿岩石的同位素地质年龄,认为铜矿峪铜矿形成于2 100Ma左右,胡篦型铜矿形成时间为篦子沟组变质岩系的地质年龄均在2 100~1 800Ma之间,两者的地质时代一致或接近一致。孙大中等研究中条山年代构造格架时(1991年)指出^[2]:铜矿峪变质斑岩型铜矿生成于2 150Ma,胡家峪—篦子沟型内源沉积—再造型铜矿床,原生成矿年龄和赋存于篦子沟组火山岩中的铁矿形成年龄均为2 050Ma左右。1992年笔者等^[4,5]综合了中条裂谷区域地质发展史之后,认为伴随裂谷的演化,可划分为4个地层构造单元:即裂谷基底构造层;裂谷早期沉积构造层;裂谷晚期沉积构造层和裂谷萎缩阶段沉积构造层,组成了所谓四层结构,并产生了与之相匹配的以铜矿为主(兼有少量铁矿)的成矿作用,总结为“四代同堂”成矿模式。而且明确指出:中条运动是中条裂谷铜矿床的主要成矿期。胡维兴(1994)研究认为^[6]:胡篦型铜矿床早期矿化是成岩分异或变质分异的产物,形成时间在2 059~1 900Ma之间;晚期矿化则是在细脉浸染型矿化的基础上,以粗脉侵位为特点,是受中条运动——热事件的改造而形成,成矿时间在1 900~1 850Ma之间,两者均属早元古代,而与中元古代西阳河期岩浆——热事件无关。1996年黄典豪等^[7]在研究华北地台钼(铜)矿床成矿年代学曾提出:铜矿峪铜(钼)矿床的成矿时代为早元古代早期;胡篦型铜(钼)矿床的成矿时代为早元古代晚期。

综上所述,目前对中条裂谷主要类型铜矿床的铜矿峪和胡篦型铜矿床的研究比较深入,

1997年3月1日收稿,7月3日改回。

作者简介:真允庆,男,1932年出生,教授级高工,矿床学专业。

^{*}全国铜矿找矿攻关科研项目。

但具体成矿时代的论点并不一致。本文试图从裂谷的演化史及其它地质证据,运用最新的同位素地质年代学资料,探讨中条裂谷的铜(铁)矿化作用地质时代,为该区安排新一轮普查找矿工作服务。

2 成矿地质背景

中条裂谷正处于华北和华南两古板块的拼合带,隶属华北地台的南缘、莫霍面的上隆地区,热柱上隆的活动地域,为一典型的晚太古代—元古代的三叉裂谷^[5]。若按地球动力学的分析,可属于扩张克拉通边缘的裂陷槽(epicratonic embayment)。

随着裂谷演化,地壳不断地张裂与闭合,同时铜(金、铁)的成矿作用亦相伴而生。早在太古宙中期以前,华北地台的地壳已克拉通化成为刚性基础,当时本区地壳和全球一样,处于拉张、断陷的状况之下,可能由于软流层不断上拱,或者因为华南古板块向北俯冲,导致形成解川—磨里(NNE向)和桑林—古朵地(NWW向)两条地壳大断裂,近似直角相交,成为中条裂谷的边界断裂,构成中条裂谷的雏形。沿其边缘的次一级断裂常有基性和酸性岩浆(角闪黑云片岩及二长花岗岩)侵入,并有铜及多金属矿化。

晚太古代绛县期,地壳是以拉张作用为主,在裂谷的中心部位富钾质基性和酸性岩浆活动频繁,形成双峰态火山—侵入岩建造,相伴随的铜矿成矿作用极为发育。

至早元古代,中条裂谷的概貌有所改观,由原EW向断陷,改变成沿裂谷西侧,近似NNE向的次一级断陷盆地,沉积了较厚的以碎屑岩—碳酸盐岩为主的中条群,此时的海底火山活动和绛县期相比,明显减弱。其中有一套黑色片岩及其独特的喷流作用形成的铜建造。

当中条群沉积之后地壳回返,可能由于华南、华北古板块的碰撞挤压,从而产生安山岩浆喷溢,并夹有砂、泥质沉积、组成西洋河群安山岩—沉积岩建造,按层位与岩性可与河南熊耳群对比,其间亦有铜矿脉贯入其中。

中条裂谷铜矿床的形成,皆与裂谷的演化过程息息相关,特别是与裂谷的拉张阶段所处的海底热液成矿作用及火山岩浆期后热液成矿作用更为密切。直至中(晚)元古代,裂谷处于挤压状态,虽有安山岩浆喷溢,相伴亦有铜矿化叠加,但已接近铜矿化作用的“尾声”。

3 成矿时代的若干地质证据

如前所述,中条裂谷的铜矿床和铜矿化点广泛分布,在4个地层—构造单元皆有赋存,自老至新有:涑水杂岩(群)中有白峪口小型铜(多金属)矿脉;绛县群中分布有我国最古老的铜矿峪斑岩铜矿床、横岭关型铜矿床和落家河铜矿床,还有小沟铜矿、同善虎坪铜矿、篱笆沟铜矿等小型铜矿床(点);中条群内有著名的胡家峪—篦子沟型铜矿床;西洋河群有芦家坪铜矿点。

近年来,随着对中条裂谷铜矿床的深入研究^[3,5],同时开展了多种方法同位素地质年代学研究^[2,7],这些珍贵的资料和数据,无疑为探讨中条裂谷的铜矿床成矿时代,提供了可靠的依据。

3.1 赋存于涑水杂岩中的铜矿脉的成矿时代

运城白峪口含铜方解石脉赋存在涑水杂岩(群)中,矿脉的围岩为黑云角闪片岩,黑云斜长角闪片岩及片麻状二长花岗岩,变质程度为铁铝榴石角闪岩相。

讨论白峪口含铜方解石脉的成矿时代问题，必然首先涉及到对涑水杂岩的隶属关系，也就是说它应归于太古代？或是下元古代？从野外宏观的现象而论，涑水杂岩与上覆的绛县群呈明显的角度不整合接触，而且两者的变质程度有很大差异，涑水杂岩常为麻粒岩相（指中条山西侧）或高级角闪岩相，而绛县群多呈绿片岩相。但涑水杂岩中的冷口火山岩的侵入时代，据孙大中等研究^[2]，曾对变英安质凝灰岩和变中基性火山凝灰岩中的单颗锆石（无色或浅粉色、自形晶、细粒）分别用 U—Pb 法测定年龄（2σ）为（2 360±62Ma）和（2 349±20）Ma，又对前者采用离子探针质谱法测定年龄（1σ）为（2 330±5）Ma，这些数据代表正确的岩浆年龄。若锆石的晶形并非自形或高铀，则所测定 U—Pb 法同位素年龄为 2 436～2 508Ma 和 2 460～2 590Ma，代表由深部携带上来的继承锆石和或捕获锆石年龄。同时又对冷口火山岩的基性—中基性岩 6 个样品作了 Sm—Nd 法分析，所得 $T_{DM}^*=2\,560\sim2\,730\text{Ma}$ ，绛县群铜矿峪 5 件基性火山岩 $T_{DM}=2\,790\sim3\,030\text{Ma}$ ；宋家山组绛道沟 6 件基性火山岩的 $T_{DM}=2\,810\sim3\,040\text{Ma}$ ；中条群篦子沟 3 件基性火山岩的 $T_{DM}=2\,580\sim2\,610\text{Ma}$ ；西洋河群许山组 1 个玄武安山岩样品的 $T_{DM}=3\,110\text{Ma}$ 。很明显深部应该有两组 2 600～2 700Ma 和 2 800～3 100Ma 的镁铁质岩石。同时对长英质火成岩研究得知，深部也有 2 450～2 600Ma 和 2 670～2 800Ma 两个时限的长英质岩石，可以得出深部 4 组有时序的年龄，并建立了中条山早元古宙年代地壳结构模式：最下部镁铁质层（IV：2 800～3 100Ma）主要是基性麻粒岩和紫苏花岗岩，也有部分副片麻岩；上覆长英质层（III：2 650～2 800Ma），该层相当于康氏面，推测是由基性岩衍生出来的英云闪长质岩石；再上为镁铁质层（II：2600～2700Ma），由高铁的斜长角闪岩类条带状铁建造组成；最上部为钾质过铝花岗岩层（I：2450～2600Ma）也夹副片麻岩。从地壳生长方式的角度看，中条山用垂直增长的板底垫托（under plating）模式来解释更为合适（孙大中等，1991）^[2]。

由此不难看出，作为中条裂谷的基底涑水杂岩中，确有早元古代火山岩侵入，然而涑水杂岩仍应属于太古宙较为合宜。

白峪口含铜方解石脉是具有独特的矿石结构。多金属矿物除见有黄铜矿、黄铁矿之外，次要金属矿物有方铅矿、闪锌矿、辉钼矿、辉银矿、黑钨矿及少量自然金，矿脉中的方解石常成巨晶的团盐状或囊状与石英伴生，其颜色有灰黑色、粉红色及白色，三者界线清晰或渐变。其化学成分，灰黑色方解石的 Fe₂O₃，FeO，MgO，MnO 的含量要比粉红色及白色方解石高得多，红色方解石的 Fe₂O₃，FeO，Al₂O₃，SiO₂ 亦比白色方解石稍高，其分子式都接近方解石的理论含量。REE 分析结果投在图 1 之 2 区的基性岩区，3 个样品具有良好的线性关系（相关系数为 0.997），所拟合的直线，有向其混合岩化程度降低趋势，可知该区含铜方解石脉的物源是来自深部基性火山岩。而且 3 种不同颜色的方解石投至 Yb/Ca—Yb/La 的图上，也均落在热液成因范围，与岩浆成因的山西紫金山和挪威的方解石脉稀土配分模式对比显然有所不同（图 2），应属于变质热液成因。

K. C. Condie (1982)^[8]，S. R. Taylor 和 S. M. McLennan^[9]指出上地壳和下地壳的大半径阳

$$*T_{DM} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{DM} - \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_s}{\left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{DM} - \left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_s} + 1 \right]$$

孙大中等（1991）采用铜矿

$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{DM} = 0.51325$ ($\epsilon_{\text{Nd}} = +12$), $\left(\frac{{}^{147}\text{Sm}}{{}^{144}\text{Nd}} \right) = 0.1268$

离子亲石元素 (K, Rb, Th, U 等) 和稀土元素等均有差异。白峪口含铜方解石矿脉中的方解石与冷口火山岩的基性火山岩极为相似, 均来自上地壳, 可能即是前述地壳结构模式的Ⅱ层:

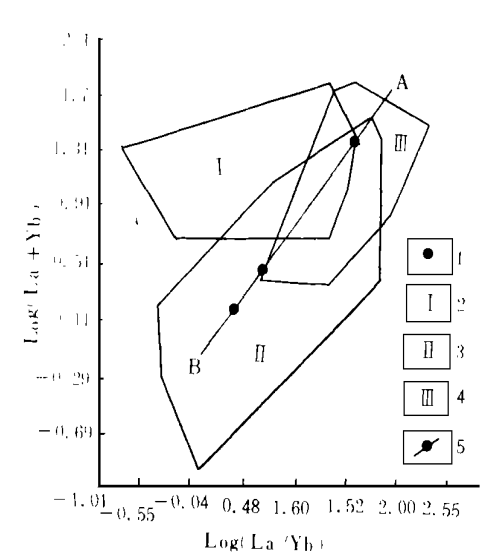


图 1 方解石的 $\lg (La/Yb) - \lg (La+Yb)$ 图解
(底图据胡志宏等, 1987)

Fig. 1 $\lg (La/Yb) - \lg (La+Yb)$ diagram of calcite
1—不同颜色方解石; 2—太古代沉积岩区; 3—基性岩区; 4—中酸性岩区; 5—白峪口方解石演化趋势

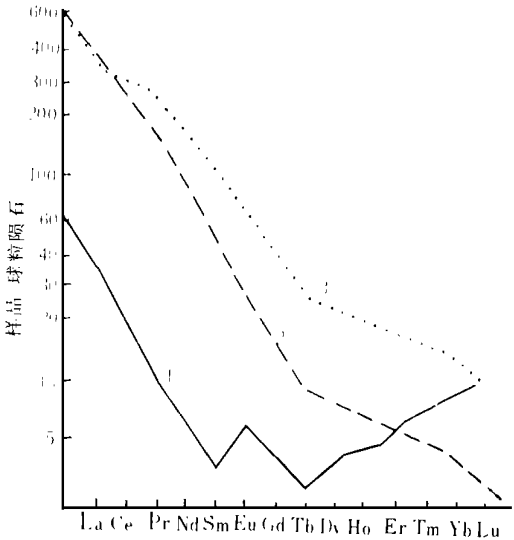


图 2 不同成因方解石稀土配分模式
Fig. 2 REE distribution patterns of different-genesis calcites

图中: 1—白峪口 3 种不同颜色方解石平均值; 2—山西紫金山方解石碳酸盐岩; 3—挪威费恩方解石碳酸盐岩

表 1 白峪口含铜方解石脉中的方解石与冷口基性火山岩及上、下地壳对比
Table 1 Comparison between calcites and basic volcanites and the upper crust, the lower crust

类 别	Sm/ Nd	La _N / Yb _N	Eu/ Eu ⁺
白峪口铜矿脉中方解石	0. 115~0. 240(3) 0. 188	0. 915~14. 579(3) 5. 99	0. 961~1. 773(3) 0. 80
冷口基性火山岩 ^①	0. 14~0. 19(5)	8. 06~12. 18(3)	0. 90~0. 98(3)
上地壳 ^②	0. 17	9. 2	0. 65
下地壳	0. 25	3. 8	1. 14

表中: 分子为变化值, 分母为平均值, 括弧内为分析样品数; ①冷口基性火山岩 据孙大中等, (1991); ②上、下地壳的平均值, 据 Taylor, S. R 等, 1985

白峪口含铜方解石脉中方解石为变质热液的产物, 铜矿化也应和这一热事件有关, 方解石脉是由上地壳基性火山岩变来, 它和冷口基性火山岩一样, 均侵位于太古宙的涑水杂岩之中。其成矿时代与冷口火山岩中的基性火山岩侵入活动时代应该相似, 亦即在中条裂谷形成初期, 当基性岩浆上侵时 (约在 2300Ma), 即已拉开了铜矿化作用的“序幕”。

3.2 铜矿峪斑岩型铜矿床的成矿时代

一般来说, 铜矿峪斑岩型铜矿床是指铜矿区内主要的 4、5 号矿体, 容矿岩石主要是变钠长花岗闪长斑岩 (或有人称变石英晶屑凝灰岩), 而 4 号矿体的顶部见有变基性侵入体 (即黑云母片岩), 基岩性与矿体下盘含气孔很普遍之基性火山岩 (黑云母片岩) 相同。矿区

南部复盖有流纹岩，上述中酸性火山一次火山岩侵位于绛县群园头山组绢英岩、绢英片岩之中。经笔者等（1991）研究认为铜矿床受火山机构控制，属于继承性古火山颈型斑岩铜矿床^[10]。

《中条山铜矿地质》编写组（1978）采用钾氩法及一个辉钼矿的铼钨法年龄资料，认为 1 900 ~ 1 400Ma 之间相当于各类矿床的早期变质热液改造阶段，而 1 800 ~ 1 100Ma 间大致相当于晚期变质热液改造阶段^[1]。

刘继伟^①和核工业部第三地质研究所（1986）合作对变钾质流纹岩和变钾流纹质凝灰岩及黄铜矿（仅 1 个样品）作了 Pb—Pb 法和 Rb—Sr 法同位素研究，分别获得等时代年龄为 1 656Ma 和 $1\,648.9^{+293.7}_{-295.0}$ ，所以认为流纹岩喷发时有铜矿化作用。^①

孙海田等（1990）用 U—Pb 法对 5 个容矿主岩变石英晶屑凝灰岩中的锆石进行同位素测定，求出一条相关系数为 0.998 9 的回归直线，以叠代法求得上交点年龄 $t_1 = (2\,182 \pm 15)\text{Ma}$ ，下交点年龄 $t_2 = (401 \pm 70)\text{Ma}$ 。前者代表了铜矿峪铜矿床形成时代的下限，而后者无实际意义。与此同时，对容矿主岩又作了 Rb—Sr 法分析，获得相关系数 $r = 0.999\,4$ 的回归直线方程，斜率为 0.025 57，Rb—Sr 法等时线年龄为 $(1\,778.01 \pm 27.05)\text{Ma}$ ，视为成矿时代的上限，即铜矿峪斑岩铜矿的成矿时代是在 2 182 ~ 1 778Ma 之间。

关于 Rb—Sr 等时线法年龄，郑永飞（1989）^[11]做了比较全面讨论，揭示了等时线方法在原理上和数学上可能存在着弊端，指出了视等时线形成原因以及有关地质作用对等时线的影响，常有偏老于正确年龄，也有偏年轻的现象。所以孙海田等（1990）测得的 Rb—Sr 年龄 1 778Ma 只能看成视年龄。

另外，孙海田等（1990）^[3]还对铜矿峪矿区南部（即 5 号矿体底盘）和北峪短轴背斜核部的变超钾质基性和酸性火山系用 Sm—Nd 测定了年龄，其结果列于表 2。

表 2 中条山区绛县群铜矿峪组变钾质火山岩系 Sm—Nd 同位素测定数据
Table 2 Sm—Nd isotope dating of meta-kalivolcanic series

位置	样号	岩石名称	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	误差(±2σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	误差(±2σ)	模式年龄 T_{DM}/Ma
北峪 短轴 背斜	P 521	黑云片岩	0.142 360	0.000 143	0.511 921	0.000 021	2 612
	P 522	角闪黑云片岩	0.139 720	0.000 140	0.511 803	0.000 012	2 758
	P 533	变超钾质流纹岩	0.102 040	0.000 103	0.511 143	0.000 005	2 724
铜矿峪 矿区南 部竖井沟	T 106	变超钾质流纹岩	0.112 470	0.000 113	0.511 343	0.000 006	2 705
	T 5—1	黑云片岩	0.145 740	0.00 0146	0.51 1891	0.000 007	2 807
	T 5—2	黑云片岩	0.169 580	0.00 0170	0.512 325	0.000 011	2 833

据孙海田等(1990)，计算参数数据 Jahn, B. M., (1988)

应该阐明， T_{DM} 代表物质从亏损地幔源开始分离出来的时间，不管以后经历什么变化，基性岩一般来自亏损地幔源，最早分离出的基性岩可保留在深部。亦即 T_{DM} 可以大致指示来源于深部镁铁质岩石的年龄，而不是变质岩系的年龄。对照前述的中条山早元古宙年代结构模式，铜矿峪矿区南部竖井沟黑云母片岩（ T_{DM} 为 2 807 ~ 2 833Ma）可能来自 IV 层；北峪短轴背斜的黑云片岩（ T_{DM} 为 2. 612 ~ 2 758Ma）可能来自 II 层。两地区的变超钾质流纹岩

(T_{DM} 为 2 705~2 724Ma) 可能来自康氏面附近的第 III 层, 由基性岩衍生出来的英云闪长岩, 它们并非来自同源, 所以不能问题而论。

孙大中等 (1991) 研究中条山前寒武纪年代学时^[2], 曾采用单颗锆石 U—Pb 法、单颗锆石离子探针质谱法、单颗锆石蒸发铅法、常规锆石 U—Pb 一致线法以及 Sm—Nd 和 Rb—Sr 全岩等时线法进行分析对比。从测定结果表明, 单颗锆石 U—Pb 年龄和离子探针质谱年龄, 当排除其为继承锆石年龄和/或捕获锆石年龄的可能性时, 应该代表岩浆结晶年龄。常规锆石 U—Pb 年龄, 当没有或只有极少量继承和/或捕获锆石混合时, 其年龄值才是正确的。单颗锆石蒸发铅法的年龄, 有时也可以取得接近正确的结果。Sm—Nd 法和 Rb—Sr 全岩等时线年龄常常可认为视年龄, 在解释其地质意义时应该慎重。

现将孙大中等 (1991) 对铜矿峪铜矿区主要容矿岩石测定的同位素年龄结果列于表 3。单颗锆石 U—Pb 和离子探针质谱年龄, 两者吻合性较好, 为可行的岩龄数据, 是根据地质、岩石和锆石等特征判别为岩浆结晶年龄, 代表火成岩的生成时代, 其余的年龄认为是由深部捕获携带上来的锆石年龄。因此孙大中等 (1991) 认为铜矿峪斑岩铜矿的成矿时代为 2 150Ma^[2]。

表 3 铜矿峪铜矿区容矿岩石同位素年龄统计
Table 3 Isotope dating of country rocks in Tongkuangyu Ma

岩石名称	单颗锆石 U—Pb 年龄	单颗锆石离子 探针质谱年龄	常规锆石 U—Pb 年龄	蒸发 Pb—Pb 年龄	Sm—Nd 全岩等 时线年龄	Rb—Sr 全岩 等时线年龄
变流纹质凝灰岩	2166±26 *		2182 ⁺¹⁵ ₋₁₄			
	2455		2195±64			
变流纹质凝灰岩	2145 *	2115±6 *		2135±5		
		2530±3		2136±5		
	2335~2500	2770±16		2506±5		
变熔结凝灰岩	2571±77				2554±35	2393±11

*表示比较可靠的岩龄, 其它为继承和/或捕获年龄。据孙大中等 (1991)。

据陈文明等 (1994) 对铜矿峪铜矿中辉钼矿测定铼为 $0.17\times10^{-6}\sim152.2\times10^{-6}$, 反映出辉钼矿中铼的不均匀性, 凡铼含量高的, 其¹⁸⁷Re 含量和由¹⁸⁷Re 衰变成稳定的¹⁸⁷Os 含量也较高 (表 4)。

表 4 铜矿峪铜 (钼) 矿床中辉钼矿的 Re—Os 年龄
Table 4 Re—Os dating of molybdenum in Tongkuangyu

样号	主要矿物组合	取样量	Re (2σ)	¹⁸⁷ Re (2σ)	¹⁸⁷ Os (2σ)	模式年龄	等时线年龄
		/mg	/10 ⁻⁶	/10 ⁻⁶	/10 ⁻⁶	/Ma	/Ma
S528—1	Py+Cp+Mo+Q	500	1.24±0.04	0.78±0.03	27.52±0.30	2 109	
S528—2	Py+Cp+Mo+Q	500	1.08±0.02	0.68±0.01	23.58±0.29	2 076	2 108±32
S—602	Mo+Q	30	152.2±3.6	93.3±2.20	3332±37	2 140	
S147—3	Py+Mo+Cp+Q	2000	0.172±0.003	0.1074±0.002	3.81±0.14	2 098	

据陈文明等. Polygenetic mineralization of the metamorphosed Tongkuangyu porphyry copper deposit in the Zhongtiao mountains, Shanxi, China. The 9th Symposium of international association on the genesis of ore deposits. 1994, 387~388

表 4 揭示^[7], 铜矿峪铜 (钼) 矿床的模式年龄为 2076~2140Ma, 等时线年龄为 2108Ma

($a=0.05\pm0.03$, $b=0.03518\pm0.00053$, $r=0.9999$) 应属早元古代成矿。

综合上述,我国最古老的铜矿峪斑岩型铜矿床的成矿时代,据最新较可靠的 Re—Os 法同位素资料测定为 2100Ma 左右,其成矿作用与绛县运动密切相关。

3.3 产于中条群胡(家峪)篦(子沟)型层控铜矿床的成矿时代

胡篦型层控铜矿床位于中条裂谷西侧次一级构造盆地的东翼,赋存在早元古代中条群篦子沟组黑色片岩系(夹大理岩及石英钠长岩和喷流岩等)与上、下碳酸盐岩的接触部位。为典型的层控铜矿床。铜矿石的构造是与铜矿峪铜矿相同,早期为细脉浸染型矿化;晚期为脉型矿化。

《中条山铜矿地质》(1978)已阐明^[1],胡篦型铜矿床 K—Ar 法同位素年龄为 1 750~1 850Ma,显然这是测定蚀变黑云母的同位素地质年龄,反映了最后一次热事件变质的生成时间,并不能表示铜矿化的形成时代。

陶铨(1985)^[12]用篦子沟矿床坑道中所取的 9 个样品晶质铀矿及钛铀矿测定的 U—Pb 一致线(相关系数为 0.9993)上交点年龄为 $1\,830\pm^{34}_{32}\text{Ma}$,可以看成中条运动结束时热事件形成的铀矿,并不能代表铜矿的成矿年龄。

孙海田等(1990)^[3]对胡篦型铜矿床的喷流岩,采集了 6 个样品,研究 Rb—Sr 同位素组成,进行一致线处理,得到一条相关系数 $\gamma=0.995$ 的回归直线方程,其斜率 $=0.026\,36\pm$,截距 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.710\,62\pm$,Rb—Sr 等时年龄为 $(1\,832.14\pm26.12)\text{Ma}$ 。对于 Rb—Sr 同位素年龄的可信度,前已述及,只能看成视年龄,绝不能作为成矿年龄。但 Rb—Sr 同位素地质年龄反映了在漫长的地质历史中,铀保存在封闭体系状态下最后一次地质事件的时代,而岩浆作用、热液交代作用以及变质作用都可能造成开放系统并导致铀同位素丢失。这个 Rb—Sr 同位素年龄与《中条山铜矿地质》中利用 K—Ar 法测定的 25 个同位素年龄的频数集中在 1 750~1 850Ma,以及陶铨测定晶质铀矿年龄为 $1\,830\pm^{34}_{32}\text{Ma}$,和铜矿峪 Rb—Sr 年龄亦为 $1\,800\text{Ma}\pm$,这些数据绝非偶然巧合,而是中条裂谷演化过程中地质热事件的记录。孙海田等(1990)认为这是中条山地区发生最后一次区域变质作用的年龄。

孙大中等(1991)对中条群篦子沟组中的变英安质凝灰岩(容矿主岩)作了 4 种不同测年方法(表 5),以单颗锆石 U—Pb 年龄 $2\,060\pm3$ 为比较可靠的年龄数据,与单颗锆石蒸发 Pb 法年龄相比,偏老 44Ma 左右,据孙大中等(1991)

表 5 中条群火山岩不同方法测年结果

Table 5 Different dating methods of Zhongtiao Group volcanic rocks /Ma

测试方法	单颗锆石	蒸发 ²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	Sm—Nd 全岩	Rb—Sr 全岩
	U—Pb 年龄	年龄	等时年龄	等时年龄
中条群篦子沟组 变英安质凝灰岩	$2\,060\pm3^*$	$2\,104\pm5$	$2\,216\pm29$	$2\,088\pm58$

* 为较可靠年龄(据孙大中等,1991)

研究认为,该方法有其不稳定性。而 Rb—Sr 及 Sm—Nd 法的测试数据已显示 $\Sigma\text{Nd}(T)$ 为 $+2.51$, I_{sr} 为 $0.707\,3$ 以及锆石常有捕获晶出现,这些迹象足以说明存在地壳混染现象,而且由于区域变质作用未能达到使 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值完全均一化程度,实际应为变质年龄,可能是叠加作用的缘故形成了视等时线年龄,故认为胡家峪—篦子沟型内源沉积一再造型铜矿床的成矿年龄为 $2\,050\text{Ma}\pm$ (孙大中等,1992)^[2]。

黄典谊等(1996)^[7]对胡篦型铜矿床中的辉钼矿(2 个样品)分析了 Re—Os 含量,含钼为 31.3×10^{-6} 和 579.2×10^{-6} ,相差悬殊,说明极不均匀,所计算的 Re—Os 模式年龄 $1\,919\sim1\,980\text{Ma}$ (表 6)。

铜矿峪和胡篁型铜(钼)矿床中, 辉钼矿的 Re—Os 年龄分别比相应的容矿主岩单颗锆石 U—Pb 年龄 (2 166~2 145Ma) 或单颗锆石离子探针质谱年龄 (2 115Ma) 和单颗锆石常

规 U—Pb 与年龄 (2 060Ma) 稍小, 但较接近, 说明这两个铜(钼)矿床的成矿时代分别为早元古代早期和晚期, 是我国铜(钼)矿化的最古老年龄^[7]。不过它们又遭受了 1 900~1 850Ma 中条运动热事件的改造。

3.4 产于西洋河群中的芦家坪铜矿(点)的成矿时代

芦家坪铜矿床(点)产于中元古界西洋河群许山组中基性—中酸性火山岩之中, 孙大中等(1991)曾对其中的英安斑岩, 用单颗锆石 U—Pb 法及单颗锆石离子探针质谱法测定其年龄分别为 (1826±32) Ma 及 (1840±14) Ma, 代表为正确的岩浆年龄, 同时采用常规锆石 U—Pb 法测得 (1829±17) Ma, 并以 Rb—Sr 全岩等时线测得视年龄为 1635Ma。

铜矿体是赋存在中条裂谷东北部西洋河群安山岩近南北向断裂破碎带中, 长 7 500m, 宽 30~50m, 最宽 80m, 倾向西, 倾角 70~85°, 断裂带呈舒缓波状, 角砾成分单一, 主要为火山岩, 蚀变强烈。石英脉、石英—碳酸盐脉, 多呈细脉、网脉状, 局部为透镜状产出。在构造破碎带中共圈出 8 个矿体, 矿体长 100~200m, 最长 330m, 延深 50~100m。矿体平均厚度 2.08m, 最厚 4.48m, 产状与破碎带一致。金属矿物主要为黄铜矿, 其次为黄铁矿、斑铜矿, 另有少量孔雀石、蓝铜矿、磁铁矿等, 与中条裂谷铜矿床相同。该铜矿床(点)是受断裂构造控制的岩浆期后中—低温热液充填交代成因。尽管截止目前, 尚未进行成矿同位素地质年龄研究, 但从宏观勘查资料业已证实, 其成矿时代应晚于西洋河群安山岩, 即小于 1 826Ma。

4 结束语

中条裂谷铜(钼)矿化作用可分 4 期: 即中条裂谷形成初期约 2 300Ma 左右, 曾有规模不大的铜矿化; 其次在元古代早期和晚期, 分别有一期铜矿化, 这两期 (2 100Ma 和 1 950Ma±) 铜(钼)矿化是中条裂谷主要的铜(钼)矿化期; 最后一期铜矿化是晚于西洋河群安山岩喷侵后 (小于 1 826Ma) 成矿就位的。

4 个成矿期的研究, 无疑对作者(1992)曾提出的“四代同堂”成矿模式^[4], 作了进一步补充和修正, 赋予新的内涵。说明中条裂谷铜(钼)矿化作用均是在裂谷的拉张、挤压演化过程中多期成矿的。

参 考 文 献

1 《中条山铜矿地质组》编写组. 中条山铜矿地质. 北京: 地质出版社, 1978
2 孙大中, 李惠民, 林源贤等. 中条山前寒武纪年代学、年代构造格架和年代地壳结构模式的研究. 地质学报, 1991, 65 (3), 3~7

表 6 胡篁型铜(钼)矿床中辉钼矿 Re—Os 年龄^[7]

Table 6 Re—Os dating of molybdenum in Hu—Bi type copper (Mo) deposits

样号	主要矿物组合	取样量 (mg)	Re (2σ) (¹⁸⁷ g/g)	¹⁸⁷ Re (2σ) (¹⁸⁷ g/g)	Os (2σ) (¹⁸⁷ g/g)	模式年龄 (Ma)
S 601	M ₀ +Q	150	31.26±0.13	19.57±0.29	646±10	1980±22
N 24	M ₀ +Q	10	579.20±7.40	362.60±4.60	11600±170	1919±37

- 3 孙海田, 葛朝华. 中条山式热液喷气成因铜矿床. 北京: 北京科学技术出版社, 1990. 37~39
- 4 真允庆, 杜继盛, 刘丽玲等. 中条裂谷铜矿床的“四代同堂”成矿模式. 地质与勘探, 1992 (7): 36~77
- 5 真允庆, 杜继盛, 刘丽玲等. 中条裂谷与落家河铜矿床. 武汉: 中国地质大学出版社, 1993. 96~99
- 6 胡维兴. 关于中条山胡篦型铜矿床成矿期和成矿时代问题. 华北地质矿产杂志, 1994. 9 (2): 153~157
- 7 黄典豪, 杜安道, 吴澄宇等. 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. 矿床地质, 1996. 15 (4): 365~369
- 8 Condie K. C. plate Tectonic and Crustal Evolution (2nd Edition) pergamon press. New York, 1982. 1~310
- 9 Taylor S. R. McKennan S. M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Sci. Pub., Oxford 1985. 1~312
- 10 真允庆. 运用同位素年代学资料探讨中条山铜矿峪铜矿床的成因. 矿产与勘查, 1991. (6): 343~345
- 11 Zheng Y. F. Influence of The Nature of The Initial Rb—Sr System on Isochron Validity. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1989. 80: 1~16
- 12 陶 铨. 中条山地区前寒武纪地层的时代. 中国地质科学院天津地质研究所所刊, 1985. (12): 29~38

ON THE AGES OF COPPER MINERALIZATIONS IN THE ZHONGTIAO RIFT ZONE

Zhen Yunqing

(*The Third Geoporation Bureau, MMI, Taiyuan*)

Abstract Isotope dating by single—grain zircon U—Pb technique, single—grain ion micro—probe mass spectrometry and molybdenite Re—Os method indicates four phases of copper (molybdenum) mineralizations in the Zhongtiao rift zone. The first phase which is earlier than the Jiangxian movement is dated about 2300 Ma. The ages around 2100 Ma and 1950 Ma, respectively, reflect the second and third phases of mineralizations which represent the earliest copper (molybdenum) mineralization in this country. The last phase of mineralization succeeding the Xiyanghe movement occurred later than 1826 Ma.

Key words copper deposit; age of mineralization; Zhongtiao rift zone; Shanxi