

毛洋头火山岩铀(银、钼)矿床 的控矿因素及成因

陈迪云

(中国科学院广州地球化学研究所, 广州)

提 要: 毛洋头铀(银、钼)矿床, 是产于早白垩世晚期($126.9 \times 10^6 \text{a}$)火山口中的火山岩型矿床。基底构造和岩浆活化对矿床的形成起明显的控制作用, 研究认为, 该矿床成矿热液早期为岩浆水, 晚期为大气降水; 成矿元素 U、Ag、Mo 有不同来源; 其中早期矿化热液中的铀主要来自次火山热液或次火山岩, 而晚期成矿热液的铀主要来自基底岩石(特别是黑云母花岗岩); Ag 来自于基底变质混合岩; Mo 则主要为次火山活动提供。

主题词: 基底活化 铀(银、钼)矿床 控矿因素 成因模式 毛洋头火山岩

1 毛洋头矿床地质特征

毛洋头火山岩铀(银、钼)矿床是以铀为主兼有银、钼矿化的大型火山热液矿床, 其中银、钼达到了综合利用的品位。矿区位于华南造山褶皱系武夷隆起带东侧, 浦城-洋源隆起北端。从元古宙开始, 该区经历了多次构造运动, 加里东运动形成了闽西北隆起, 燕山晚期开始出现山间盆地和拗陷带。燕山晚期岩浆活动强烈, 除了大量的岩浆侵入外, 还发生大规模火山喷发, 形成了 NE 向的浦城九牧-宁化安远火山喷发带。该矿床位于武夷山铀成矿带北端的福罗山火山盆地西北边缘弧型断裂带控制的早白垩晚期(Rb-Sr 等时线年龄 $126.9 \times 10^6 \text{a}$)^[1]的火山口中。含矿火山盆地区域上受邵武-河源深大断裂的控制。盆地基底构造层由元古代麻源群变质岩和印支期黑云母花岗岩组成。基底变质岩经过了多期次的活化作用, 特别是在加里东期发生了广泛的混合岩化和花岗岩化。盆地基底花岗岩形成于印支晚期($214.6 \times 10^6 \text{a}$)^[1], 成复式岩体产出, 主体为中粗粒似斑状黑云母花岗岩, 补体为细粒黑云母花岗岩。盖层由长林组和南园组组成。长林组为一套湖沼沉积夹远火山口的火山碎屑沉积; 南园组为该区火山活动的主幕, 形成了一套中酸性-酸性火山碎屑岩和熔岩。南园组进一步划分为 4 个岩性段, 即 K_1n^1 、 K_1n^2 、 K_1n^3 和 K_1n^4 。 K_1n^1 主要为安山岩、安山质角砾岩及凝灰岩; K_1n^2 主要为晶玻凝灰岩和角砾凝灰岩; K_1n^3 主要为一套火山杂岩, 有集块岩、角砾岩和角砾熔岩; K_1n^4 主要为一套流纹岩及含角砾流纹岩。矿区 NE 向的断裂构造发育, NE 向的区域性断裂 F_1 贯穿整个矿区。 F_1 断裂与 NW 向的基底张性断裂的交汇部位控制着火山口、矿床、矿点的发育。矿床的主矿体赋存在火山口内的碎裂流纹岩和次花岗斑岩中, 其上通常覆盖有隐爆角砾岩(图 1)。该矿床有两期主要的成矿作用, 早期以赤铁矿化(显红色, 也称红化)为特征, 成面上分布, 多为贫矿; 晚期矿化以胶硫钼矿

化为标志,显黑色。晚期矿化成脉状、网脉状沿裂隙叠加早期矿化之上,成富矿。包裹体的地球化学研究表明该矿床为中低温热液矿床。本文将从构造活动,基底岩浆活动、变质混合岩化作用、及火山活动和隐爆作用等方面分析毛洋头火山岩铀(银、钼)矿床的控矿因素,并结合矿床的同位素特征来探讨矿床的物质来源及成因问题。

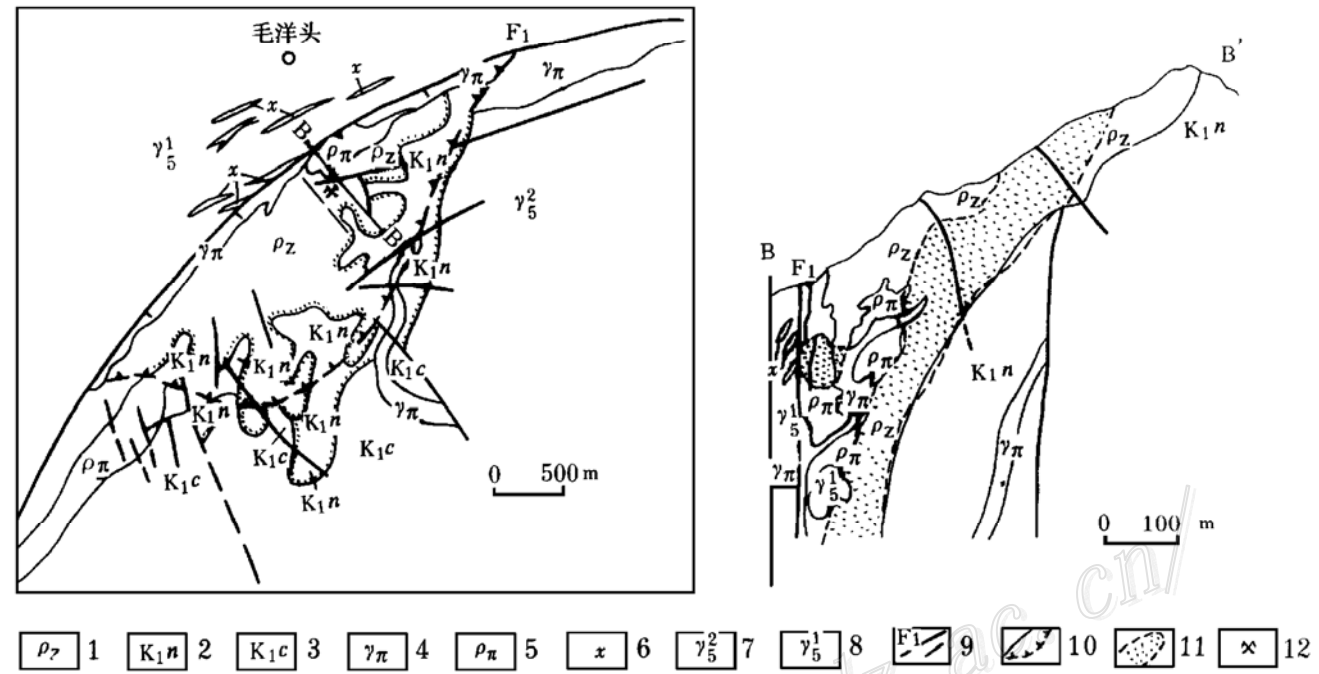


图 1 毛洋头矿区地质简图及 B-B' 剖面图

1—火山口杂岩;2—南园组火山岩;3—长林组火山岩;4—次花岗斑岩;5—次流纹岩;6—煌斑岩;7—燕山期黑云母花岗岩;8—印支期黑云母花岗岩;9—断裂构造;10—火山口范围;11—矿体纵投影范围;12—矿床位置

Fig. 1. Geological sketch map of the Maoyangtou ore district and geological section along B-B' line.
1—Crater complex; 2—Volcanic rocks of Nanyuan Formation; 3—Volcanic rocks of Changlin Formation; 4—Subgranite porphyry; 5—Subrhyolite; 6—Lamprophyre; 7—Yanshanian biotite granite; 8—Indosinian biotite granite; 9—Fault structure; 10—Limits of crater; 11—Limits of longitudinal projection; 12—Ore deposit.

2 构造与铀成矿的关系

2.1 基底(深部)构造特征及对铀(银、钼)成矿的控制

该区以基底隆起的复背斜、上地幔软流层隆起和莫霍面上隆为基本特征。

研究区域总的可以分为两大构造层:下构造层(基底构造层)为元古宙变质岩(混合岩和混合花岗岩)及中生代黑云母花岗岩,具有多期活化的特征。基底地层构成本区复式背斜的核心,其余地层分布于背斜的两翼;受基底构造形式的制约,火山沉积盖层具有明显的继承性特征,火山岩系呈北东向分布,展布形式为地堑式断陷盆地,特别是印支运动后,基底多受拉张作用,火山盖层没有受到强烈的挤压褶皱作用,盖层构造以继承基底断裂的陡倾斜断裂及与之有成

因联系的裂隙构造为特征。从莫霍面的形态来看,该火山岩带位于莫霍面的缓隆起带。同时,该带的分布范围对应软流圈的隆起部位,与福建西部软流圈隆起的部位相对应^[2]。

基底(深部)构造对铀(银、钼)成矿的控制主要表现在基底和上地幔的隆起环境对铀矿化分布的控制以及岩石圈薄弱带软流层向上传递矿化剂和热流。

产铀火山盆地叠置于基底隆起带上是一个普遍的规律。如盛源火山洼地,上杭火山洼地,小丘源火山洼地、芙蓉山火山洼地等均叠置于基底隆起带上。福罗山盆地和崇安盆地发育在闽西北隆起带上,对应莫霍面和软流圈的隆起部位,其中矿床分布在莫霍面隆起带上的次一级幔凹之中(三港幔凹和浦城幔凹)。

2.2 断裂构造与铀矿化的关系

本区区域性的 NE、NNE 向的断裂构造十分发育,对武夷山火山铀成矿带有明显控制作用的断裂构造为邵武-河源断裂。该断裂带由一系列平行 NE 向的断裂组成,主干断裂呈右行侧列。该断裂带经过了漫长的地质历史时期,加里东期初具规模,控制加里东岩体的形状及总体的 NE 展布,印支期控制着含煤盆地的分布;受到该断裂带的控制:火山盆地及岩体带的总体 NE 分布。白垩系该断裂带控制着红色盆地的分布。武夷火山铀成矿带北端的毛洋头矿床、石源龙矿床,南端的 6722 和 430 矿床,均分布于受控该断裂带的火山盆地之中。矿区断裂构造与区域构造相似,以 NE、NNE 向的线性构造最为醒目,分为盆地基底断裂构造和火山盖层断裂构造。基底断裂构造形成之后,到了白垩世,在地壳张力的作用下,断裂复活,在火山盖层中进一步发展为继承性盖层断裂,盖层中这种继承性断裂通常较火山盖层中自身形成的断裂延伸大,而且向下延伸常与破碎带相连,盖层中继承性断裂活动与铀矿化作用合拍,铀矿化发育于基底构造在盖层中的继承性贯通带内。

NE 和 NEE 向的断裂构造控制着福罗山盆地沿 NE 向成长条状展布,矿床、矿点沿 NE 向的弧形断裂(F_1)分布,矿体则受控于 NW 向的断裂和由此而形成的裂隙群中。

3 高溪花岗岩基底与铀成矿的关系

高溪花岗岩体出露在福罗山盆地西北部,构成该盆地的基底岩石。该岩体为一复式岩体,早期主体岩石为中粗粒似斑状黑云母花岗岩,晚期补体为细粒黑云母花岗岩。岩石矿物学、微量元素和同位素的地球化学特征表明高溪岩体为改造型花岗岩,主要由地壳沉积物重熔改造形成。该岩体的 Rb-Sr 等时线年龄为 214.6×10^6 a 表明该岩体为印支晚期产物。

高溪岩体铀、钍、铅的平均含量及钍/铀比值见表 1,高溪岩体早期主体岩石的铀为 $3.6 \times 10^{-6} \sim 8.2 \times 10^{-6}$,平均为 6.53×10^{-6} ,而晚期补体的铀含量为 $3.4 \times 10^{-6} \sim 12.9 \times 10^{-6}$,平均为 8.25×10^{-6} 。说明晚期岩体的铀含量较高,但两者均低于华南两类产铀花岗岩铀的平均值(改造型 10.67×10^{-6} ,同熔型 9.71×10^{-6})^[3],而高于世界花岗岩的平均含量(3.4×10^{-6})。高溪岩体 Th 的含量高,早期 Th 的平均值为 53.6×10^{-6} ,晚期平均值为 25.0×10^{-6} 。Th/U 比值也较高,早期平均值为 9.2,晚期平均值为 4.3。也明显高于华南两类产铀花岗岩的平均值(改造型 3.49,同熔型 3.77)^[3]。

从表 1 可以看出,高溪岩体现代的铀含量虽然不高($4 \times 10^{-6} \sim 8 \times 10^{-6}$),但是裂变经迹的研究发现,花岗岩经过蚀变后,其中的活性铀(各种状态的吸附铀)所占的分额高(30%~

60%)、这种铀很容易被再一次的成矿溶液溶解带走。而且铅同位素演化模式的计算表明(见表 2),高溪岩体形成之后,其中铀在矿前蚀变过程中有大量的丢失(—60%~—90%),因而有理由认为高溪岩体为铀源之一。

表 1 高溪岩体 U、Th、Pb 含量(10⁻⁶)及 Th/U 比值

Table 1. U, Th and Pb contents (10⁻⁶) and Th/U ratios of Gaoxi rock body

元 素	中粗粒黑云母花岗岩	细粒黑云母花岗岩	花岗闪长岩
U	3.6~8.2(6.5)	3.4~12.9(8.2)	3.7
Th	27.2~84.1(56.7)	16.9~46.0(33.0)	28.8
Pb	27.1~90.1(53.6)	22.9~27.9(25.1)	50.6
Th/U	7.5~10.2(9.2)	4.9~3.6(4.0)	7.8

注：由南京大学现代分析中心分析；括号内为均值

表 2 高溪花岗岩体原始铀含量计算值及铀得失量

Table 2. Calculations of original uranium as well as gain and loss of uranium in Gaoxi granite body

序号	岩 性	U ₂ (10 ⁻⁶)	Pb (10 ⁻⁶)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U ₁ (10 ⁻⁶)	ΔU (10 ⁻⁶)	ΔU (%)
1	强水云母化花岗岩	1.78	23.13	17.340	15.536	16.3	-14.50	-88.95
2	绿泥石化花岗岩	4.54	24.50	17.691	15.552	12.9	-8.36	-64.80
3	蚀变花岗岩	4.10	29.00	22.629	15.852	34.8	-30.70	-88.20
4	近矿蚀变花岗岩	192.20	269.70	35.766	16.534	41.2	+150.80	+78.50
5	花岗岩中钾长石			17.169	15.524			

注：3 号样引自于卢武长,1990;“—”表示丢失,“+”表示富集

4 区域变质作用、混合岩化作用与成矿的关系

基底变质岩铀的平均含量资料(表 3)可以看出,基底变质岩的铀含量较低($2\times 10^{-6}\sim 3\times 10^{-6}$),混合岩中的铀含量稍高($3\times 10^{-6}\sim 4\times 10^{-6}$)。但裂变经迹的研究表明变质岩中铀主要吸附于矿物的缺陷,表面和微裂隙中与矿物晶体结构无联系的原子,分子分散状态存在。铀的这种性状的存在决定了它的活动性。

变质岩经过混合岩化作用后,铀含量有升高趋势,特别是在混合岩化-花岗岩化作用后期,富硅富碱的分离物所携带银、重稀土和铀等成矿元素,在构造空间运移,并在适宜的地球化学环境中定位,形成硅质脉型,云英岩化型铀矿化。如洋墩、武调、材头、茶组、邓坊、湖村、神坛坝等矿点、矿化点,分布于闽北建阳麻沙-浦城仙阳复式背斜核部的混合花岗岩分布区或其外围。这类铀矿化,一般规模小,品位低,没有形成一定规模的矿床。但是,在后期构造热液的活动,这些矿点、矿化点可以再一次被活化,使成矿物质进一步富集成矿,如仁寿、浦城、宁德等地 NE、NW 向的断裂构造长期而多次活动,热液流经铀矿化地段,势必将其中的成矿物质活化出来而再一次富集。因而基底变质岩,特别是经过活化之后的混合岩及混合花岗岩可为铀成矿提供部分铀源。

本区变质岩系的 Pb、Zn、Ag 平均含量分别为 $31.1 \times 10^{-6} \sim 122.0 \times 10^{-6}$, $94.5 \times 10^{-6} \sim 196.0 \times 10^{-6}$, $0.14 \times 10^{-6} \sim 0.25 \times 10^{-6}$, 均明显地高于地壳的平均含量 (12.5×10^{-6} , 70.0×10^{-6} , 0.07×10^{-6}), 并且在浙南和闽北变质岩系中发现有各种类型的 Pb、Zn、Ag 矿床、矿点^[4]。毛洋头矿床的银可能来自于变质岩系。

表 3 变质岩的 U、Th、Pb 含量(10^{-6})及 Th/U 比值
Table 3. U, Th and Pb contents (10^{-6}) and Th/U ratios of metamorphic rocks

岩 性	U	Th	Pb	Th/U
斜长变粒岩	2.0	10.0	14.1	5.00
黑云变粒岩	2.6	7.1	23.6	2.73
混合岩	3.4	13.4	41.9	3.94
混合岩	3.2	15.2	25.0	4.75

注:由南京大学现代分析中心分析

5 火山作用和隐爆作用与成矿的关系

福罗山盆地是武夷山北段的一个中生代火山盆地,盆地火山岩系下部为长林组,上部为南园组。长林组为一套湖沼相沉积夹远火山碎屑沉积,厚度不大($<200\text{ m}$);南园组是该火山活动的主幕,火山堆积物的厚度大($>2000\text{ m}$)。南园组主要是一套酸性-中酸性火山岩,为早白垩纪火山活动的产物($126.9 \times 10^6\text{ a}$)。稳定同位素地球化学特征表明南园组火山岩主要由地壳物质重熔形成。毛洋头矿床发育在福罗山盆地西北源的毛洋头火山机构内,该火山机构是在火山口基础上发育起来的隐爆角砾岩筒。它的形成是在火山作用主旋回结束之后,由于火山塌陷作用、火山通道被堵塞,次火山活动的岩浆顶部聚集了高温高压富含挥发分的气液混合流体,在次火山岩浆上侵过程中遇到了低压环境突然膨胀爆炸,产生隐爆作用并形成一套特殊的角砾岩——隐爆角砾岩。该套角砾岩分布于次火山岩的顶部,与次火山岩的关系密切,应为次火山岩的前锋相。矿体常分布于隐爆角砾岩的下部碎裂流纹岩中,并与次火山岩伴生。由于隐爆作用产生巨大的应力使流纹岩发生震碎、震裂,为成矿提供通道和容矿空间,同时形成隐爆角砾岩自身致密,透水性较差,分布于矿体上方,对成矿起到盖层的作用。所以经过高度分异的岩浆房、可以聚集大量的成矿物质(如 U、Mo、REE 等),而且在岩浆房顶部气液富集,随次火山作用进行和次火山热液活动,铀等成矿元素不断进入角砾岩筒中富集^[6~9]。毛洋头火山机构中的次火山岩中 U 和 Mo 的含量高(U 为 12.63×10^{-6} ;Mo 为 15.1×10^{-6}),次火山岩浆或次火山热液中这两个成矿元素已初步富集,可为其成矿提供物质。

6 毛洋头矿床成因:H、O、C、S、Pb 和 Sr 多同位素示踪

同位素地球化学的研究对阐明矿床成因有其非常重要的作用。近年来同位素以其优良时钟作用,示踪作用广泛应用矿床学研究领域。对毛洋头铀矿床进行系统的同位素工作,据此来探讨该矿床的物质来源及矿床成因。

6.1 成矿时代的同位素计时

毛洋头矿床主要有两期铀矿化:早期赤铁矿化型(即红化型);晚期胶硫钼矿-黄铁矿化型。

3 件沥青铀矿的铀铅法年龄测定获得了 $t_{206} = 86.8 \times 10^6 \sim 101.9 \times 10^6 \text{a}$; $t_{207} = 94.1 \times 10^6 \sim 107.7 \times 10^6 \text{a}$ [1]。

通过进一步对强蚀变岩石的 Rb-Sr 同位素研究,发现 7 件强蚀变流纹岩构成一条相关系数为 $r=0.996$ 的 Rb-Sr 等时线,该等时线的年龄为 $(89.2 \pm 2.4) \times 10^6 \text{a}$,初始铯 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71966$ 。明显不同于新鲜流纹岩的 Rb-Sr 同位素年龄 $(126.9 \times 10^6 \text{a})$ 和初始铯 (0.7089) ,与沥青铀矿的 t_{206} 和 t_{207} 的年龄相近。而且初始铯与毛洋头矿床中的萤石、方解石的铯同位素相一致 $(0.71906 \sim 0.72008)$ 。因而强蚀变流纹岩的年龄是成矿热液活动的反映。

根据上述分析,可知毛洋头矿床的成矿年龄在 $86.8 \times 10^6 \sim 107.7 \times 10^6 \text{a}$ 的范围,与火山岩的成岩年龄相差较大,而接近次花岗斑岩的年龄。

6.2 成矿热液中氢、氧同位素组成及成矿热液的来源

成矿溶液来源问题的探讨,在矿床学研究中是一个十分重要的问题。目前主要采用稳定同位素示踪作用来讨论成矿热液的来源问题。通过测定成矿溶液的氢、氧同位素组成,根据其特征来探讨成矿溶液的来源。对毛洋头矿床成矿热液形成的方解石、石英进行了氧同位素的测定,根据包裹体的均一温度计算出与之平衡的水溶液的同位素组成。同时测定了不含 H 或 O 的矿物萤石和石英的包裹体水的 H、O 同位素组成。结果列于表 4。从表中看出:该矿床成矿水

表 4 570 矿床成矿热液的氢、氧同位素组成(‰)

Table 4. Hydrogen and oxygen isotopic composition of ore-forming hydrothermal solution in No. 570 ore deposit

成矿期次	矿物名称	均一温度 (℃)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{gr}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$	资料来源
成矿期	黑化期石英	200	13.4	1.7	-64	本文
	黑化期石英	175	12.1	-1.2	-63	本文
	红化期萤石	210		6.0	-82	本文
	肉色方解石	165	15.1	4.1		本文
	肉色方解石	155	6.1	-5.6	-56	卢武长,1991
	肉色方解石	150	6.4	-5.3		卢武长,1991
	肉色方解石	140	15.7	-2.8		本文
矿后期	白色方解石	120	12.0			卢武长,1991
	白色方解石	100	14.0	-2.6		
	萤石	100			-58	

注:氢氧同位素标准为 SMOW; 计算方程: $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (R N Clayton 等, 1972);

$1000\ln\alpha_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (J R O'Neil)

溶液中 H 的同位素组成为 $-56\text{‰} \sim -82\text{‰}$, 位于岩浆水 $(-40\text{‰} \sim -80\text{‰})$ 和中生代该区的大气降水 $(-50\text{‰} \sim -70\text{‰})$ 的变化范围。而氧同位素则为 $-5.6\text{‰} \sim 6.0\text{‰}$ 。即氢同位素相对稳定,而氧同位素的变化较大。在 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 的关系图解上,主要位于岩浆水的范围之外,相对于大气降水有“氧漂移”现象。这种情况的 H、O 同位素组成,其成矿热液有两种解释:其一认为是大

气降水、但在岩石的裂隙和断裂中运移时与围岩发生了同位素交换作用,由于岩石中氢的含量低,所以交换时,成矿热液的氢同位素变化不大、而氧同位素发生“氧漂移”;其二认为是大气降水与岩浆水的混合作用形成。

对蚀变岩石和原岩的氧同位素对比研究,可以阐明成矿热液的性质。毛洋头矿床原岩和蚀变岩石氧同位素的测定结果见表 5。黑云母花岗岩经过了绿泥石化和钠交代作用后,其氧同位素从原岩的 9.5‰下降到 7.0‰和 5.8‰。流纹岩经过硫化物矿化和水云母化后氧同位素从 7.6‰下降到 5.8‰和 5.7‰。但在红化蚀变(即赤铁矿化)过程中,氧同位素从原岩的 7.67‰上升到 8.1‰。红化蚀变过程中,岩石的氧同位素组成升高,同时该期热液中的萤石矿物的包裹体水的同位素 δD 为 -82‰, $\delta^{18}O$ 为 6.0‰,说明红化蚀变热液主要为岩浆热液。大气降水的氧同位素一般比火成岩的氧同位素组成低,因而当它与岩石发生蚀变时,其氧同位素的组成下降。570 矿床中,碱交代、绿泥石化、水云母化和胶硫钼矿化等,蚀变岩的氧同位素有大幅度的下降,说明成矿热液有大量大气降水的加入。

总之,H、O 同位素的研究揭示出,毛洋头矿床(红化)早期成矿热液以岩浆水为主,晚期成矿溶液主要为大气降水的特点。

表 5 毛洋头矿床原岩和蚀变岩石的氧同位素组成(‰)

Table 5. Oxygen isotopic composition of protoliths and altered rocks from the Maoyangtou ore deposit

序号	样 号	样品名称	$\delta^{18}O$	来源
1	毛 N-19	中粗粒黑云母花岗岩	9.52	本文
2	A 20-118-130	绿泥石化花岗岩	6.98	本文
3	A 20-118-177	钠交代花岗岩	5.78	本文
4	A 22-24-700	流纹岩	7.57	本文
5	A 22-24-680	红化蚀变流纹岩	8.12	本文
6	W 337-7	强蚀变熔结流纹岩	5.84	卢武长,1990
7	W 337-10	强水云母化流纹岩	5.73	卢武长,1990

注:1~5 由南京大学地球科学系中心实验室分析

6.3 铅同位素的地球化学信息

570 矿床矿石和围岩的铅同位素组成进行了测定,对全岩及铀含量高的样品作了放射性成因铅的校正,所测的数据及校正后的数据列入表 6。铅同位素有如下地球化学特征。

(1) 570 矿床铅同位素组成为 $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.747 \sim 19.242$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.543 \sim 15.611$; $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.077 \sim 38.354$ 。

(2) 经过放射性铅校正后, $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.747 \sim 19.057$,该比值的变化范围大($>3\%$),说明毛洋头矿床的矿石铅为异常铅。

(3) 在 Zartman 铅构造模式演化图上,矿石铅位于造山带的演化线附近。在地壳铅同位素图解上,主要位于克拉通化地壳的 Pb 同位素组成变化范围。该矿床的铅主要为地壳铅。

(4) 矿石铅、基底花岗岩铅和基底变质岩铅构成线性关系,暗示该矿床中的铅为放射性成因的铅与盆地基底岩石铅的混合铅。

6.4 碳同位素地球化学特征

对成矿热液形成方解石进行碳同位素分析,结果表明毛洋头矿床碳同位素组成为 $\delta^{13}\text{C} = -3.9\text{‰} \sim -6.9\text{‰}$ 。其变化范围落入火成岩碳同位素或沉积碳同位素的变化范围,而明显不同于有机碳的碳同位素组成。说明成矿溶液中的碳或来自于深部地壳或来自于围岩中淋取。鉴于毛洋头矿床中气液包裹体成分中的 CO_2 含量高,作者认为热液中的 C 主要来自于深部地壳。深部地壳的热变质作用和岩浆分异作用形成的 CO_2 不断向外释放,遇到断裂活动、沿断裂上升,进入深循环的热水溶液之中。

表 6 570 矿区矿石及围岩的铅同位素组成

Table 6. Lead isotopic composition of ores and wall rocks from No. 570 ore district

序号	样品名称	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U (10^{-6})	Pb (10^{-6})	校正后的数据		U (10^{-6})	模式年龄 (10^6a)	资料来源
							$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
1	流纹岩	18.312	15.600	39.094	5.70	28.7	18.022	15.586	9.70	236	本文
2	钾长石	17.176	15.524	37.705			17.176	15.524	9.76	944	
3	钾长石	17.168	15.576	37.822			17.168	15.576	10.00	1041	
4	花岗岩	17.691	15.552	38.256	4.54	25.6	17.253	15.544	9.67	609	
5	混合岩	18.115	15.592	38.599	3.40	41.9	17.639	15.552	9.72	369	
6	黑云变粒岩	18.401	15.601	38.654	2.00	14.1			9.69	171	
7	黄铁矿	17.774	15.543	38.097			17.774	15.543	552.80		卢武长
8	黄铁矿	19.242	15.616	38.117	169.00	470.0	19.057	15.601	446.20		
9	黄铁矿	17.992	15.585	38.307			17.992	15.585	607.30		
10	黄铁矿	17.752	15.577	38.341			17.752	15.577	617.40		
11	方铅矿	17.747	15.583	38.384			17.747	15.583	429.40		
12	次花岗斑岩	18.147	15.638	38.435			18.100	15.636			
13	混合片麻岩 中的长石	17.572	15.546	38.143			17.572	15.540			张理刚
14	混合岩中的长石	17.759	15.650	38.549	8.00	180.0	17.759	15.650			张理刚

注:南京大学地球科学系中心实验室和桂林有色金属地质研究院分析。校正用的年龄:花岗岩为 $214.6 \times 10^6\text{a}$,流纹岩为 $126 \times 10^6\text{a}$,矿石年龄为 $89 \times 10^6\text{a}$

6.5 锶同位素地球化学特征

毛洋头矿床成矿热液形成的萤石、方解石及流纹岩、花岗岩和次火山岩的锶同位素组成分析结果表明:成矿热液的锶同位素组成为 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.71947 \sim 0.72008$,明显高于火山岩的初始锶同位素组成(0.7089),说明成矿热液的锶同位素与火山岩浆的锶同位素差别大、成矿热液不是火山岩浆热液。而成矿热液的锶同位素与次花岗斑岩的锶同位素相同(0.71786),也接近盆地基底岩石——花岗岩和变质混合岩的 Sr 同位素组成(0.710~0.712),暗示成矿热液为次火山作用期后热液或由成矿热液从次花岗斑岩和基底岩石中淋取出来。

6.6 硫同位素地球化学组成

毛洋头矿床矿物组合为黄铁矿-胶硫钼矿-方解石-赤铁矿组合。表明成矿热液为中等氧逸

度环境,说明黄铁矿的硫同位素组成可以代表成矿溶液的总硫度。

毛洋头矿床黄铁矿的硫同位素组成分析表明:成矿期的硫同位素组成全部为正值, $\delta^{34}\text{S}=3.1\text{‰}\sim 7.8\text{‰}$,平均为 5.0‰ ,变化范围较小,说明硫源比较单一。成矿热液的硫同位素与火山岩的接近,推测成矿热液的硫是“就地取材”,从火山岩或盆地基底花岗岩中淋取。矿后期的热液的硫同位素为 -12.7‰ ,与矿前期和成矿期的硫同位素显然不同,说明矿后期热液发生了很大的变化。

7 成因分析

7.1 成矿热液来源

氢、氧同位素研究表明早期成矿热液主要为岩浆水,由于成矿作用的年龄与次火山作用的年龄相近,所以认为该期成矿热液为次火山热液;而晚期成矿热液主要为大气降水,它是大气降水沿断裂深循环加热,并溶解了周围的成矿物质,而形成的成矿热液。

7.2 成矿物质来源分析

毛洋头矿床是一个铀、银、钼共生的矿床,以下根据成矿元素的地球化学特征,区域地质和成矿规律以及稳定同位素特征来分析铀、银、钼的来源。

(1) 铀的来源 高溪中粗粒似斑状黑云母花岗岩的铀地球化学特征表明,该岩体的铀含量虽然不高($4\times 10^{-6}\sim 8\times 10^{-6}$),但其中的铀主要以活动铀的形式存在,同时 U-Pb 同位素体系的计算表明,高溪岩体在后期蚀变过程中表现为以铀丢失为主的地球化学场。因此高溪岩体可为毛洋头矿床的形成提供大量的铀。

基底变质混合岩的铀含量低。但铀主要是一种非结构铀,同时混合岩化作用使其中铀含量升高,而且局部出现铀的富集矿化作用。虽然没有形成工业矿床,但为铀进一步活化富集成矿提供物质基础,热液在变质岩循环过程中可萃取其中的铀,进入矿床中。毛洋头矿床矿石铅同位素的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值较高,暗示有古老铅的存在,同时矿石铅同位素组成在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解上成直线排列,模式年龄与成矿年龄不符,表现多阶段的异常铅的特征。其回归线与 $\text{U}=8.5$ 铅同位素演化曲线交于 $1100\times 10^6\text{a}$ 附近,与变质混合岩的 Rb-Sr 等时线年龄相近(卢武长,1990),也表明有基底变质混合岩铅的加入。

次花岗斑岩或次火山期后热液为毛洋头铀成矿提供了铀,这不仅表现为次花岗斑岩的铀含量高(12.63×10^{-6})。同时按铅同位素回归直线的斜率(0.1591)所计算的放射成因铅来源区的年龄为 $94.8\times 10^6\text{a}$,接近次花岗斑岩的成岩年龄($109.5\times 10^6\text{a}$)。

根据上述分析,并结合热液活动情况,可认为,早期成矿热液中铀主要来自于次火山热液或次火山岩;而晚期成矿热液中则主要由大气降水从基底岩石中(特别是黑云母花岗岩)淋取。铀具有多来源特征。因此,矿石铅、围岩铅和基底铅同位素组成成线性关系。

(2) 银的来源 浙南闽北变质地层广泛分布,也是 Pb、Zn、Ag 和 Au 的地球化学省,大量发育的 Pb、Zn、Ag、Au 多金属矿均与变质基底有直接的关系,研究表明,毛洋头矿床中的银矿化主要与晚期成矿作用有关^[5],因而认为毛洋头矿床中的银应主要来自于基底变质岩——麻源群变质混合岩。

(3) 钼的来源 变质岩成矿元素地球化学研究表明,基底变质混合岩中的 Mo 丰度低,不

是钼的成矿区(省),事实上也很少发现与变质地层有关的钼矿床,因而笔者认为基底变质混合岩对毛洋头矿床钼的成矿贡献不大。

研究表明毛洋头矿床盆地基底花岗岩的形成时代为印支期,为以地壳物质改造重熔方式形成的改造型花岗岩。综观华南花岗岩与成矿关系,不难发现,改造型花岗岩与钨矿关系密切,而与钼矿化的关系不明显,相反,同熔型花岗岩则与铜、钼、金等矿化密切相关。在福建境内与钼、铜矿化关系密切的是燕山晚期的同熔型花岗岩。高溪岩体 Mo 的平均含量(0.44×10^{-6})低于克拉克值。笔者认为高溪岩体与毛洋头矿床中钼矿化没有明显关系。

福建省内中生代火山岩广泛分布,与成矿关系最为密切的是次火山岩、隐爆角砾岩、火山碎屑沉积岩,其中次火山岩和隐爆角砾岩是铜、钼、铅锌和银的重要成矿母岩或围岩(石礼炎, 1991)。福罗山火山盆地中火山岩,特别是其中的次火山岩及隐爆角砾岩中的 Mo 含量较高(15.1×10^{-6}),同时,毛洋头矿床矿石中黄铁矿的硫同位素同火山岩中黄铁矿的硫同位素组成相一致,据此,笔者认为该矿床中的钼主要来自于次火山岩或次火山热液。

上述分析表明,毛洋头矿床中的 U、Ag、Mo 各自有不同的来源,三者在构造作用和热液的活动下,殊途同归。

7.3 基底构造-岩浆活化模式

综合上述研究结果,控制毛洋头火山岩型铀(银、钼)矿床发育的断裂构造长期活动,中生代再次活化,使盆地火山岩中继承性断裂发育,形成了有利于成矿热液活动的断裂体系;基底岩石经过了长期变质作用、混合岩化和花岗岩化作用,形成了广范分布的混合岩及混合花岗岩(麻源群大金山组)。印支晚期受到进一步活化而重熔改造,并形成了高溪黑云母花岗岩的侵入。含矿火山岩南园组岩石也是以壳源物质重熔为主^①。正因为基底构造长期活化,岩浆多次活动,使得该矿床的成矿物质多源,成矿过程多期,成矿热液多种和成矿热源多样等“四多”特征。充分表现出基底构造和基底岩石的再活化,以及岩浆活动对成矿作用的控制作用,这就是毛洋头矿床基底构造-岩浆活化成因模式。

本文是在章邦桐教授的指导下完成的,陈培荣副教授参加并指导了野外工作。野外工作得到了华南地质局 294 大队的帮助,在此深表谢意。

参 考 文 献

- 1 卢武长,王玉生. 福建 570 铀矿床的同位素地质特征. 成都地质学院学报,1990,17(1):85~92
- 2 王培宗. 福建省地壳—上地幔结构及深部构造背景. 福建地质,1993,12(2):79~151
- 3 张祖还,章邦桐. 华南产铀花岗岩及有关铀矿地质研究. 北京:原子能出版社,1992,70~97
- 4 胡雄健. 浙西南前寒武纪地质. 前寒武纪地质,第 5 号. 北京:地质出版社,1991,100~208
- 5 陈迪云,陈培荣,章邦桐等. 570 矿床银的赋存状态及含银胶硫钼矿的发现. 南京大学学报(地球科学),1994,6(3):247~252
- 6 Goodell P C. Classification and model of uranium deposits in volcanic environments. In: Uranium deposits in volcanic rocks. Laea, Vienna, 1985. 1~26

① 陈迪云等,福罗山盆地火山岩系地球化学及成因,华南理工大学学报,待刊

- 7 Locardi E. Uranium in acidic volcanic environment. In: Uranium deposits in volcanic rocks. Laea, Vienna, 1985. 18~25
- 8 Wenrinch K J. Geochemical characteristics of uranium-enriched volcanic rocks. In: Uranium deposits in volcanic rocks. Laea, Vienna, Laea, Vienna. 1985. 29~52

ORE-CONTROL FACTORS AND GENESIS OF THE MAOYANGTOU VOLCANOGENIC URANIUM (SILVER, MOLYBDENUM) DEPOSIT

Chen Diyun

(Guangzhou Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guangzhou 510640)

Key words: ore-control factor, genetic model, Maoyangtou volcanic rock

Abstract

The Maoyangtou deposit, a large-size volcano-hydrothermal uranium deposit associated with silver and molybdenum mineralization, is located in the Early Cretaceous crater controlled by the arcuate faulted zone on the northwestern margin of Fuluoshan volcanic basin at the northern end of the Wuyishan uranium metallogenic belt. The ore deposit occurs where the basement rock and the upper mantle are uplifted, with the regional NE- and NEE-trending faults controlling the distribution of the ore-bearing volcanic basin whereas the intersections of NE-trending faults with NW-trending faults conditioning the development of orebodies. The basement Gaoxi granite of the basin does not contain much uranium, but the proportion of active uranium in it is quite high. Especially during the alteration, the proportion of active uranium increased, and large quantities of uranium were lost. Through migmatization, uranium content of basement metamorphic rocks in this area was raised, accompanied by the formation of lots of uranium occurrences as well as mineralized spots. Volcanic rocks in the ore-bearing volcanic basin are divided into Changlin Formation and Nanyuan Formation. After the principal volcanic cycle, the crater was choked up due to the collapse of the volcano, and the ascending fluids characterized by high-temperature, high-pressure and rich volatiles would cause crypoexplosion in a low pressure environment. In this process, rhyolite was shattered, forming host space and a pathway for hydrothermal ore-forming solutions. According to geological characteristics and isotope geochemistry of the ore deposit, it is thought that the hydrothermal ore-forming solutions were mainly subvolcanic hydrothermal fluids at the early stage and meteoric water at the late stage. Uranium was mainly derived from subvolcanic rocks or subvolcanic hydrothermal solution at the early stage

mineralization, and from basement rocks, especially from Gaoxi biotite granite, at the late stage mineralization. Silver came chiefly from metamorphic migmatite, whereas molybdenum from subvolcanic rocks or subvolcanic hydrothermal solution.

书刊
简介

《大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿 规律与远景评价》简介

大兴安岭及其邻区是我国铜多金属矿产资源的重要产区之一,现已探明的铜矿储量占全国已探明铜矿储量的六分之一左右。该区成矿地质条件复杂多样、矿床类型众多,具有较好的铜多金属矿产勘查前景,特别是寻找大型斑岩型或潜火山热液型矿床的前景。为此,“大兴安岭及其邻区铜多金属矿产的勘查与评价研究”被列为“八五”国家科技攻关项目的重要课题之一。《大兴安岭及其邻区铜多金属矿床成矿规律与远景评价》则是在该课题研究成果的基础上,整理加工而成的一本矿床学专著。该书的作者们首次较系统地论述了大兴安岭地区铜多金属矿床的区域成矿地质环境、控矿构造、地层及含矿岩浆岩评价准则,深入研究总结了铜多金属矿床的成矿规律、代表性矿床的地质地球化学特征,建立了区域成矿模式、矿床成矿系列和矿床的综合找矿评价标志,尤其是总结了大兴安岭地区铜多金属矿床的多级成矿分带模式及其成矿作用地球化学过程。最后,该书还提出了研究区铜多金属矿床的找矿方向及勘查对策。

该书实验材料丰富,内容新颖,是研究并运用成矿规律和成矿理论指导地质找矿实践的杰作,对矿产勘查、教学和科研人员均具参考价值。全书近 50 万字,近期已由地震出版社出版。请需要该书的读者,与《矿床地质》编辑部联系。

《矿床地质》编辑部供稿