

文章编号: 0258-7106 (2004) 04-0422-09

铜陵地区老鸦岭层状钼矿床铅同位素组成研究*

喻 钢¹ 陈江峰¹ 钱 卉¹ 陈树榆² 杨 刚¹ 闫 峻¹ 张成火³(1 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 安徽 合肥 230026; 2 中国科学技术大学理化中心, 安徽 合肥 230026;
3 安徽省地质矿产局 321 地质队, 安徽 铜陵 244033)

摘 要 安徽铜陵老鸦岭矿床中二叠系大隆组(P_2d)顶部的含矿(钼矿化)黑色页岩以及附近(立新煤矿)同一层位不含矿黑色页岩的实测铅同位素组成分别为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 20.20 ~ 22.37, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.67 ~ 15.82, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.47 ~ 38.60 和 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.83 ~ 20.80, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.65 ~ 15.76, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.84 ~ 39.22。对 137 Ma 的放射成因 Pb 进行校正后的铅同位素组成表明,含矿黑色页岩和不含矿黑色页岩均与燕山晚期火成岩无关,老鸦岭含矿黑色页岩可能具沉积成因。对沉积(约 250 Ma)以来的放射成因 Pb 进行校正后的铅同位素组成表明:不含矿黑色页岩的 Pb 源自上地壳,而含矿黑色页岩的 Pb(因而推测其他成矿金属)可能源于上地壳物质(与不含矿黑色页岩的 Pb 源相似)与下地壳物质的混合。

关键词 地球化学 铅同位素 黑色页岩 老鸦岭矿床 铜陵地区**中图分类号**: P597+.1; P611**文献标识码**: A

长江中下游地区是中国重要的铜、铁、硫、金成矿带之一(常印佛等,1991;翟裕生等,1992)。该矿带中的矿体主要有以下 3 种类型:①位于燕山期侵入体内的矿体;②位于燕山期侵入体与晚古生代-早中生代碳酸盐沉积岩接触带中的矽卡岩矿体;③位于晚古生代—早中生代沉积岩中的层状硫化物矿体,该类型矿体在石炭系、二叠系及三叠系碳酸盐岩和蒸发岩中分布最多(Pan et al., 1999)。目前对矿床的成因仍有分歧,但前两种类型矿体的形成与燕山期侵入体密切相关已成共识(常印佛等,1991;Pan et al., 1999)。对于层状硫化物矿体的成因认识存在较大分歧(孟宪民,1963;富士谷等,1977;顾连兴等,1986;1999;常印佛等,1991;黄志诚,1999;Pan et al., 1999)。矿床成矿时代和成矿物质来源研究是解决此争议的关键。对此重要矿床学问题的争论,迄今尚缺乏有力的地球化学证据作为佐证。

矿床铅同位素组成常用于指示矿床成因和成矿物质来源(Bouse et al., 1999;Chu et al., 2001;Marcoux et al., 2002)。Pb 是一种重元素,除了放射性衰变和受混合作用以外,其同位素组成不会在物理、化

学和生物作用过程中发生变化,即在矿质运移和沉淀过程中铅同位素组成不变。因此,矿石的铅同位素组成可以用来指示成矿物质来源,如果矿石的铅同位素组成与侵入岩一致,则其 Pb(并推论其他成矿金属)来自岩浆;若矿石铅同位素组成与沉积岩一致,可推论其 Pb 系沉积来源;若在两区域连线上呈线性排列,则可能为混源型。中国研究者已对长江中下游成矿带做了大量的铅同位素地球化学研究工作(周泰禧,1982[●];杨学明等,1988;1989;黄斌,1991;刘裕庆等,1991;庞春勇,1995;周涛发等,1996;周余谔等,1996;陈江峰等,2003),但根据已有的铅同位素组成数据,仍对铜陵地区矿床成矿物质存在火成来源(周泰禧,1982[●])和沉积来源(黄斌,1991)两种不同的认识。这种分歧主要是对研究区沉积岩中铅同位素组成变化范围的认识不同造成的。

产于二叠系黑色页岩中的铜陵老鸦岭 Mo 矿床是典型的远离侵入体的层状矿床,本文用铅同位素组成研究该矿床的物质来源,以期对其矿床成因进行界定。

* 本文得到国家重点基础研究发展规划项目“大规模成矿作用与大型矿集区预测(G1999 043201)”的资助

第一作者简介 喻 钢,男,1979 年生,地球化学专业硕士研究生,从事矿床年代学和地球化学的研究工作。

收稿日期 2003-10-08;改回日期 2004-04-16。李 岩编辑。

● 周泰禧,1982. 马山金矿硫和铅同位素组成特征. 第二届全国同位素地球化学学术讨论会论文(摘要)汇编. 245 ~ 246.

1 地质背景

铜陵地区位于扬子板块北缘的长江中下游多金属成矿带的中部(图 1b)。主要出露震旦系一下三叠统的海相碎屑沉积岩、碳酸盐岩和蒸发岩,其中中、下泥盆统缺失。中生代沉积-火山岩分布在盆地中(安徽省地质矿产局,1987)。与成矿有关的最主要地层是中石炭统黄龙组、上二叠统和下三叠统的灰岩和蒸发岩(常印佛等,1991)。本区广泛分布燕山期(120 ~ 140 Ma)侵入体、次火山杂岩和火山岩(Chen et al., 1985; 周泰禧等,1987; 吴才来等,1996)。断裂广泛发育。

老鸦岭矿床位于铜陵地区狮子山矿田的西南部(图 1a)。狮子山矿田地表出露下三叠统碳酸盐岩,下伏二叠系、石炭系和上泥盆统沉积岩,这些岩石构成一复向斜中的次级背斜。矿区内出露许多燕山期侵入体,岩性为辉长-闪长岩、闪长岩和正长岩。与这些岩体有关的接触变形和变质作用十分发育。矿区内有多个大、中型矿床,但矿体很少直接出现在岩体与碳酸盐岩围岩的接触带中,而是离接触带一定距离,产出于不同岩相的过渡带或岩性界面上,常呈贯入式分布在石炭系—三叠系的沉积岩中(Pan et al., 1999)。老鸦岭矿体赋存于远离主接触带的围岩中。矿化发育于二叠系下统栖霞组至三叠系下统和

龙山组的多个层位中。主矿体赋存于二叠系上统大隆组底部,主要为矽卡岩型矿石,局部硫化物富集成块状矿石,平均 $w_{\text{Cu}} 1.57\%$ 。辉钼矿矿体产于大隆组上部的硅质页岩和黑色页岩中,呈似层状产出。平均 $w_{\text{Mo}} 0.046\%$ 。对于矿床成因,主要有层控矽卡岩型(常印佛等,1991)、后期叠加改造型(杨学明等,1997)等观点。

2 样品描述

本文所研究的老鸦岭矿床样品为 ZK39 钻孔中大隆组顶部 Mo 含量较高的黑色页岩(以下简称含矿页岩)岩芯(由安徽省 321 地质队提供)。作为对比,对附近(立新煤矿)同一层位但不含矿的一组黑色页岩(以下简称不含矿页岩)(图 1a)也进行了铅同位素组成研究。

不含矿页岩中大部分为非晶质矿物和数量不等的黑色有机质及褐色胶状氧化铁;少量的晶质矿物主要是一些自生的重结晶矿物,如微晶石英及鳞片状水云母等;陆源碎屑物主要是石英、独居石和磷灰石等矿物,但量极少。页岩层中夹有一些呈内碎屑微晶结构的灰岩薄层。内碎屑绝大部分为表面洁净的方解石,另有少量褐色混浊的白云质碳酸盐,碎屑外形呈椭圆形、纺锤形或球形,粒径多介于 0.03 ~ 0.15 mm。胶结物主要是淡褐色的白云质碳酸盐微

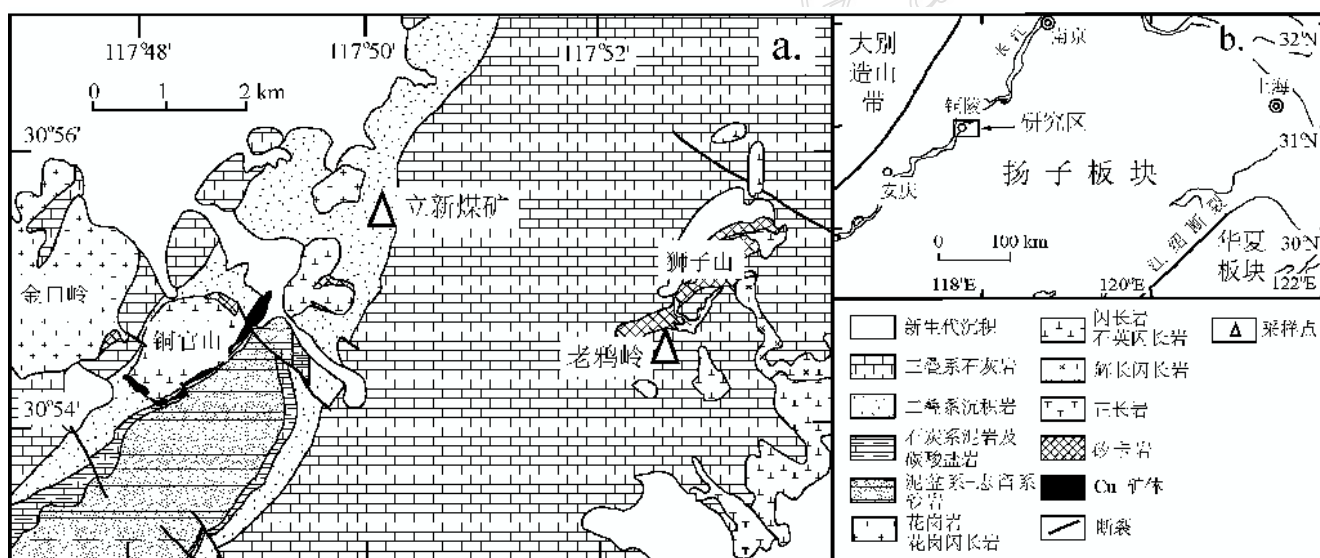


图 1 a. 铜陵铜官山—狮子山地区地质简图(据安徽省地质矿产局,1969;1987;Sun et al., 2003 改编); b. 长江中下游简图和研究区位置(据 Chen et al., 2001 改编)

Fig.1 a. Sketch geological map of Tongguanshan-Shizishan district, Tongling area (modified after Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province, 1969; 1987; Sun et al., 2003); b. Sketch map of the middle and lower Yangtze valley with the location of the study area (after Chen et al., 2001)

晶,呈等轴粒状或菱面体,与内碎屑界限常较模糊。岩石具波状层理构造,方解石内碎屑和气孔沿层理定向排列,并组成颜色较浅的层纹,褐色白云质胶结物则组成褐色层纹,两者相间交替构成了清晰的显微层理构造。岩石中胶状氧化铁均匀分布,有机质含量较低,只在局部富集。

含矿页岩中有大量的黑色有机物质。非有机质成分主要是非晶质颗粒以及少量的石英质微晶和水云母,多沿层理分布,与黑色有机质相对集中的纹层相间排列,形成深浅相间、黑白交替的隐层理构造。页岩层中所夹灰岩层的矿物结构及组成与不含矿页岩中的灰岩层类似,都有清晰的水平层理构造,不同的是前者的内碎屑胶结物不是碳酸盐微晶而是黑色的有机物质。这种结构表明,含矿层中的碳酸盐内碎屑未在原水盆地内沉积,而是在波浪和流水的作用下,经过一定距离的迁移,在一个含大量有机物的水盆地中沉积下来并最终成岩。含矿页岩中有较多的黄铁矿产出,其产状有两种,一种是原始的同生沉积物,多呈微晶状沿层理面均匀分布;另一种是成岩

后生作用阶段中重结晶的产物,晶粒稍大,多分布在裂隙及空穴中。其他金属矿物少见。

两种黑色页岩的有机质含量及胶结物的差别表明它们的沉积环境不同,富有机质的含矿页岩产出于更还原的沉积环境。

3 分析方法及结果

将样品破碎至粒径为 0.5 ~ 1 mm,手工挑选出新鲜的岩石颗粒,然后将之碎至 200 目。样品采用 HF + HNO₃ 法溶样,样品的 U、Th、Pb 含量在中国科学技术大学理化中心用 ICP-MS(UK Plasmaquad 3)测定(误差 5%)。用阴离子交换法纯化分离 Pb(彭子成等,1986)。铅同位素比值的测定在中国科学技术大学化学地球动力学实验室的 Finnigan/MAT262 多接收热电离质谱仪上完成,测定值按每单位质量数 0.0096%对质量分馏效应进行校正,此校正值由标准样 NBS-981 的多次测定平均值得出。分析结果列于表 1。

表 1 老鸦岭铅矿床和立新煤矿大隆组黑色页岩的铅同位素组成及 U、Th、Pb 含量

Table 1 Pb isotopic compositions and U, Th and Pb concentrations of Dalong formation black shale from the Laoyaling Mo deposit and Lixin coal mine

采样地点	样品号	同位素比值						$w_B/10^{-6}$			特征值		
		$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm^*$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm^*$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\pm^*$	U	Th	Pb	μ^{**}	ω^{**}	
老鸦岭矿床(ZK39 孔)													
	01 TL063	22.189	47	15.817	38	38.601	104	65.7	3.0	30.7	143	6.8	
	01 TL064	22.374	45	15.817	33	38.581	85	31.5	1.2	18.1	117	4.6	
	01 TL065	20.305	53	15.678	50	38.487	150	25.2	4.3	24.8	66	12	
	01 TL066	20.402	37	15.715	28	38.581	73	25.4	4.5	14.5	115	21	
	01 TL067	20.683	25	15.712	19	38.570	50	25.8	5.6	31.2	54	12	
	01 TL068	22.109	46	15.793	36	38.551	93	52.2	3.3	33.5	104	6.8	
	01 TL069	20.201	30	15.684	22	38.522	54	39.7	7.0	44.8	58	11	
	01 TL070	20.345	20	15.674	16	38.467	42	26.7	4.1	26.3	66	11	
	01 TL071	20.726	37	15.712	30	38.580	73	20.2	3.4	17.0	78	14	
立新煤矿(地表)													
	01 TL037	18.927	36	15.655	28	38.916	70	4.6	12.3	16.7	18	49	
	01 TL038	18.972	25	15.665	22	38.945	55	4.7	12.2	20.6	15	39	
	01 TL039	19.107	38	15.654	31	38.842	101	5.1	8.1	28.2	12	19	
	01 TL040	19.070	48	15.715	39	39.091	106	2.5	5.4	10.5	15	34	
	01 TL041	18.833	24	15.696	20	39.019	51	5.1	15.1	36.3	9.1	28	
	01 TL042	19.219	33	15.704	25	39.216	67	4.6	12.2	11.1	27	74	
	01 TL043	18.979	30	15.662	25	38.956	62	5.5	13.2	18.5	19	48	
	01 TL045	20.797	33	15.753	27	38.906	70	3.3	1.1	8.0	27	9.4	
	01 TL046	20.186	18	15.755	16	38.985	43	4.9	3.2	9.4	34	23	
	01 TL047	19.928	26	15.712	24	38.947	55	4.8	3.1	10.1	31	21	
	01 TL048	19.777	28	15.701	22	38.877	54	4.2	2.5	14.6	19	12	
	01 TL049	20.769	39	15.751	30	39.103	78	13.5	3.5	8.0	112	30	

* 以最后一位小数给出。 ** $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $\omega = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ 。

含矿页岩的铅同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 20.20 ~ 22.37, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.67 ~ 15.82, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.47 ~ 38.60; 不含矿页岩铅同位素组成为: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.83 ~ 20.80, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.65 ~ 15.76, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.84 ~ 39.22 (表 1, 根据作者要求, 正文中数据保留 2 位小数)。两者均有 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围小, 而 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的变化范围大的特点, 在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上 (图 2) 表现出较小斜率的正相关关系, 但两者又有区别, 即含矿页岩比不含矿页岩对相同的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 有高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (图 2a), 而对相同 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 样品而言, 含矿页岩的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比不含矿页岩的低 (图 2b)。两者 U、Th、Pb 含量和 μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$)、 ω ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$) 值也存在差异。含矿页岩的 w_{U} 为 $20.2 \times 10^{-6} \sim 65.7 \times 10^{-6}$, w_{Th} 为 $1.2 \times 10^{-6} \sim 7.0 \times 10^{-6}$, w_{Pb} 为 $14.5 \times 10^{-6} \sim 44.8 \times$

10^{-6} , μ 为 54 ~ 143, ω 为 4.6 ~ 21; 不含矿页岩的 w_{U} 为 $2.5 \times 10^{-6} \sim 13.5 \times 10^{-6}$, w_{Th} 为 $1.1 \times 10^{-6} \sim 15.1 \times 10^{-6}$, w_{Pb} 为 $8.0 \times 10^{-6} \sim 36.3 \times 10^{-6}$, μ 为 9.1 ~ 112, ω 为 9.4 ~ 74。可见含矿页岩比不含矿页岩有高的 U 含量及 μ 值, 低的 Th 含量及 ω 值。若两者均为沉积成因, 则其差别暗示两者的沉积环境和物源区不同, 而铅同位素组成上的差异则是在不同放射性体系中演化的结果。

4 讨 论

本区广泛出露燕山期火成岩, 且许多矿床的形成均与之有关 (常印佛等, 1991; Pan et al., 1999), 所以这里先讨论黑色页岩与燕山期火成岩在铅同位素组成上的异同。

为讨论老鸦岭矿床与本区燕山期火成岩的可能关系, 应该比较同一时代 (即火成岩形成时) 的同位素组成。如果黑色页岩的金属来自燕山期火成岩, 则两者应具有相同的铅同位素组成, 如不同即表示有不同来源。为此根据黑色页岩的 U、Th 和 Pb 的含量 (表 1) 对它们 137 Ma (燕山晚期火成岩的平均年龄, Chen et al., 1985; 周泰禧等, 1987; 吴才来等, 1996) 以来的放射成因铅进行校正, 用校正到 137 Ma 的铅同位素组成与铜陵地区燕山期火成岩的长石铅同位素组成 (黄斌, 1991; 张理刚, 1995; 邢凤鸣等, 1996; Pan et al., 1999) 进行对比 (图 3)。校正结果中有 5 个 μ 值大于 100 的样品 (不含矿的 01 TL049, 以及矿石 01 TL063、01 TL064、01 TL066 和 01 TL068) 有较大的校正误差 (0.5% ~ 0.7%)。这种大的校正量带来大的校正误差以致校正结果不可靠的现象在 Rb-Sr 同位素体系研究中早已被发现 (Han et al., 1997), 因此下文讨论中将不再包括这 5 个样品 (相应图中以空心符号表示)。

校正到 137 Ma 的含矿页岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) 为 18.88 ~ 19.51, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) 15.61 ~ 15.66, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) 38.40 ~ 38.49; 不含矿页岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) 为 18.55 ~ 20.21, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) 15.64 ~ 15.72, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) 38.58 ~ 38.86; 燕山晚期火成岩长石的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 为 17.57 ~ 18.43, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.41 ~ 15.69, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 37.69 ~ 38.84 (黄斌, 1991; 张理刚, 1995; 邢凤鸣等, 1996; Pan et al., 1999)。显然, 含矿页岩的铅同位素组成与燕山晚期火成岩长石铅

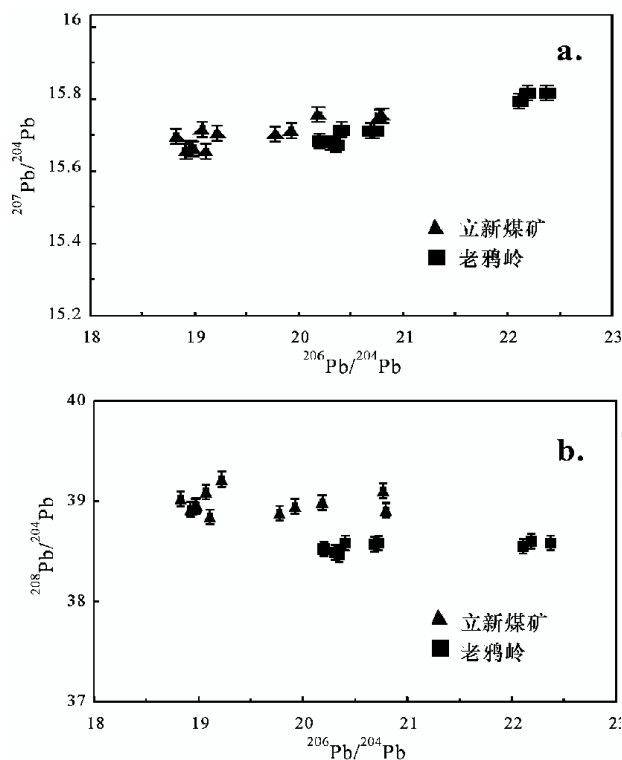


图 2 老鸦岭含钼黑色页岩和立新煤矿不含矿黑色页岩的铅同位素组成图

a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
样品点上的短线表示误差范围

Fig. 2 Pb isotopic compositions of mineralized black shale from the Laoyaling deposit and non-mineralized black shale from the Lixin mine

a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.
The short lines represent errors. The same fig. 3 and fig. 5

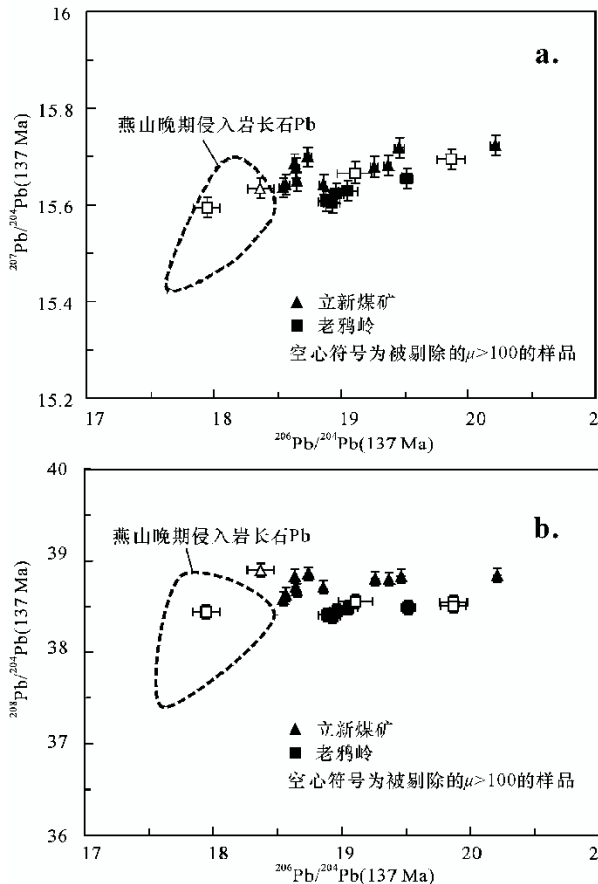


图3 老鸦岭和立新煤矿黑色页岩校正到137 Ma的铅同位素组成与铜陵地区燕山晚期侵入岩长石铅同位素组成对比图

a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. 铜陵地区燕山晚期侵入岩长石铅的铅同位素组成变化范围根据前人数据(黄斌,1991;张理刚,1995;邢凤鸣等,1996;Pan et al.,1999)得出。空心符号表示校正误差大,不被讨论的数据点

Fig.3 Pb isotope compositions of feldspars of Late Yanshanian plutons from Tongling area and black shales from the Laoyaling deposit and the Lixin mine

a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Pb isotopic compositions of the black shales were corrected for 137 Ma in situ decay. Data source for the Pb isotope ratios of the feldspars from plutons (represented by the dotted contour): Huang, 1991; Zhang, 1995; Xin et al., 1996; Pan et al., 1999. The hollow symbols represent overcorrected data not used in the discussion

的不同,因此含矿页岩铅的主要来源不是本区燕山晚期火成岩,成矿与燕山晚期火成岩无关。粗看起来,由图3中关系,不能排除燕山晚期(137 Ma)岩浆活动时岩浆铅(通过热液作用)与早先存在于不含矿页岩中的铅混合形成含矿页岩铅的可能。但仔细分析表明,图3并不是典型的混合关系。如果含矿黑色页岩是不含矿页岩和燕山晚期岩浆热液铅的混合产物,那么含矿页岩的铅同位素组成应位于不含矿

页岩和燕山晚期岩浆岩长石铅同位素组成之间。但是事实上含矿页岩的铅同位素组成位于不含矿页岩的铅同位素组成变化范围之内(两个校正量很大的样品除外)。此外,在 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma)- $1/\text{Pb}$ 图(图4)上无明显线性关系也不支持混合模式解释。含矿黑色页岩中清晰的沉积结构,未观察到任何热变质和交代作用,都不支持其曾受到过燕山期岩浆活动影响的结论。

既然铅同位素组成判据确定成矿与燕山期火成岩无关,那么另一种可能的铅源就是沉积铅。为讨论铅源区的性质,将含矿页岩和不含矿页岩的铅同位素组成对250 Ma(二叠系大隆组的大致沉积时代)以来的放射成因铅的贡献进行校正。校正后(图5)的含矿黑色页岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (250 Ma)为17.65~18.53, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (250 Ma) 15.54~15.60, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (250 Ma) 38.34~38.42;不含矿页岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (250 Ma) 18.16~19.71, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (250 Ma) 15.62~15.70, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (250 Ma) 38.30~38.79。

不含矿页岩样品的 μ 值较小,为9~34,相反 ω 值较大,为9~74,但因为 ^{232}Th 的半衰期是 ^{238}U 的3倍,是 ^{235}U 的约20倍,所以总体校正量仍较小,校正结果比较可靠。样品校正后的数据点主要落在远洋沉积物和上地壳铅的范围附近(图5),可解释为主要是上地壳物源的沉积物。

含矿页岩的大多数样品与不含矿页岩相比,表现出相当大的偏离,前者具有较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值。而且含矿页岩样品的 μ 值高, ω 值低(如前所述),显然两者的物质来源有显著区别。此外含矿页岩比不含矿页岩富集更多的金属元素,如U(表1)和Mo,表明其沉积时比不含

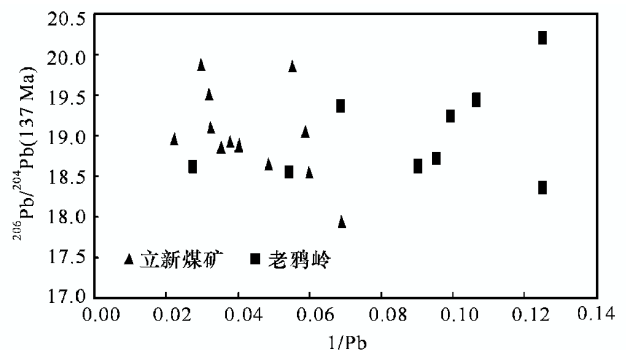


图4 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma)- $1/\text{Pb}$ 混合关系判别图

Fig.4 A plot of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (137 Ma) versus $1/\text{Pb}$

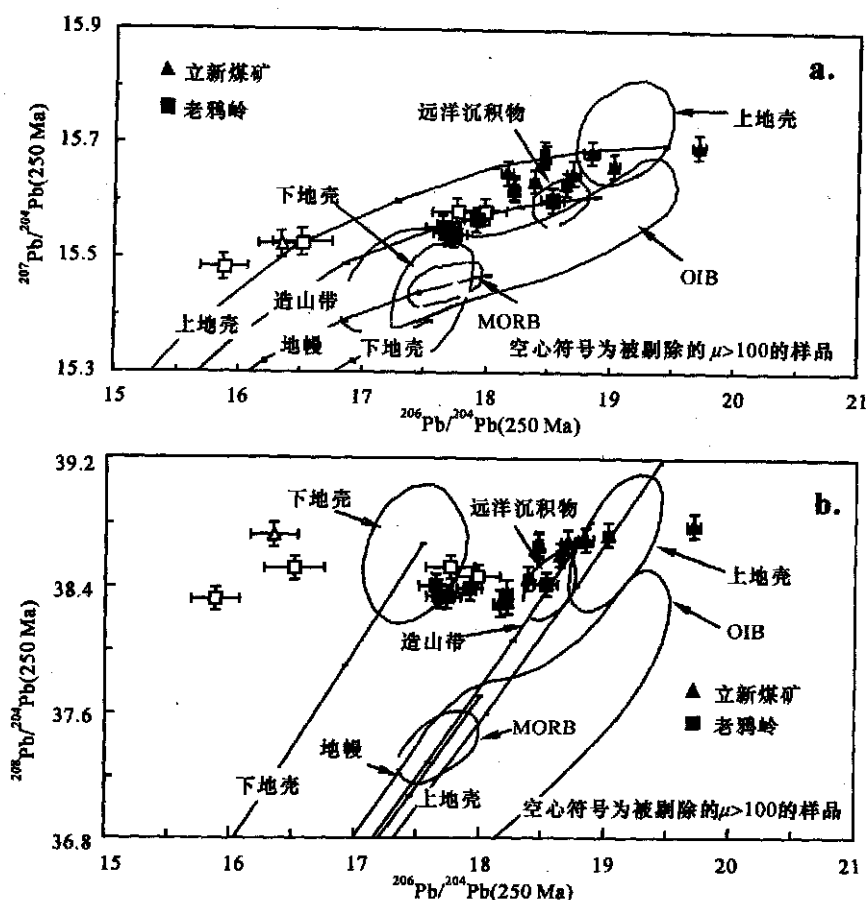


图 5 老鸦岭和立新煤矿黑色页岩校正到 250 Ma 的铅同位素组成与 Zartman 等(1981)的 Pb 构造模式对比图

a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。图中 OIB、MORB、远洋沉积物的铅同位素组成变化范围来源于 Zartman 等(1981), 并已进行了 250 Ma 以来的放射成因铅校正 [OIB、MORB 的 U、Th、Pb 含量数据来自 Sun 等(1989), 上地壳的 U、Th、Pb 含量数据采用 Rollison(1993)的平均上地壳的数据, 下地壳和远洋沉积物(平均地壳)的 U、Th、Pb 含量数据来自 Weaver 等(1984)]。空心符号为被剔除的 $\mu > 100$ 的样品大、不被讨论的数据点

Fig. 5 Pb isotopic compositions (corrected for 250 Ma) of black shales from the Laoyaling deposit and the Lixin mine in comparison with the Pb compositional model by Zartman et al. (1981)

a. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; b. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Data source for lead isotope evolution curves and fields of MORB, OIB, Pelagic sediments, Upper Crust and Lower Crust: Zartman et al. (1981). The 250 Ma radiogenic Pb correction has been exercised for these fields. Data source for the U, Th and Pb abundances used for corrections: Sun et al. (1989) (for MORB and OIB), Rollison (1993) (for Upper Crust) and Weaver et al. (1984) (for Lower Crust and Pelagic sediments). The open symbols represent overcorrected data which are not used in discussion

矿页岩具有更多的有机物质、更慢的沉积速度 (Horan et al., 1994) 和更还原的沉积环境(即沉积深度更深, 吴胜和等, 1994)。

下面就含矿和不含矿页岩物质来源差别的几种可能性予以讨论:

(1) 根据图 5a, 含矿页岩可解释为不含矿页岩与来自 MORB(大洋中脊玄武岩)和(或) OIB(洋岛玄武岩)物质的混合。由于 MORB 和 OIB 中 Pb 含量 ($w_{\text{Pb}} 0.3 \times 10^{-6} \sim 3.2 \times 10^{-6}$, 据 Sun 等, 1989) 仅为远洋沉积物 Pb 含量 (w_{Pb} 约 15×10^{-6} , 据 Weaver 等, 1984) 的 1/5, 所以含矿页岩与不含矿页岩的铅同

位素组成之间的微小差别就要求可观的幔源物质加入, 但相应的时代却未发现明显的岩浆活动(安徽省地质矿产局, 1987; 杨遵仪等, 1989; 常印佛等, 1991; 邢凤鸣等, 1999)。而且 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系(图 5b) 也不支持这种解释, 因此含矿页岩不能解释为不含矿页岩与来自 MORB 和(或) OIB 物质的混合。

(2) 含矿页岩的铅可能来自上地壳和下地壳物质的混合。虽然铅同位素关系(图 5a、b) 显示上、下地壳物质的混合可以解释含矿页岩的铅同位素组成, 但是仍有两个问题需要解答: 其一是在不

太远的距离内同一时代页岩的物质来源有如此大的差别? 其二是元素和同位素组成的协调关系, 因为如果是混合关系, 则含矿页岩比不含矿页岩的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值(250 Ma 校正值)低, 就要求前者的 U 含量和 μ 值、Th 含量和 ω 值也应较低。而事实上, 含矿页岩的 Th 含量和 ω 值是低的, 但 U 含量和 μ 值却明显高于不含矿页岩。这说明实测的 U、Pb 含量并不代表页岩源区的 U、Pb 含量, 而是指示了沉积成因的特点。如果含矿页岩具有更多的有机质, 更慢的沉积速率和更还原的沉积环境(Horan et al., 1994; 吴胜和等, 1994), 就可以在沉积时有能力吸附更多的重金属。再则, 如果上地壳物质来自铜陵附近地区地表出露的岩石, 而下地壳物质则需要从崆岭地区(扬子地块上唯一已知的下地壳出露地区)长途搬运而来, 这样, 更细小的下地壳物质就会在沉积较慢的地区(老鸦岭地区)富集。

5 结 论

狮子山矿田老鸦岭钼矿床二叠系大隆组(P_2d)顶部的含矿黑色页岩与附近立新煤矿大隆组无矿黑色页岩的铅同位素组成与本区燕山晚期侵入岩的长石铅同位素组成显著不同, 因此其主要成矿物质来源不是本区的燕山晚期侵入岩, 成矿与燕山晚期火成岩无关。

铅同位素组成和矿石结构构造都指示老鸦岭含钼黑色页岩的铅为沉积铅。对 250 Ma(二叠系大隆组的大致沉积时代)以来的放射成因铅的贡献进行校正后, 老鸦岭含钼黑色页岩的初始铅同位素比值与立新煤矿不含矿黑色页岩的不同, 具有低放射成因 Pb 的特征。立新煤矿不含矿黑色页岩的主要物质来源可认为是上地壳物质, 而老鸦岭含钼黑色页岩的成矿物质来源可解释为上地壳物质和下地壳物质的混合。

长江中下游地区的矿床大都产在岩体附近, 勘探工作者一般是以围绕岩体找矿的“火成”观点为指导的。长江中下游地区发现存在沉积成因矿床, 这不仅有一定的学术价值, 而且还开拓了勘探找矿工作的范围。在长江中下游地区二叠纪大隆组黑色页岩分布较广泛, 因此有可能找到更多与之有关的沉积成因矿床。

致 谢 对安徽省 321 地质队允许笔者从其岩

芯库中采样并提供矿床地质资料, 与常印佛院士和储国正高工的有益讨论, 彭子成教授、张翼副教授以及贺剑峰硕士在化学分离和质谱测定时给予的指导和帮助, 中国科学技术大学理化中心余华明老师协助 ICP-MS 分析一并表示感谢。

References

- Bouse R M, Ruiz J, Titley S R, et al. 1999. Lead isotope compositions of late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the source of plutons and metals in porphyry copper deposits[J]. *Econ. Geol.*, 94: 211 ~ 244.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province. 1969. Regional geological map, Tongling quadrant(1: 50000)[Z]. Beijing: Geol. Pub. House(in Chinese).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Anhui Province. 1987. Regional geology of Anhui Province[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 721 p(in Chinese).
- Chang Y F, Liu X P and Wu Y C. 1991. The copper-iron belt of the lower and middle reaches of the Changjiang River[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 379p(in Chinese with English abstract).
- Chen J F, Foland K A and Zhou T X. 1985. Mesozoic granitoids of the Yangtze fold belt, China: Isotopic constraints on the magma sources [A]. In: Wu L R, et al, ed. The crust—the significance of granites gneisses in lithosphere[C]. Athens: Theophrastus. 217 ~ 237.
- Chen J F, Yan J, Xie Z, et al. 2001. Nd and Sr isotopic compositions of igneous rocks from the Lower Yangtze region in Eastern China: Constraints on sources[J]. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26: 719 ~ 731.
- Chen J F and Yu G. 2003. Source of copper deposits along the Yangtze River, Anhui Province: isotope evidence[J]. *Geol. Anhui*, 13(1): 27 ~ 33(in Chinese with English abstract).
- Chu X L, Huo W G and Zhang X. 2001. Sulfur, carbon and lead isotope studies of the Dajing polymetallic deposit in Linxi County, Inner Mongolia, China—implication for metallogenic elements from hypomagmatic source[J]. *Resource Geol.*, 51(4): 333 ~ 344.
- Fu S G, Yan X Y, Yuan C X, et al. 1977. On the carboniferous submarine massive sulphide deposits in the lower reaches of the Changjiang (Yangtze) River[J]. *J. Nanjing Univ. (Natural Sciences)*, 1: 43 ~ 67(in Chinese).
- Gu L X and Xu K Q. 1986. On the carboniferous submarine massive sulphide deposits in the Lower Reaches of the Changjiang (Yangtze) River[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2: 176 ~ 188(in Chinese with English abstract).
- Gu L X and Fu S G. 1999. Fault-induced depressing, volcanism and massive sulphide formation of the Lower Yangtze region at the Weiniian stage: a reply[J]. *Geol. J. China Univ.*, 5(2): 228 ~ 231 (in Chinese with English abstract).
- Han B F, Wang S G, Jahn B M, et al. 1997. Depleted mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China:

- geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth[J]. *Chem. Geol.*, 138: 135 ~ 159.
- Horan M F, Morgan J W, Grauch R I, et al. 1994. Rhenium and osmium isotopes in black shales and Ni-Mo-PGE-rich sulfide layers, Yukon Territory, Canada, and Hunan and Guizhou Provinces, China[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 257 ~ 265.
- Huang B. 1991. Pb isotopic studies of the massive sulphur-iron-gold deposits in the Tongling district, Anhui Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 4: 347 ~ 359 (in Chinese with English abstract).
- Huang Z C. 1999. Do there exist sea-floor volcanic eruptive sediments in the Huanglong formation, Tongling Xinqiao area, Anhui Province[J]. *Geol. J. China Univ.*, 5(1): 110 ~ 112 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y Q and Liu Z L. 1991. Isotope geochemistry and genesis of the stratiform copper (iron-sulfur) deposits in Tongling area, Anhui Province[J]. *Bull. Institute of Mineral Deposits, CAGS*, 1: 47 ~ 114 (in Chinese with English abstract).
- Marcoux E, Grancea L, Lupulescu M, et al. 2002. Lead isotope signatures of epithermal and porphyry-type ore deposits from the Romanian Carpathian Mountains[J]. *Mineralium Deposita*, 37: 173 ~ 184.
- Meng X M. 1963. Classification of mineral deposits and exploration strategy[A]. *Classification and genesis of mineral deposits*[C]. Beijing: Sci. Press (in Chinese).
- Pan Y M and Dong P. 1999. The lower Changjiang (Yangtze/ Yangtze River) metallogenic belt, east central China: intrusion- and wall rock-hosted Cu-Fe-Au, Mo, Zn, Pb, Ag deposits[J]. *Ore Geol. Rev.*, 15: 177 ~ 242.
- Pang C Y. 1995. Characteristics of isotope geology of skarn-type copper deposits of China, and the "three in one" mineralization model[J]. *Mineral Resources & Geol.*, 9(5): 368 ~ 374 (in Chinese).
- Peng Z C and Kwak L. 1986. Determination of Pb isotopic ratios and trace U, Th, Pb concentration of basalts[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 5(2): 121 ~ 125 (in Chinese with English abstract).
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation[M]. Pearson Education Limited. 149p.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process[A]. In: Saunders A D and Norry M J, ed. *Magmatism in the ocean basin*[C]. Geological Society Special Publication, 42: 313 ~ 345.
- Sun W D, Xie Z, Chen J F, et al. 2003. Os-Os dating of copper and molybdenum deposits along the middle and lower reaches of the Yangtze River, China[J]. *Econ. Geol.*, 98: 175 ~ 180.
- Weaver B L and Tarney J. 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust[J]. *Nature*, 310: 575 ~ 577.
- Wu C L, Zhou X R, Huang X C, et al. 1996. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of intrusive rocks from Tongling[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 15(4): 299 ~ 306 (in Chinese with English abstract).
- Wu S H, Feng Z Z and He Y B. 1994. Study on anoxic environments of Permian in the Middle and Lower Yangtze Region[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 12(2): 29 ~ 36 (in Chinese with English abstract).
- Xing F M and Xu X. 1996. High-potassium calc-alkaline intrusive rocks in Tongling area, Anhui Province[J]. *Geochimica*, 25(1): 29 ~ 38 (in Chinese with English abstract).
- Xing F M and Xu X. 1999. Yangtze magmatic belt and metallogenesis[M]. Hefei: Anhui People's Pub. House. 170p (in Chinese).
- Yang X M and Lin W T. 1988. Research on the petrogenic mechanism of the Tongguanshan igneous complex, Anhui Province[J]. *Geol. Rev.*, 34(1): 25 ~ 35 (in Chinese with English abstract).
- Yang X M and Lin W T. 1989. Studied of mineralization, mechanism, wall-rock alternation and mineralization conditions of Jinkouling copper-gold deposit, Tongling ore field[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 4: 323 ~ 338 (in Chinese).
- Yang X M, Yang X Y, Wang K R, et al. 1997. Metallogenic geochemistry of the Laoyaling stratiform copper deposit, Tongling, Anhui Province, P.R.C. [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 21(4): 347 ~ 361 (in Chinese with English abstract).
- Yang Z Y, Cheng Y Q and Wang H Z. 1989. The geology of China[M]. Wuhan: China Univ. Geosci. Press. 294p (in Chinese).
- Zartman R E and Doe B R. 1981. Plumbotectonics—the model[J]. *Tectonophysics*, 75: 135 ~ 162.
- Zhai Y S, Yao S Z, Lin X D, et al. 1992. Mineralization regularities of iron-copper (-gold) deposits in the Mid-Lower Reaches of Changjiang (Yangtze) River[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 235p (in Chinese).
- Zhang L G, et al. 1995. Block-geology of Eastern Asia lithosphere-isotope geochemistry and dynamics of upper mantle, basemen and granite[M]. Beijing: Sci. Press. 252p (in Chinese with English abstract).
- Zhou T F and Yue S C. 1996. Isotope geochemistry of copper mineralization in Yueshan, Anhui[J]. *Mineral Deposits*, 15(4): 341 ~ 350 (in Chinese with English abstract).
- Zhou T X, Li X M, Zhao J S, et al. 1987. Geochronology of igneous rocks from the Tongguanshan ore area of Anhui Province[J]. *J. China Univ. Sci. & Techn.*, 17(3): 403 ~ 407 (in Chinese).
- Zhou Y E, Zhang Y Y and Su Q S. 1996. The geochemistry and genesis of the Tongshan copper ore deposit, Anhui[J]. *Geol. Anhui*, 6(2): 54 ~ 68 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 安徽省地质矿产局. 1969. 中华人民共和国区域地质图, 铜陵幅, 1: 50000[Z]. 北京: 地质出版社.
- 安徽省地质矿产局. 1987. 安徽省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社. 721 页.
- 常印佛, 刘湘培, 吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京: 地质出版社. 379 页.
- 陈江峰, 喻 钢. 2003. 安徽沿江地区铜矿床的物质来源: 铅同位素组成的制约[J]. *安徽地质*, 13(1): 27 ~ 33.
- 富士谷, 阎学义, 袁成祥, 等. 1977. 长江中下游成矿带石炭纪海底火山喷发-沉积黄铁矿型铜矿床的地质特征[J]. *南京大学学报*

- (自然科学版), 1: 43 ~ 67.
- 顾连兴, 徐克勤. 1986. 论长江中、下游中石炭世海底块状硫化物矿床[J]. 地质学报, 2: 176 ~ 188.
- 顾连兴, 富士谷. 1999. 下扬子威宁期断裂拗陷、火山活动及块状硫化物成矿作用[J]. 高校地质学报, 5(2): 228 ~ 231.
- 黄斌. 1991. 安徽铜陵地区块状硫-铁-金矿床的铅同位素特征[J]. 地质学报, 4: 347 ~ 359.
- 黄志诚. 1999. 安徽铜陵新桥黄龙组沉积期海底火山喷发-沉积质疑[J]. 高校地质学报, 5(1): 110 ~ 112.
- 刘裕庆, 刘兆康. 1991. 铜陵地区层状铜(铁、硫)矿床同位素地球化学和矿床成因研究[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所刊, 1: 47 ~ 114.
- 孟宪民. 1963. 矿床分类与找矿方向[A]. 矿床分类与成矿作用[C]. 北京: 科学出版社.
- 庞春勇. 1995. 我国矽卡岩型铜矿床同位素地质特征及其“三位一体”成矿模式[J]. 矿产与地质, 9(5): 368 ~ 374.
- 彭子成, Kwak L. 1986. 玄武岩中铅同位素和微量铀钍铅的测定[J]. 岩矿测试, 5(2): 121 ~ 125.
- 吴才来, 周若, 黄许陈, 等. 1996. 铜陵地区中酸性侵入岩年代学研究[J]. 岩石矿物学杂志, 15(4): 299 ~ 306.
- 吴胜和, 冯增昭, 何幼斌. 1994. 中下扬子地区二叠纪缺氧环境研究[J]. 沉积学报, 12(2): 29 ~ 36.
- 邢凤鸣, 徐祥. 1996. 铜陵地区高钾钙碱系列侵入岩[J]. 地球化学, 25(1): 29 ~ 38.
- 邢凤鸣, 徐祥. 1999. 安徽扬子岩浆岩带与成矿[M]. 合肥: 安徽人民出版社. 170 页.
- 杨学明, 林文通. 1988. 铜官山火成杂岩成岩机理研究[J]. 地质论评, 34(1): 25 ~ 35.
- 杨学明, 林文通. 1989. 铜官山矿区金口岭铜金矿床围岩蚀变、成矿物理化学条件及成矿机理研究[J]. 地质科学, 4: 323 ~ 338.
- 杨学明, 杨晓勇, 王奎仁, 等. 1997. 安徽铜陵老鸦岭层状铜矿床的成矿地球化学研究[J]. 大地构造与成矿学, 21(4): 347 ~ 361.
- 杨遵仪, 程裕淇, 王鸿祯. 1989. 中国地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 294 页.
- 翟裕生, 姚书振, 林新多, 等. 1992. 长江中下游地区铁铜(金)成矿规律[M]. 北京: 地质出版社. 235 页.
- 张理刚, 等. 1995. 东亚岩石圈块体地质-上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学[M]. 北京: 科学出版社. 252 页.
- 周涛发, 岳书仓. 1996. 月山地区铜成矿作用同位素地球化学研究[J]. 矿床地质, 15(4): 341 ~ 350.
- 周泰禧, 李学明, 赵俊深, 等. 1987. 安徽铜陵铜官山矿田火成岩的同位素地质年龄[J]. 中国科学技术大学学报, 17(3): 403 ~ 407.
- 周余谔, 张宜勇, 苏其树. 1996. 安徽铜山铜矿床地球化学特征及其成因[J]. 安徽地质, 6(2): 54 ~ 68.

Lead Isotope Study of Laoyaling Stratiform Mo Deposit in Tongling Area

Yu Gang¹, Chen Jiangfeng¹, Qian Hui¹, Chen Shuyu², Yang Gang¹, Yan Jun¹ and Zhang Chenghuo³

(1 Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, Anhui, China;

2 Center of Physics and Chemistry Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, Anhui,

China; 3 No.321 Geological Party, Anhui Bureau of Land and Resources, Hefei 244033, Anhui, China)

Abstract

The Pb isotopic compositions of Mo-bearing black shale of Dalong Formation (P_2d) from the Laoyaling deposit in the middle-lower Yangtze valley were determined. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios vary from 20.20 to 22.37, from 15.67 to 15.82 and from 38.47 to 38.60, respectively. In contrast, the corresponding Pb isotopic ratios of the non-mineralized black shale from the Lixin coal mine near the Laoyaling deposit are in the ranges of 18.83 ~ 20.80, 15.65 ~ 15.76 and 38.84 ~ 39.22 respectively. The Pb isotopic compositions corrected for 137 Ma radiogenic Pb show that Pb isotopic compositions of the Laoyaling mineralized black shale and the Lixin non-mineralized black shale are significantly different from those of the feldspars from Late Yanshanian igneous rocks in the area. Pb isotopic compositions and ore textures suggest that Pb of the black shale from the Laoyaling deposit is not derived from the Yanshanian intrusive rocks, and that the Laoyaling Mo deposit is a typical sedimentary deposit hosted by the black shale. The Pb isotopic compositions corrected for 250 Ma (approximate age of the Dalong Formation) radiogenic Pb show that the Pb source of the non-mineralized black shale is upper crustal material and the Pb of the Mo-bearing black shale of the Laoyaling deposit is very likely a mixture of the Pb from upper crustal material shared by non-mineralized black shale and the Pb from the lower crust.

Key words: geochemistry, Pb isotopes, black shale, Laoyaling deposit, Tongling area