

文章编号: 0379-1726(2000)03-0231-08

231-238

p618.20

中国某些金属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释

p597

张 乾, 潘家永, 邵树勋

(中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘 要: 在矿质来源研究中, 铅同位素组成作为一种有效手段, 已应用于几乎所有的金属甚至非金属矿床, 起到了重要的作用。随着矿床地球化学研究的不断深入, 一个矿床的矿质来源已不能简单地来自地球的某个圈层, 需要把矿质来源定位到矿区某个具体的岩体或层位, 这样才具有实际意义。本文采取矿石、岩浆岩、地层及基底铅同位素对比的方法研究了 4 种矿床类型中 9 个金属矿床铅的来源。结果表明, 与岩浆活动有关的夕卡岩型和岩浆热液型矿床有两种情形, 一种是纯岩浆源铅, 另一种是部分围岩铅也参与了成矿; 热水沉积矿床的铅主要来自深部; 改造型矿床的铅主要来自围岩; 像留龙金矿这样看似与岩浆活动关系密切的矿床, 对金而言, 是改造成矿的产物。

关键词: 铅同位素组成; 矿石铅来源; 金属矿床; 中国
中图分类号: P61; P597 **文献标识码:** A

0 引 言

凡是研究矿床成因, 都要涉及到矿质来源的研究。自从铅同位素组成应用于矿床地球化学以来, 铅的来源有了一个可以量化的指标。目前, 铅同位素组成不仅应用于铅矿床铅来源的判断, 也已用来解释其他如 Au、Cu 和 Fe 等几乎所有金属矿床甚至非金属矿床的矿质来源问题。

20 世纪六七十年代, 对矿床铅同位素组成的研究, 通常是就矿石铅同位素组成, 利用某种全球性铅演化模式, 以确定矿石铅是正常铅还是异常铅, 或来自地球的某个圈层或地块。在这方面, Stacey *et al.*^[1] 和 Zartman *et al.*^[2] 的铅演化模式起到了极其重要的作用。国内如张理刚^[3]、Zhu B Q^[4] 等学者都有很多创造性的研究成果。有些铅演化模式至今仍有很大的实用价值。80 年代以来在矿床铅同位素组成研究中, 用得最多的方法是矿石铅同位素与岩浆岩铅同位素对比, 以确定矿石铅与岩浆岩铅的异同, 明显不足的是对组成矿床的其他端元, 如沉积岩和基底的铅同位素组成考虑不够, 造成讨论铅来源时的许多不确定因素。因此, 20 世纪 90 年代以来, 多数学者都主张用矿石、岩浆岩、地层和

基底铅同位素全方位对比的方法来研究矿石铅来源。

显然, 这种方法至少可以解决以下几方面的问题: (1) 任何类型矿床的形成都要受各种地质因素的制约, 例如与岩浆活动有关的矿床, 当其在地球壳浅部的某个部位形成时, 除决定于岩浆本身的性质外, 还要受到岩浆上升过程中同化围岩的影响, 更重要的是通过交代等方式成矿时要受到沉积围岩的影响; 大多数受断裂控制的改造型脉状矿床, 围岩和基底所起的作用更是不可忽略的; (2) 假如一个矿床存在多种不同时代的地质, 多种不同岩性的岩浆岩, 这时只说铅源自地球的某个圈层是没有多大实际意义的, 只有确定得更具体些才是我们的目标; (3) 只用矿石样品的铅同位素组成讨论矿质来源显然是不足的; (4) 对于非铅为主的矿床, 利用铅同位素判断矿质来源时, 如果连铅的来源都不能肯定, 则无从谈起其他金属的来源。基于此, 我们对国内 9 个矿床的铅同位素组成重新进行了研究, 本文就是这一研究的最终结果。

1 有关矿床的主要地质特征

本文所研究的矿床包括接触交代夕卡岩型、岩

收稿日期: 1999-10-26; 修订日期: 2000-03-30

基金项目: 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室资助项目

作者简介: 张乾(1955-), 男, 副研究员, 矿物学专业。

浆热液型、海底热水沉积型、后成改造型及陆相火山 Au、Ag 和 S 等) 的 9 个矿床。其主要地质和地球化学特征见表 1, 更详细的资料可查阅文献[5~14]。

表 1 不同类型矿床的主要地质地球化学特征

Table 1 Major geological and geochemical characteristics of different genetic types of deposits

矿床类型及名称	大地构造位置	矿体围岩及时代	岩浆岩及时代	矿体特征	主要金属矿物	主要非金属矿物	围岩蚀变	元素组合	主要地球化学特征
佛子冲	云开隆起西北缘	志留系、奥陶系碎屑岩中灰岩夹层 Pb: 80×10^{-6}	花岗闪长岩壳源, K-Ar: 150 Ma	脉状、透镜状, 产于接触带附近灰岩夹层中或沿裂隙充填	闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、少量黝铜矿、辉银矿等	透辉石为主, 少量阳起石、透闪石, 热液阶段以石英、方解石为主	夕卡岩化、硅化、碳酸盐化	Pb-Zn	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -0.1~3.7 $\delta\text{D}(\text{‰})$: -52.7~-69 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: 2.2~9.8
与岩浆活动有关的矿床	香芥	鲁中深断裂以东 元古宇蓬莱群香芥组灰岩, Pb: $30 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$	花岗闪长岩 Rb-Sr: 140 Ma Pb: $33 \times 10^{-6} \sim 302 \times 10^{-6}$	脉状, 产于接触带夕卡岩中	黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黄铁矿、磁黄铁矿、黝铜矿及硫酸盐类矿物	石榴子石、透辉石、阳起石、透闪石、绿帘石、长石、石英、方解石等	大理岩化、夕卡岩化、硅化、碳酸盐化	岩体内: Mo 内带: Cu-Zn 外带: Pb-Zn	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -0.8~5.2 $\delta\text{D}(\text{‰})$: -55.6~-74 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: 5.8~9.9
恒仁	燕辽沉降带东端	寒武系灰岩 Pb: $<20 \times 10^{-6}$	辉石闪长岩 K-Ar 年龄: 124 Ma, Pb: $32 \times 10^{-6} \sim 82 \times 10^{-6}$	脉状、透镜状, 产于接触带夕卡岩中	磁铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、自然银、黝铜矿、斑铜矿、辉银矿等	石榴子石、透辉石、绿帘石、绿泥石、符山石、黝帘石、硅灰石、石英、方解石等	大理岩化、夕卡岩化、硅化、碳酸盐化、绿泥石化	内带深部: Fe-Cu 接触带: Zn-Cu 外带浅部: Pb-Zn 晚期脉状: Ag	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: 3~8 $\delta\text{D}(\text{‰})$: 49.9~78.4 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: 5.8~8.1
夏山	闽浙沿海隆起带西缘, 华夏台隆南缘	龙北溪群变质岩中大理岩, 含 Pb: 8.3×10^{-6}	花岗斑岩 K-Ar: 140 Ma, Pb: 47×10^{-6}	脉状, 产于接触带夕卡岩中	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿、毒砂、辉铋矿等	透辉石、石榴子石、绿帘石、石英、透闪石、阳起石、硅石、方解石等	夕卡岩化、硅化、碳酸盐化	Pb-Zn	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: 2.7~5.2
武山城门山	江南台隆北缘	泥盆系-石炭系碳酸盐岩	壳幔混合型花岗岩	夕卡岩型、斑岩型、热液型, 沿接触带分布	黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、黝铜矿、辉铜矿、斑铜矿、黄铁矿等	透辉石、石榴子石、透闪石、阳起石、符山石、绿泥石、方解石等	夕卡岩化、硅化、绿泥石化、碳酸盐化等	Cu-Pb-Zn-Au	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -2.9~4.3
热液沉积型	大降坪	云开隆起中段偏北 震旦系浅变质岩; 板岩夹硅质岩	仅见花岗斑岩脉, 与成矿关系不大	层状矿体, 与地层产状一致	黄铁矿为主, 少量磁黄铁矿, 另有方铅矿、闪锌矿	石英、长石、白云母、绢云母、少量萤石、碳质	条带状矿石无蚀变, 块状矿石以硅化为主	S 伴生 Zn, Ag	块状矿石 Rb-Sr: 440 Ma
后成改造型	茶洞	云开隆起中段 寒武系片岩含 Pb: $>60 \times 10^{-6}$	花岗斑岩、石英斑岩脉时代不详	脉状, 产于片岩断裂碎带中	毒砂、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、螺钼银矿、银金矿、硫锡银矿等	石英、绢云母、方解石等	硅化、绢云母化、碳酸盐化等	Ag-Au-As	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -8.2~1.2 $\delta\text{D}(\text{‰})$: -39~-88 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: -2~5
后成改造型	庞西洞	云开隆起南段 前寒武系混合岩, 锆石 U-Pb: 1.1 Ga	黑云母花岗岩, K-Ar: 106 Ma	脉状, 产于庞西洞-金山断裂带中	方铅矿、闪锌矿、黄铁矿、黄铜矿、银金矿、螺钼银矿、硫锡银矿等	石英、绢云母、少量绿泥石等	硅化、绢云母化	Ag-Au	$\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -7.4~0.0 $\delta\text{D}(\text{‰})$: -49~-43 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: -5.8~2.2 $t(\text{°C})$: 168~227
火山沉积改造-浆液叠加型	留龙	赣南加里东褶皱带 震旦系上统组凝灰岩, Pb: 34×10^{-6} Au: 15×10^{-9}	加里东期花岗岩, K-Ar: 340 Ma, Pb: 22×10^{-6} Au: 3×10^{-4} 燕山期花岗岩, K-Ar: 140 Ma	脉状, 产于凝灰岩断裂带中, 有英闪脉和铅锌石英脉和硫化物两类矿体	毒砂石英脉; 毒砂为主, 少量黄铁矿。铅锌矿、方铅矿、闪锌矿、黄铁矿为主, 少量黄铜矿及残留毒砂	石英、绢云母、绿泥石、方解石等	硅化、绢云母化、绿泥石化、碳酸盐化	Au 伴生 Pb-Zn	毒砂石英脉; $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -0.1~1.0 $\delta\text{D}(\text{‰})$: -58~-60 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: -2~0.9 铅锌石英脉; $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$: -2.4~0.9 $\delta\text{D}(\text{‰})$: -45~-52 $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$: -4.5~7.1

2 铅同位素组成及全岩铅校正

表 2 列出了上述矿床的铅同位素组成。其中本文数据及作者已发表的数据是分数批测定的。首先,人工选取新鲜样品,破碎至过 200 目筛,经过化学分离流程处理,分别在中国科学院广州地球化学研究所、中国科学院北京地质研究所和原地质矿产部宜昌地质矿产研究所的 MAT261 型和 VG-354 型

质谱仪上测定,监控样品用 NBS 981 系列铅标准样,其铅同位素组成平均值 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 控制在 2.1684 ± 0.0012 以内, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 在 0.91464 ± 0.00035 以内, $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 为 0.059042 ± 0.000040 以内(由中国科学院地质研究所同位素室和原地质矿产部宜昌矿产地质研究所同位素测试中心测定)。从测定结果来看,每个样品每组同位素比值的测定精度是可信的。表中矿石铅的测定对象都是硫化物,主要为方铅矿、闪锌矿、黄铁矿和黄铜矿,岩浆岩和基底混

表 2 不同矿床的铅同位素组成

Table 2 Lead isotopic compositions of different genetic types of deposits

矿床类型 及名称	测定对象	样品 数	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		资料来源	
			范围	平均	范围	平均	范围	平均		
与 岩 浆 活 动 有 关 的 矿 床	佛 子 冲	矿石	11	18.593 ~ 18.808	18.694	15.684 ~ 15.843	15.733	38.984 ~ 39.468	39.170	[5]
		岩浆岩	4	18.080 ~ 18.432	18.284	15.586 ~ 15.663	15.621	38.424 ~ 38.691	38.606	[5]
		围岩	4	19.182 ~ 19.473	19.305	15.881 ~ 15.926	15.903	39.443 ~ 39.657	39.570	[5]
	香 芥	矿石	4	17.539 ~ 17.883	17.695	15.529 ~ 15.704	15.610	38.186 ~ 38.727	38.425	[6]
		岩浆岩	4	17.449 ~ 17.665	17.553	15.476 ~ 15.598	15.524	37.818 ~ 37.992	37.905	[6]
		围岩	3	17.991 ~ 18.006	17.999	15.752 ~ 15.777	15.765	39.044 ~ 39.105	39.075	[6]
	恒 仁	矿石	8	17.305 ~ 17.386	17.351	15.361 ~ 15.446	15.368	37.600 ~ 38.040	37.796	本文及 文献 [7]
		岩浆岩	7	17.250 ~ 17.421	17.350	15.367 ~ 15.432	15.412	37.411 ~ 37.830	37.622	
		围岩	1		18.399		15.603		38.512	
	夏 山	矿石	5	18.486 ~ 18.534	18.512	15.591 ~ 15.635	15.612	38.624 ~ 38.783	38.700	[8]
岩浆岩		3	18.498 ~ 18.501	18.500	15.510 ~ 15.660	15.586	38.615 ~ 38.644	38.630		
武山 -城		矿石	7	17.862 ~ 18.270	18.036	15.477 ~ 15.651	15.564	37.761 ~ 38.539	38.202	
无 关	-城	岩浆岩	3	17.800 ~ 18.024	17.932	15.536 ~ 15.572	15.554	37.743 ~ 38.131	37.936	[9]
		门山	沉积黄铁矿	1		18.623		15.695		38.590
	热 水 沉 积 型	大 降 坪	条带状矿石	11	18.246 ~ 18.431	18.338	15.679 ~ 15.871	15.695	38.546 ~ 39.035	38.839
块状矿石			11	18.141 ~ 18.280	18.222	15.622 ~ 15.792	15.698	38.299 ~ 38.673	38.513	
硅质岩			4	18.138 ~ 18.321	18.219	15.679 ~ 15.776	15.712	38.469 ~ 38.847	38.623	
板岩			7	18.083 ~ 18.388	18.297	15.620 ~ 15.830	15.722	38.400 ~ 38.816	38.611	
变质砂岩			1		18.932		15.770		39.872	
花岗斑岩			1		18.547		15.690		38.826	
粤西地区花岗岩 基底混合岩			13 10	17.793 ~ 18.335 18.540 ~ 18.901	18.094 18.643	15.476 ~ 15.763 15.420 ~ 15.747	15.584 15.644	38.817 ~ 38.754 38.570 ~ 39.432	38.228 38.898	
后 成 改 造 型	茶 洞	矿石	12	18.586 ~ 18.771	18.658	15.657 ~ 15.919	15.780	38.994 ~ 39.667	39.193	[12]
		围岩	4	18.564 ~ 18.754	18.684	15.725 ~ 15.823	15.771	39.039 ~ 39.356	39.190	
	庞 西 洞	矿石	7	18.660 ~ 18.783	18.691	15.631 ~ 15.714	15.700	38.721 ~ 39.354	38.957	
		岩浆岩 混合岩	5 7	18.575 ~ 18.648 18.286 ~ 18.411	18.612 18.392	15.690 ~ 15.771 15.538 ~ 15.713	15.704 15.633	39.225 ~ 39.548 38.400 ~ 38.740	39.469 38.601	
火 山 沉 积 改 造 - 岩 浆 热 液 叠 加 型	留 龙	毒砂矿石	5	17.613 ~ 17.712	17.667	15.478 ~ 15.554	15.513	37.903 ~ 38.000	37.962	[14]
		铅锌矿石	7	17.822 ~ 18.067	17.950	15.526 ~ 15.569	15.553	37.972 ~ 38.307	38.143	[14]
		凝灰岩全岩	4	17.393 ~ 17.621	17.585	15.398 ~ 15.514	15.496	37.857 ~ 37.863	37.860	[14]
		加里东期花岗岩	3	18.096 ~ 17.976	18.036	15.539 ~ 15.559	15.549	37.709 ~ 37.939	37.824	[14]
		燕山期花岗岩	4	18.306 ~ 18.382	18.343	15.605 ~ 15.638	15.623	38.599 ~ 38.641	38.621	[14]

注:由中国科学院地质研究所和宜昌矿产地质研究所分析。

合岩的测定对象为长石, 围岩的测定对象为沉积岩全岩。

一般来说, 硫化物及长石中含 U 和 Th 低微, 当其形成后 U 和 Th 衰变产生的放射成因铅数量少, 对铅同位素组成的影响可以忽略, 而沉积围岩含一定量的 U 和 Th, 成矿后衰变产生的放射成因铅对铅同位素的对比会产生一定程度的影响。因此, 用全岩实测值与矿石铅对比会产生不同程度的误差, 故对部分矿床的铅同位素组成进行了校正(表 3)。首先根据围岩样品的 U、Th 和 Pb 含量计算出样品的 μ 和 ω 值, 利用铅演化模式消除成矿后围岩铅的时间效应:

$$({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} - \mu(e^{\lambda t} - 1)$$

$$({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} -$$

$$\mu/137.88(e^{\lambda t} - 1)$$

$$({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_t = ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{实测}} - \omega(e^{\lambda t} - 1)$$

式中 t 为成矿年龄。

从表 3 可以看出, 校正后的围岩铅同位素比值相对于实测值有不同程度的降低, 降低的幅度取决于样品 U、Th 和 Pb 含量及成矿时代。一般来说, 岩石的 Pb 本底越高, U 和 Th 含量越低, 成矿时代越小, 成矿后新生成的放射成因铅的影响也就越小, 这一点可以从表 2 与表 3 的对比中看出来。总的来看, 校正后沉积围岩的铅同位素比值比未曾校正时略有降低。佛子冲、香奂矿床主要为夕卡岩型矿床, 其成矿时代应与岩浆岩时代接近, 故用成岩时代近似代替成矿时代; 大降坪矿床条带状矿石系同生热水沉积作用的产物, 硅质岩和板岩都是近矿围岩, 其中的铅主要是含矿热水溶液同沉积的结果, 它们具有非

常一致的同位素比值, 故没有对其进行校正, 块状矿床有后期改造叠加的迹象, Rb-Sr 法测定其叠加年龄为 440 Ma, 主要与岩浆活动及基底有关; 茶洞矿床的成矿时代未取得可靠资料, 围岩样品含 Pb 很高 ($> 60 \times 10^{-6}$), 而含 U、Th 低 (分别为 $0.8 \times 10^{-6} \sim 2.2 \times 10^{-6}$ 和 $3 \times 10^{-6} \sim 5 \times 10^{-6}$), U/Pb 比值为 0.01~0.04, Th/Pb 比值为 0.05~0.08, 加之成矿时代较新 (铅模式年龄为 80~110 Ma), 校正后的值比测定值只降低 $n \times 10^{-3}$, 与实测值接近, 故用实测值代替。

3 各类矿床铅的来源

3.1 与岩浆活动有关的多金属矿床

传统矿床学认为, 夕卡岩型及岩浆热液型矿床的成矿物质是岩浆分异的产物。赵斌^[15]曾强调过夕卡岩型矿床矿质的多来源。在所研究的矿床中, 当同时考虑矿石、岩浆岩及围岩三者的铅同位素组成时, 存在两种情况。

(1) 围岩提供了部分铅的矿床: 佛子冲、香奂等夕卡岩型矿床都是这一类型的代表。这些矿床铅同位素组成的共同特点是, 矿石铅同位素比值大于岩浆岩铅而小于围岩铅的相应比值, 不同矿床之间铅同位素组成变化很大(图 1)。

一般认为, 岩浆岩长石铅可近似地代表岩浆的铅同位素组成, 如果矿石铅来自岩浆分异, 二者的铅同位素组成应该一致或接近。如图 1 所示, 佛子冲等矿床的矿石铅明显大于岩浆岩铅, 且大多都有线性

表 3 部分矿床校正后的围岩铅同位素组成

Table 3 Corrected Pb isotopic compositions of the wall rocks of some ore deposits

矿床	样品号	岩性	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	Pb ($\times 10^{-6}$)	μ	ω	t (Ma)	${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$	${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$
佛子冲	F-1	砂岩	0.9	9	23	2.506	25.245	150	19.123	15.878	39.255
	F-2	灰岩	4.7	22	55	5.473	25.806	150	19.344	15.920	39.465
	F-3	灰岩	4.3	14	39	7.062	23.160	150	19.094	15.890	39.438
	F-4	灰岩	3.2	13	38	6.510	24.492	150	19.178	15.899	39.443
香奂	E-1	灰岩	1.9	7.8	20	6.085	25.161	140	17.857	15.745	38.869
	E-2	灰岩	3.3	11.6	26	8.129	28.784	140	17.828	15.768	38.905
	E-3	灰岩	2.5	9.1	22	6.98	26.77	140	17.421	15.758	38.863
留龙	Y-77	凝灰岩	2.1	14.5	25	5.380	37.419	340	17.249	15.462	37.209
	Y-79	凝灰岩	1.5	7.2	27	3.558	37.204	340	17.422	15.503	37.556
	Y-81	凝灰岩	1.4	12.6	28	3.202	29.032	340	17.214	15.388	37.351
	Y-82	凝灰岩	1.6	11.8	27	4.366	33.492	340	17.276	15.440	37.310

注: Pb 用原子吸收光谱法测定, U、Th 用 ICP-MS 测定。

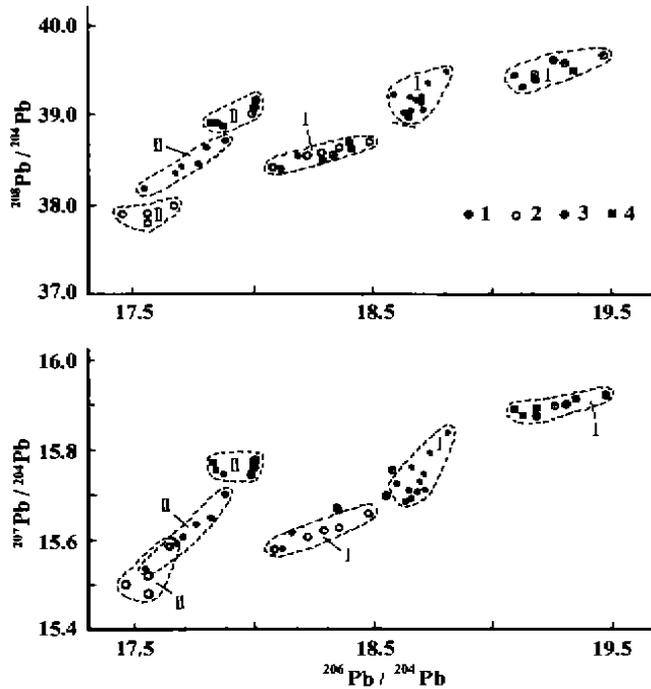


图 1 围岩提供部分铅的矿床铅同位素组成

Fig. 1 Lead isotopic compositions of some ore deposits with lead partly provided by wall rock

I. 佛子冲; II. 香奂; 1. 矿石; 2. 岩浆岩; 3. 围岩; 4. 校正后围岩。

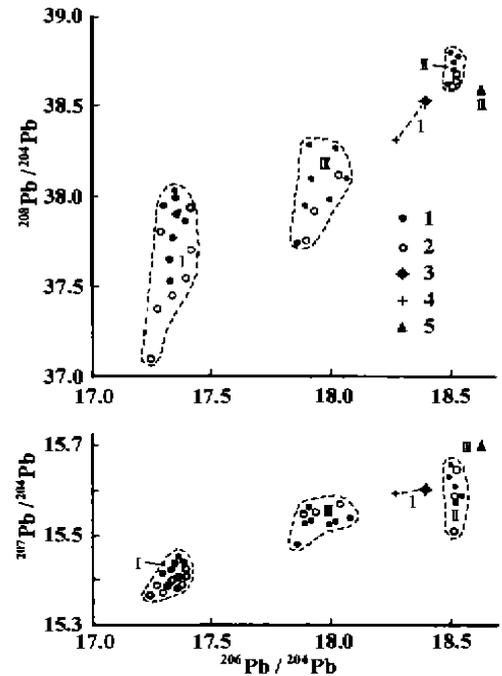


图 2 与围岩铅无关的矿床铅同位素组成

Fig. 2 Lead isotopic compositions of some ore deposits having no relationship to wall rock

I. 桓仁; II. 夏山; III. 武山-城门山; 1. 矿石; 2. 岩浆岩; 3. 围岩; 4. 校正后围岩; 5. 同生黄铁矿。

分布特点,而这种线性关系不具有等时性。可以这样认为,这些矿床矿石铅并非全部来自岩浆,有部分围岩铅加入。同时,矿石铅明显小于围岩铅的现象说明矿石铅也并非全部来自围岩。

研究发现,这些矿床的围岩多为海相沉积碎屑岩和碳酸盐岩,岩石含铅相当高,如佛子冲矿床;志留系和奥陶系碎屑岩、灰岩平均含铅达 80×10^{-6} ,香奂矿床围岩含铅 $30 \times 10^{-6} \sim 500 \times 10^{-6}$,假定有 0.5 km^3 围岩被交代成夕卡岩,每吨围岩中有 10 g 铅进入矿石,那么交代范围内的围岩可提供 3750 t 富放射成因的围岩铅给矿石,对于一个中型规模矿床,这足以引起矿石与成矿母岩之间铅同位素组成的差异。

在接触交代矿床中,还存在矿石铅小于岩浆岩铅而大于围岩铅的例子,如东坡和水口山矿床,这种情况仍可视作岩浆岩铅与围岩铅不同比例混合的结果。蒋少涌等^[16]研究发现,辽宁八家子矿床的矿石铅是岩浆岩铅、围岩铅和基底混合岩铅三者混合的结果。

(2) 与围岩铅无关的矿床:代表性矿床有桓仁、夏山、武山-城门山等夕卡岩型矿床。表 1 和图 2 反映了它们的铅同位素组成的变化特点。

可以看出,这些矿床的铅同位素组成有以下特点:① 无论是矿石铅还是岩浆岩铅,同位素组成较为均一,变化很小;② 矿石铅与岩浆岩铅非常接近,与围岩铅差别很大。矿石铅与岩浆岩铅同位素组成的一致性说明矿石铅是岩浆提供的。桓仁、夏山等夕卡岩型矿床,岩浆侵入、夕卡岩化及后期的热液蚀变过程中,围岩铅有机会进入矿石,但这些矿床围岩含铅低,如桓仁矿床围岩(寒武系灰岩)含铅 20×10^{-6} ,夏山矿床围岩含铅 8×10^{-6} ,与前一类矿床相比,这些矿床的矿体严格受接触带控制,围岩被交代的范围小,因此矿石仍保持与岩浆岩基本一致的铅同位素组成。

3.2 海底热水沉积矿床

大隆坪超大型黄铁矿床为产于粤西云开隆起区震旦系浅变质岩中的层状硫化物矿床。矿床地质特征和热液沉积硅质岩的存在及其与矿床的密切关系为该矿床的热液沉积成因提供了证据^[17]。陈多福等^[18]认为该矿床的矿质来自基底混合岩。铅同位素组成反映出热水沉积阶段形成了大规模的条带状矿石,后期热液叠加使局部变富形成块状矿石,有少量来自基底混合岩的铅参与了叠加成矿(图 3)。

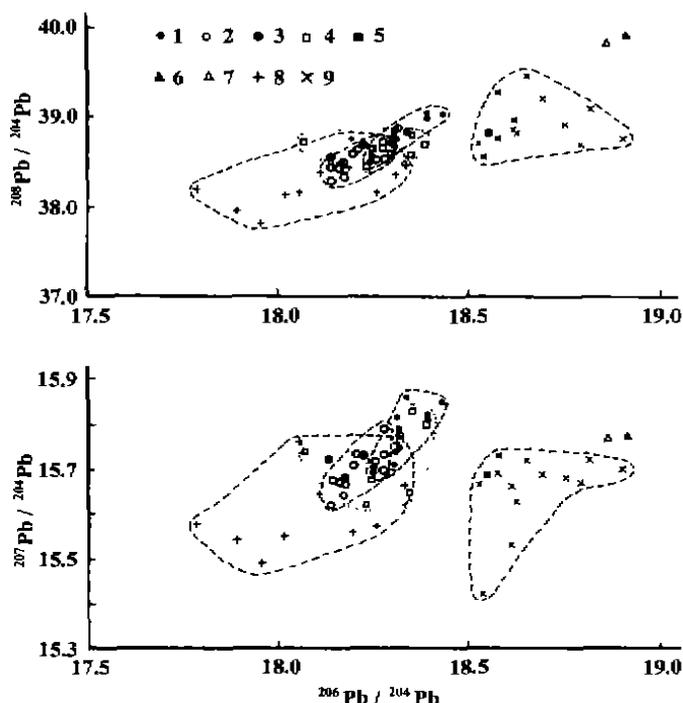


图3 大降坪矿床的铅同位素组成

Fig. 3 Lead isotopic compositions of the Dajiangping pyrite deposit

1. 条带状矿石; 2. 块状矿石; 3. 硅质岩; 4. 板岩; 5. 花岗斑岩; 6. 变质砂岩; 7. 校正后变质砂岩; 8. 基底混合岩; 9. 云开隆起区花岗岩。

从该矿床不同类型矿石、赋矿围岩(碳质板岩、硅质岩)、上盘变质砂岩及花岗斑岩脉的铅同位素组成来看, 矿石与硅质岩及板岩的铅同位素组成是一致的, 与变质砂岩及花岗斑岩的铅同位素组成差别很大; 两类矿石的铅同位素组成虽有部分重叠, 但块状矿石整体上低于条带状矿石。从野外可以看出, 块状矿石中有大量条带状构造残余, 局部地段明显可见热液活动的迹象, 硅化等蚀变发育, 一些热液脉体(由石英、粗粒黄铁矿、闪锌矿和方铅矿等组成)石英中流体包裹体的均一温度可达 350 °C 以上。有两种可能: 其一为沉积成矿时两种矿石的铅同位素组成原本如此; 其二是具有更低同位素比值的铅加入, 导致块状矿石部分样品铅同位素比值降低。

当引入云开隆起区岩浆岩和基底混合岩的铅同位素组成后, 这一问题即可找到答案。从图 3 看出, 区域岩浆岩的铅同位素组成与矿石铅同位素组成相差很大, 这就排除了过去认为块状矿石是岩浆热液叠加的说法。而基底混合岩的铅同位素与块状矿石有一定的相似性, 块状矿石大都落入混合岩铅范围内, 而部分条带状矿石仍超出混合岩铅分布区。假定热水沉积成矿时形成条带状矿石, 具有一致的铅

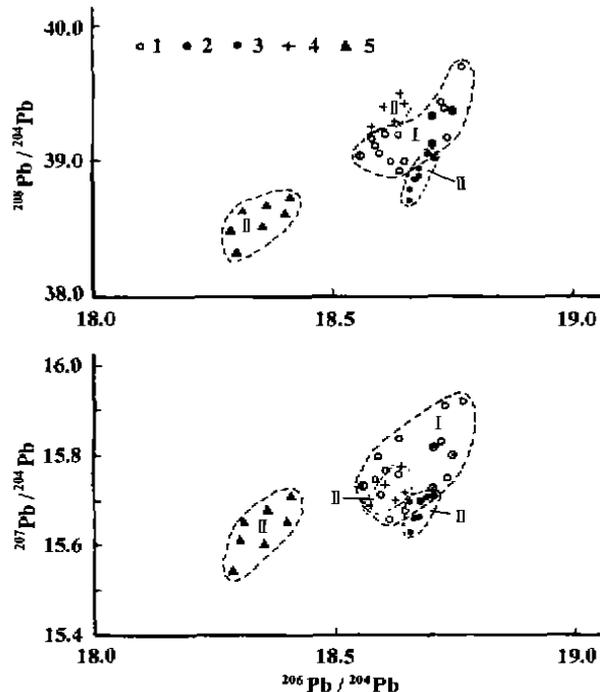


图4 后成改造矿床的铅同位素组成

Fig. 4 Lead isotopic compositions of some reformed ore deposits

I. 茶洞; II. 庞西洞; 1. 茶洞矿石; 2. 茶洞围岩; 3. 庞西洞矿石; 4. 庞西洞花岗岩; 5. 庞西洞混合岩。

同位素组成, 那么块状矿石铅同位素组成的降低极有可能是后期构造断裂活动期间热液带来的基底混合岩铅加入的结果。石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 440 Ma, 证明了这次叠加成矿事件。

3.3 后成改造型金银矿床

这类矿床很多, 但有详细围岩铅资料者不多。我们研究了粤西的茶洞和庞西洞两个矿床。这两个矿床是由大气降水来源的热液淋滤改造围岩在断裂带中充填成矿的, 相对于围岩成矿作用是后期发生的^[12, 13]。

图 4 为这两个矿床的铅同位素组成。可以看出, 茶洞矿床矿石具有与围岩(寒武系片岩)一致的铅同位素组成, 与图 3 所示区域岩浆岩铅和基底混合岩铅对比, 矿石铅与它们明显不同。因此可以认为, 矿石铅的来源为矿床围岩。矿区没有与成矿有直接关系的岩浆岩, 具有高铅含量的围岩厚度巨大, 夹有大量 Au、Ag 含量很高的碳质层, 构造断裂和热液活动形成的小脉体非常发育, 围岩提供铅是完全可能的。

庞西洞矿床有人曾认为是岩浆热液成

因^[18]。我们研究发现,该矿床成矿流体属于典型的大气降水来源,具有低温成矿的特点(低于 200 °C),矿体产于庞西洞-金山主断裂带中。该断裂造成古老混合岩与燕山期花岗岩以大型破碎带接触。这些特点显示,该矿床并非同期岩浆热液的产物。从铅同位素组成来看,花岗岩长石的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 两组比值明显高于矿石铅的相应比值。如果矿石铅来自岩浆, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值低于岩浆岩是很难理解的。从矿石铅与混合岩铅的对比中可以看出,矿石铅同位素比值大于混合岩铅。林尔为等^[19]、Andrew *et al.*^[20]的铅同位素淋滤实验结果显示,岩石在淋滤过程中,放射成因铅首先进入溶液,也就是说,淋滤产物富含放射成因铅。由此推测,庞西洞矿床的铅可能由混合岩淋滤改造而来。

在庞西洞矿区大范围内,前寒武系混合岩含 Pb $36 \times 10^{-6} \sim 80 \times 10^{-6}$, 含 Ag $0.34 \times 10^{-6} \sim 1.1 \times 10^{-6}$, 岩石非常破碎,容易被淋滤改造。而花岗岩的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 两组比值高于矿石,说明矿石铅也不是由花岗岩改造而来。

3.4 火山沉积改造-岩浆热液叠加型矿床

该类矿床的例子很多,而取得完整铅同位素资料者为江西留龙金矿。

留龙金矿产于赣南加里东褶皱带震旦系火山沉积凝灰岩中,矿体受断层控制。有两类矿体,一为毒砂石英脉金矿体,成矿流体来自大气降水,成矿温度 140~220 °C; 二为铅锌金石英脉型矿体,成矿流体为岩浆水与大气降水二者的混合,成矿温度为 260~325 °C^[14]。侵入岩有加里东期花岗岩和燕山期花岗岩。

该矿床不同矿体及各种岩石的铅同位素组成如图 5 所示。显然,毒砂石英脉的铅同位素比值大于凝灰岩而小于两期花岗岩,从较低的成矿温度、成矿流体来自大气降水、常被铅锌石英脉交代及凝灰岩中大量网脉状硅化体存在等特征判断,成矿与花岗岩的侵入无物源关系,铅来自凝灰岩的改造。凝灰岩含 Au $0.012 \times 10^{-6} \sim 0.026 \times 10^{-6}$, 而花岗岩含 Au $0.002 \times 10^{-6} \sim 0.004 \times 10^{-6}$, 因此可以认为前者即为 Au 的矿源岩。

铅锌石英脉的铅同位素比值低于燕山期花岗岩而大于毒砂石英脉和凝灰岩。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值比加里东期花岗岩略小或接近, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与其一致,而 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值明显大于加里东期花岗岩。在铅锌石

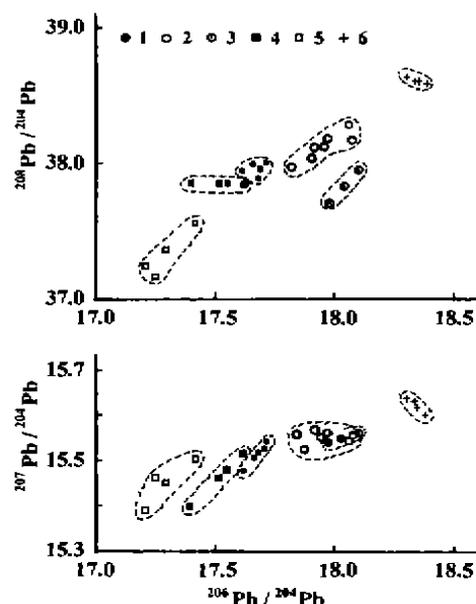


图 5 留龙金矿铅同位素组成

Fig. 5 Lead isotopic composition of the Liulong gold deposit

1. 毒砂石英脉; 2. 铅锌石英脉; 3. 加里东期花岗岩;
4. 燕山期花岗岩; 5. 凝灰岩; 6. 校正后凝灰岩。

英脉中可见毒砂石英脉的交代残余体,以及较高的形成温度和岩浆水参与成矿,说明铅锌石英脉既保留了毒砂石英脉(交代前身)原有的铅,同时后期岩浆热液带来了大量岩浆来源的铅。

问题在于:哪一期岩浆作用提供了铅。假定加里东期岩浆作用提供了铅,那么矿石中 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值比该期岩浆岩高出的部分从何而来?从不同矿石和不同岩石铅的分布格局看,铅锌石英脉中岩浆来源的那部分铅很有可能是燕山期岩浆所提供。不过,这一问题的最终解决,需要借助于铅锌石英脉形成时代与不同期次花岗岩侵入时代的对比。

4 结论与认识

(1) 与岩浆活动有关的多金属矿床铅的来源是复杂的。部分矿床铅全部来自岩浆,矿石铅与岩浆岩铅一致;部分矿床铅为岩浆源铅与围岩铅的混合铅,矿石铅位于岩浆岩铅与围岩铅之间。还有一些矿床矿石铅中除岩浆岩铅和围岩铅以外,基底也提供了部分铅。在该类矿床中尚未发现铅全部来自围岩的矿床。绝大多数矿床沉积围岩铅在岩浆侵入之前并不存在工业富集,围岩铅进入矿石是受岩浆作用制约的,因此它们习惯的称呼是恰当的。

(2) 其他各类矿床(包括热水沉积型、后成改造

型和火山岩型等)铅的来源,大都可以从矿石铅与围岩铅和/或岩浆岩铅的对比中找到较为可靠的答案。

(3)任一矿床,当只拥有数个矿石铅同位素组成数据时,无法得知矿石与围岩、岩浆岩及矿区其他地质实体铅同位素组成的关系,也就无法准确判断铅的来源。矿床沉积围岩铅同位素组成研究是一个薄弱环节。从目前仅有的少数矿床的资料来看,围岩铅对探讨矿石铅来源有着重要意义,应加强这方面的研究工作,在沉积岩铅同位素组成的研究中,需要注意的一个问题是铅同位素组成时间效应的校正。

本文成文及定稿过程中朱炳泉教授给予了许多帮助,提出了许多宝贵意见,笔者从中获益匪浅,特表示诚挚的谢意。

参考文献:

- [1] Stacey J S, Kramers J D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1975, 26: 207~221.
- [2] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics—the model[J]. *Tectonophys*, 1981, 75: 135~162.
- [3] 张理刚. 长石铅和矿石铅同位素组成及其地质意义[J]. *矿床地质*, 1988, 7(2): 55~64.
- [4] Zhu B Q. The mapping of geochemical provinces in China based on Pb isotopes[J]. *J Geochem E*, 1995, 55: 171~181.
- [5] 张乾. 广西河三矿田同位素和微量元素特征及矿床成因[J]. *有色金属矿产与勘查*, 1993, 2(4): 245~254.
- [6] 张乾. 山东香脊斑岩型铅锌矿床的地球化学特征及成因探讨[J]. *地质找矿论丛*, 1990, 5(2): 12~20.
- [7] 张乾. 辽宁桓仁夕卡岩型铜铅锌多金属矿床的地球化学特征[J]. *地球化学*, 1992, 2(13): 243~254.
- [8] 张乾, 潘家永. 论接触交代夕卡岩型多金属矿床的矿质来源——以铅同位素组成为依据[J]. *矿物学报*, 1994, 14(4): 369~372.
- [9] 黄恩邦, 张道堂, 罗钊生. 城门山、武山铜矿床成因[J]. *矿床地质*, 1990, 9(4): 291~300.
- [10] Zhang Qian, Zhang Baogui, Cao Yubo, et al. Sulphur and lead isotope compositions of the Dajiangping Deposit in Western Guangdong Province[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1993, 7(1): 43~55.
- [11] 陈多福, 马绍刚, 董维全, 等. 广东大降坪黄铁矿矿床的铅、钨同位素及金属成矿物质来源探讨[J]. *矿床地质*, 1998, 17(3): 215~223.
- [12] 潘家永, 张乾, 张宝贵. 粤西茶洞银金矿床矿物流体包裹体地球化学研究[J]. *矿物学报*, 1995, 15(1): 47~54.
- [13] 张乾, 潘家永, 张宝贵, 等. 广东鹿西洞银金多金属矿床成因探讨[J]. *广东地质*, 1994, 9(1): 12~21.
- [14] 张乾, 张宝贵, 曹裕波, 等. 江西留龙金矿矿质来源及硫、铅、钨、钼同位素组成研究[J]. *华东地质学院学报*, 1995, 18(1): 21~28.
- [15] 赵斌. 中国主要夕卡岩及夕卡岩型矿床[M]. 北京: 科学出版社, 1989. 216~242.
- [16] 蒋少涌, 丁悌平, 魏菊英, 等. 辽宁八家子铅锌矿床的铅同位素研究[J]. *地质论评*, 1992, 38(2): 120~130.
- [17] 潘家永, 张乾, 张宝贵. 粤西大降坪硫铁矿床地球化学特征及成因探讨[J]. *矿床地质*, 1994, 13(3): 231~241.
- [18] 王鹤年, 杨建文, 陈辉琪. 广东鹿西洞银矿床的地球化学研究[J]. *矿床地质*, 1992, 11(2): 179~187.
- [19] 林尔为, 郭裕嘉. 冀东金矿集中区的铅同位素研究[J]. *长春地质学院学报*, 1985, (4): 1~10.
- [20] Andrew W M, Pablo M, Anne P L, et al. Lead isotope provinces of the Central Andes inferred from ores and crustal rocks [J]. *Econ Geol*, 1990, 85(8): 1857~1880.

An interpretation of ore lead sources from lead isotopic compositions of some ore deposits in China

ZHANG Qian, PAN Jia-yong, SHAO Shu-xun

(Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China)

Abstract: In the research of ore-forming material sources, Pb isotopic composition as an effective method has been applied to all metal deposits, even non-metal deposits, and plays an important role. The sources of ore-forming materials of the deposits associated with magmatism, the hot-water synsedimentary deposits, sedimentary reformed deposits and volcanic sedimentary-reformed deposits are studied by means of lead compositions in this paper. The Pb isotopic compositions of ore, magmatic rock and/or wall rock, even basement rock for each deposit are obtained and compared. It is concluded that lead source of all the nine deposits studied in this paper can be located to the specific position by the comparison method. Only by the comparison of Pb compositions of ore with those of the other rocks, the studying conclusions may be trustworthier.

Key words: lead isotopic composition; ore lead source; metal ore deposit; China