

文章编号:1000-4734(2008)02-0169-08

# 湖北徐家山铋矿床铅同位素组成与成矿物质来源探讨

沈能平<sup>1,2</sup>, 彭建堂<sup>1\*</sup>, 袁顺达<sup>1,2</sup>, 张东亮<sup>1,2</sup>, 胡瑞忠<sup>1</sup>(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002;  
2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049)

**摘要:**徐家山铋矿床位于湖北省通山县境内, 矿体赋存于上震旦统灯影组和陡山沱组地层中。对采自该矿的辉铋矿进行了系统的铅同位素测定。结果表明, 在徐家山矿区范围内存在两组明显不同的铅同位素组成: A组<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb为18.874~19.288, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb为15.708~15.805, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb为38.642~39.001, 为高放射性成因铅; B组以低放射性成因铅为特征, 其同位素组成<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb为17.882~18.171, <sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb为15.555~15.686, <sup>208</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb为37.950~38.340。对应地, 相关参数也明显不同, 如单阶段模式年龄, A组为负值或极小的正值, 而B组为636~392 Ma。铅同位素组成与某些相关参数( $\Delta\gamma$ 与 $\Delta\beta$ 、 $V_1$ 与 $V_2$ )之间呈明显线性正相关关系。根据铅构造模式和矿石铅同位素的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解等综合分析, A组辉铋矿的铅主要来源于赋矿围岩——震旦系海相碳酸盐岩, B组主要来源于赋矿围岩的下伏基底碎屑岩——中元古界冷家溪群浅变质岩系。研究结果不支持前人沉积-改造成因的观点, 成矿物质是多来源的, 部分成矿物质来自基底地层。

**关键词:**辉铋矿; 铅同位素; 铅源; 徐家山铋矿床; 湖北**中图分类号:** P597; P618.6601 **文献标识码:** A**作者简介:**沈能平, 男, 1979年生, 博士研究生, 矿床地球化学专业。E-mail: shennengping@163.com

铅同位素组成除受放射性衰变和混合作用影响外, 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保持不变<sup>[1]</sup>。因此铅同位素组成是示踪成矿物质来源最直接、最有效的一种方法, 被广泛应用于各种矿床的研究中<sup>[2-11]</sup>。

鄂南、赣北地区的铋矿床(点)均以赋矿层位较老为特征, 徐家山铋矿床即是其中之一, 它是鄂南地区最重要的单铋型矿床。尽管前人对该矿的矿床地质特征、稳定同位素、流体包裹体、矿物标型特征等进行了一些研究<sup>[12-16]</sup>, 但这些工作主要集中在20世纪80年代中期; 总体研究程度仍较低, 尤其是该矿床的铅同位素组成尚缺乏系统研究。由于铅和铋都属亲硫元素, 二者在成矿物质的迁移过程中往往相伴而行, 因此铅同位素对于铋来源的确定较之其他同位素应该更有效。本文

选择徐家山铋矿床中矿石矿物——辉铋矿为研究对象, 以期通过测定其铅同位素组成, 来揭示该矿的铅同位素地球化学特征和矿石中铅的来源, 以便进一步阐述其成矿物质来源, 深化对其矿床成因的认识。

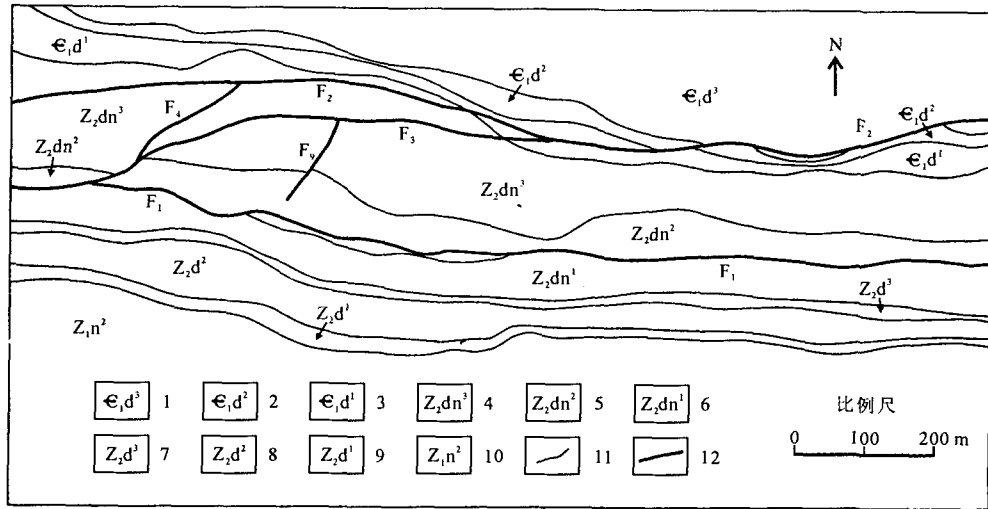
## 1 矿床地质特征

在构造上, 徐家山铋矿床位于下扬子地台褶皱带南缘, 大幕山短轴背斜北翼东段。矿区内出露地层有下震旦统南沱组( $Z_1n$ )冰碛含砾砂质泥岩, 上震旦统陡山沱组( $Z_2d$ )和灯影组( $Z_2dn$ )碳酸盐岩、硅质岩及下寒武统东坑组( $\epsilon_1d$ )的一部分。地层走向近东西, 倾向北, 倾角 $45^\circ \sim 90^\circ$ 。区内断裂以近东西向为主, 以 $F_1$ 规模最大(图1)。该断裂发育于灯影组泥质白云岩和碳酸盐岩段之间, 为由一组近东西向断层及其派生的次级断裂组成的破碎带, 宽5~20 m, 沿走向、倾向均呈舒缓波状。此外, 北东向、北北东向构造也较发育, 但规模均较小<sup>[16]</sup>。

收稿日期: 2007-09-25

基金项目: 国家自然科学基金(批准号: 40673021; 40472053)

\* 通讯作者, E-mail: pengjiantang@vip.gyig.ac.cn



1~3. 下寒武统东坑组 4~6. 上震旦统灯影组 7~9. 上震旦统陡山沱组 10. 下震旦统南沱组 11. 地质界线 12. 断层

图1 徐家山锑矿床矿区地质略图(据孙汉芝和雷蕾<sup>[16]</sup>修改)

Fig. 1. Geological sketch map of the Xujiashan antimony ore district.

截止目前,徐家山锑矿床的矿体共圈出9个,归属于四个锑矿带(图2),主要呈似层状、透镜状、脉状等赋存于灯影组及陡山沱组地层中。单个矿体长13~375 m,延深13~391 m,厚0.6~5.2 m,总体走向93°~100°,倾向北,倾角59°~86°,矿体走向与地层走向一致(湖北省鄂东南地质大队,湖北省通山县徐家山锑矿床详细普查地质报告,1985)。该矿床的矿石物质成分较简单,金属矿物主要是辉锑矿,近地表有少量锑氧化物(锑华、锑赭石),另有少量黄铁矿、闪锌矿等;脉石矿物以石英、方解石为主,少量重晶石及微量的锆石、榍石、磷灰石、长石等副矿物和碎屑矿物。辉锑矿单晶大多呈板柱状、柱状,少数呈针状,集合体以块状为主,少数为放射状。围岩蚀变以硅化为主,次为方解石化、重晶石化和黄铁矿化等。

## 2 样品的采集与测试

16件辉锑矿样品均采自井下坑道+363中段西洞口、+323中段、+310中段的新鲜工作面上。将样品碎至40~80目,在双目镜下手工剔除杂质,力求所选的辉锑矿单矿物其纯度达到99%以上,再用玛瑙钵研磨至过200目筛。

铅同位素样品的制备与测试在核工业北京地质研究院进行。首先称取适量样品放入聚四氟乙烯坩埚中,加入纯化的HF+HClO<sub>4</sub>酸溶解;之后使用强碱性阴离子交换树脂,依次加入纯化的

地层	柱状图	厚度/m	岩性
Z <sub>2</sub> dn <sup>1-4</sup>		50.9~60.5	泥质白云岩等
		0~1.0	SbⅣ矿带1号矿体
		9.0~11.0	泥质白云岩
Z <sub>2</sub> dn <sup>1-7</sup>		0~2.0	浸染状辉锑矿化
		4.0~11.0	硅化碎裂白云岩
		0~2.0	SbⅠ矿带5号矿体
		0~3.0	硅化薄层白云岩或白云质灰岩
Z <sub>2</sub> dn <sup>1-12</sup>		0~5.0	SbⅠ矿带1号矿体
		5.0~8.0	硅化薄层白云质灰岩与巨晶灰岩互层
		0~5.0	SbⅠ矿带2号矿体
		8.0~10.0	硅化薄层白云质灰岩夹巨晶灰岩条带
		0~2.0	SbⅠ矿带3号矿体
		3.0~5.0	硅化薄层白云质灰岩夹巨晶灰岩条带或团块
		0.6~1.0	SbⅠ矿带4号矿体
Z <sub>2</sub> dn <sup>1-11</sup>		8.0~10.0	中薄层灰质白云岩或白云质灰岩夹微层白云质灰岩
		0~2.0	SbⅡ矿带2号矿体
		2.0~3.0	微层白云质灰岩
		1~6.0	薄层夹中层白云质灰岩,含巨晶灰岩团包
Z <sub>2</sub> dn <sup>1-10</sup>		0~3.0	SbⅡ矿带1号矿体
		6.0~10.0	中层巨晶灰岩与中层白云质灰岩互层
Z <sub>2</sub> d <sup>1</sup>		15.0~20.0	中薄层白云质灰岩
Z <sub>2</sub> d <sup>2</sup>		4.2~9.5	厚层白云岩等
Z <sub>2</sub> d <sup>3</sup>		54.0~67.8	薄层白云岩等
		4.9~9.0	硅化厚层白云岩
Z <sub>2</sub> d <sup>4</sup>		0~1.5	SbⅢ矿带
Z <sub>1</sub> n <sup>1</sup>		0~10.0	浸染状辉锑矿化
		?	冰碛含砾砂质泥岩

图2 徐家山锑矿床含矿层位柱状图

Fig. 2. Stratigraphic column of the ore-host strata in the Xujiashan antimony deposit.

HBr 和 HCl 酸对铅进行分离;最后在 ISOPROBE - T 热电离质谱仪上完成铅同位素比值测定。本次实验用国标准样 NBS981 进行监控,其测试结果为  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1652465 \pm 0.000069$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.9145100 \pm 0.000056$ ;  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.0591995 \pm 0.000013$ ,此外,该仪器对  $1 \mu\text{g}$  的铅  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  测量精度优于  $0.005\%$ 。

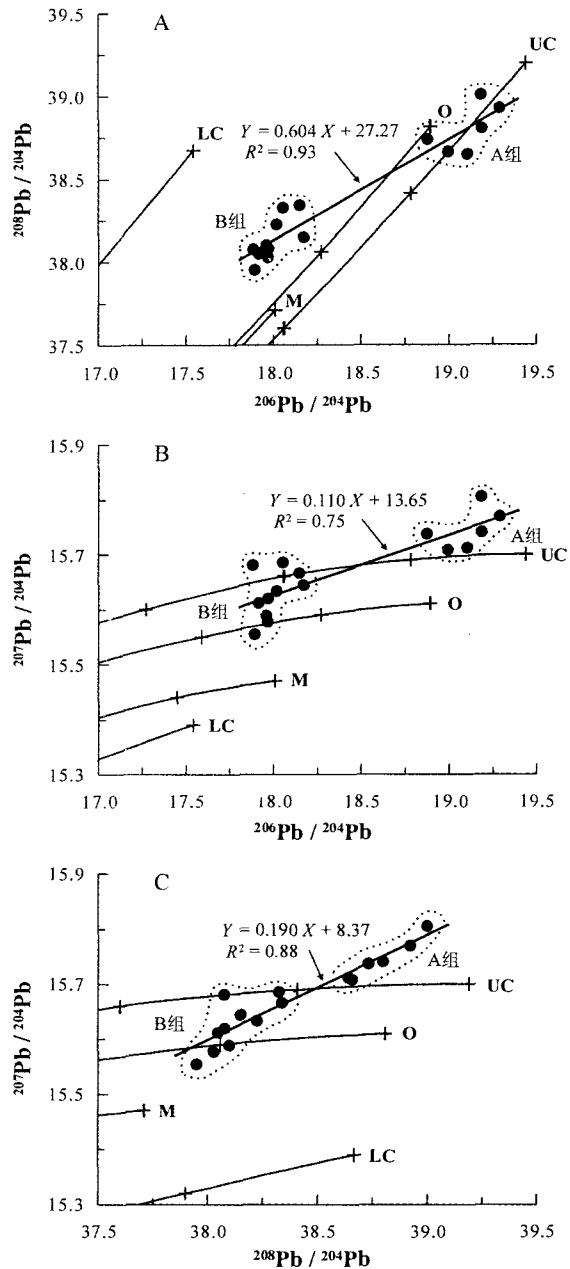
### 3 辉锑矿的铅同位素组成

16 件辉锑矿样品的铅同位素组成见表 1 和图 3。不难发现,徐家山锑矿床辉锑矿的铅同位素组成明显分为两组:A 组辉锑矿相对富放射性成因铅,其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $18.874 \sim 19.288$  (平均  $19.104$ ),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $15.708 \sim 15.805$  (平均  $15.745$ ),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $38.642 \sim 39.001$  (平均  $38.793$ );B 组以低放射性成因铅为特征,其  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $17.882 \sim 18.171$  (平均  $17.997$ ),  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $15.555 \sim 15.686$  (平均  $15.626$ ),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  为  $37.950 \sim 38.340$  (平均  $38.133$ )。尽管矿区范围内辉锑矿的铅同位素组成变化较大,但 A 组和 B 组内部的铅同位素组成较均一。

### 4 分析与讨论

硫化物中 U 和 Th 含量低微,故硫化物形成后 U 和 Th 衰变产生的放射成因铅的数量少,对其铅同位素组成的影响可以忽略不计<sup>[3,17]</sup>。因此,本次测试辉锑矿得到的铅同位素组成不需要经过校正,即代表辉锑矿形成时的初始铅同位素比值。

在 Zartman 铅构造模式图解中(图 3B),A 组辉锑矿的铅同位素组成位于上地壳铅演化线上方,绝大部分 B 组辉锑矿的铅同位素组成位于造山带铅演化线和上地壳铅演化线之间,说明 A 组的铅主要来源于上地壳。但 B 组的铅来源解释起来比较困难,从图解中可以认为它是造山带铅与上地壳铅的混合,但由于模式图中造山带铅的含义不明确,它实际上包括了高  $\mu$  值的整合铅、俯冲带的壳幔混合铅、海底热水作用铅和部分沉积与变质作用铅<sup>[19]</sup>。这种混合作用通常以沉积作用、火山作用、岩浆作用、变质作用以及急速的侵蚀循环作用等方式把来源于地幔、上地壳和下地壳的铅混合,形成具有均一 U/Pb 和 Th/Pb 的



UC. 上地壳铅;O. 造山带铅;M. 地幔铅;LC. 下地壳铅

图 3 徐家山锑矿床辉锑矿铅同位素组成 (铅演化线据 Zartman 和 Doe<sup>[18]</sup>)

Fig. 3. Lead isotopic composition of stibnite from the Xujiashan antimony deposit.

造山带铅。所以,B 组的铅来源解释需慎重。

徐家山矿床辉锑矿铅的单阶段模式年龄也明显分成两组,对应于上述的 A 组和 B 组(表 2 和图 4),其中 A 组模式年龄均为负值或极小的正值,除 XJS-19 外都位于地球等时线右侧(图 4B),

表1 徐家山锑矿床中辉锑矿的铅同位素组成

Table 1. Lead isotopic composition of stibnite from the Xujiashan antimony deposit

样号	组号	采样位置	产状	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \pm 2\sigma$
XJS-5	A组	+323中段	辉锑矿+少量石英,呈块状	19.185 ± 0.013	15.741 ± 0.010	38.799 ± 0.024
XJS-15		+323中段	辉锑矿+少量石英,呈块状	18.991 ± 0.010	15.708 ± 0.009	38.659 ± 0.022
XJS-16		+323中段	辉锑矿+方解石,呈块状	19.183 ± 0.018	15.805 ± 0.015	39.001 ± 0.037
XJS-18		+323中段	辉锑矿+少量方解石,呈块状	19.288 ± 0.013	15.769 ± 0.010	38.922 ± 0.026
XJS-19		+323中段	辉锑矿+石英+少量方解石,呈块状	18.874 ± 0.005	15.737 ± 0.004	38.733 ± 0.011
XJS-37		+310中段	块状辉锑矿矿石	19.102 ± 0.008	15.712 ± 0.006	38.642 ± 0.015
XJS-27		+323中段	辉锑矿+脉状方解石	18.171 ± 0.012	15.644 ± 0.010	38.151 ± 0.025
XJS-54		+323中段	块状辉锑矿矿石	17.891 ± 0.012	15.555 ± 0.011	37.950 ± 0.026
XJS-56		+363中段西洞口	辉锑矿+少量方解石,呈块状,夹灰岩角砾	18.016 ± 0.008	15.633 ± 0.007	38.226 ± 0.021
XJS-61	B组	+323中段	层纹状辉锑矿+石英	18.147 ± 0.015	15.666 ± 0.013	38.340 ± 0.031
XJS-63		+310中段	块状辉锑矿矿石	17.968 ± 0.016	15.620 ± 0.015	38.079 ± 0.037
XJS-64		+310中段	块状辉锑矿矿石,含少量方解石	17.882 ± 0.014	15.681 ± 0.010	38.076 ± 0.030
XJS-65		+310中段	块状辉锑矿矿石,含少量方解石	17.913 ± 0.008	15.612 ± 0.007	38.049 ± 0.016
XJS-66		+310中段	块状辉锑矿矿石,含少量方解石	18.054 ± 0.012	15.686 ± 0.011	38.325 ± 0.026
XJS-67		+310中段	块状辉锑矿矿石,夹灰岩角砾	17.966 ± 0.021	15.577 ± 0.017	38.028 ± 0.042
XJS-69		+310中段	块状辉锑矿矿石,含少量方解石	17.957 ± 0.015	15.589 ± 0.014	38.101 ± 0.031

测试单位:核工业北京地质研究院;测试者:刘牧.

表2 徐家山锑矿床辉锑矿铅同位素参数

Table 2. Lead isotope parameters for stibnite from the Xujiashan antimony deposit

样号	组号	模式年龄 (Ma)	$\mu$	Th/U	$V_1$	$V_2$	$\Delta\alpha$	$\Delta\beta$	$\Delta\gamma$
XJS-5	A组	-220	9.67	3.53	104.66	101.42	133.86	28.10	50.88
XJS-15		-120	9.62	3.56	96.22	92.59	122.41	25.96	47.10
XJS-16		-134	9.79	3.62	109.52	100.50	133.74	32.29	56.35
XJS-18		-258	9.72	3.53	110.34	105.81	139.94	29.98	54.21
XJS-19		3	9.69	3.65	94.96	86.57	115.47	27.84	49.10
XJS-37		-198	9.62	3.50	98.70	98.40	128.97	26.21	46.64
XJS-27		392	9.58	3.74	62.51	56.06	73.97	21.79	33.32
XJS-54		487	9.44	3.79	50.32	42.32	57.38	15.96	27.89
XJS-56		489	9.58	3.86	60.30	47.24	64.78	21.10	35.37
XJS-61	B组	434	9.63	3.84	66.48	53.24	72.55	23.21	38.45
XJS-63		508	9.56	3.82	55.48	46.17	61.94	20.21	31.40
XJS-64		636	9.70	3.87	53.17	43.35	56.89	24.22	31.31
XJS-65		537	9.55	3.83	53.33	43.63	58.72	19.70	30.58
XJS-66		522	9.68	3.89	63.71	49.20	67.04	24.51	38.06
XJS-67		460	9.47	3.79	54.17	45.68	61.81	17.44	30.00
XJS-69		480	9.50	3.83	55.71	44.70	61.30	18.19	31.97

注:原始数据来源于表1,参数使用 GeoKit 软件包<sup>[20]</sup>计算.

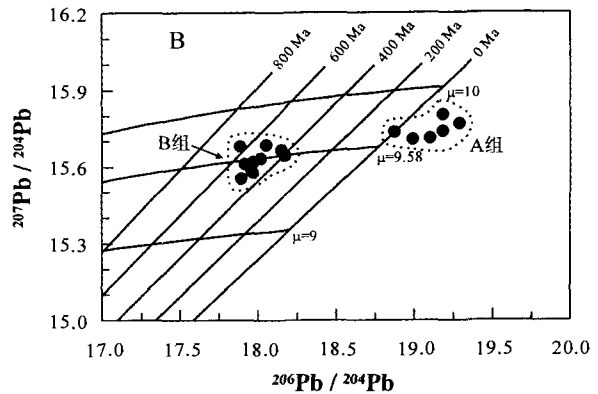
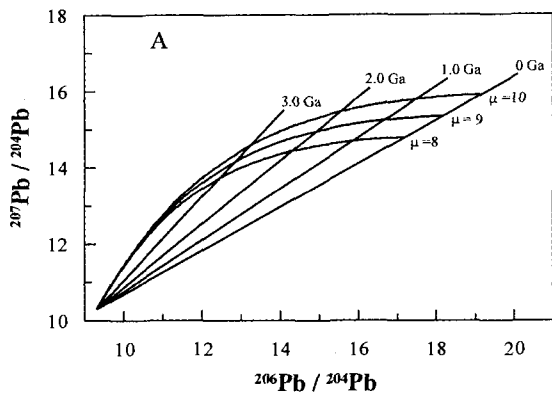
具异常铅特征,显然 A 组模式年龄没有任何实际地质意义;B 组模式年龄为 636 ~ 392 Ma (495 ± 65 Ma),除样品 XJS-64 外,均明显小于赋矿地层年龄。此外,我们对该矿成矿期方解石进行 Sm-Nd 同位素定年也显示锑成矿作用可能发生于加里东期(数据未发表);在图 4B 中,B 组辉锑矿的数据均落在  $\mu = 9.58$  增长曲线上或其附近,且绝大部分落在原始等时线 600 Ma 和 400 Ma 之间,正常铅特征明显,表明 B 组模式年龄具有一定的地质指示意义。

值得注意的是,在铅同位素组成图解(图 3)

中,该矿辉锑矿的铅同位素组成具有明显的线性正相关关系。我们尝试利用  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  等时线计算其成矿年龄,得到不合理的成矿年龄值(1796 Ma),说明这种线性关系不具有单阶段 Pb-Pb 等时线意义<sup>[21]</sup>,而很可能是两类铅源的混合线<sup>[22]</sup>。结合上述分析,我们认为徐家山锑矿床辉锑矿铅由正常铅与异常铅的二元混合形成。利用两阶段铅的模式年龄计算公式  $R = \frac{e^{\lambda_{235}t_1} - e^{\lambda_{235}t_2}}{137.88(e^{\lambda_{238}t_1} - e^{\lambda_{238}t_2})}$  ( $R$  为斜率)可得到两个年龄  $t_1$ 、 $t_2$  (假定  $t_1 > t_2$ ),  $t_1$  是第一次矿化时间或岩

石的形成时间(来源物质的年龄), $t_2$  是异常铅最后沉淀出来的时间,即第二次矿化时间,放射成因的铅形成于 $t_1 \rightarrow t_2$  期间。据此,若将 B 组辉锑矿 10 个单阶段模式年龄(表 2)作为 $t_2$  代入方程,得到 $t_1 = 1503 \pm 45$  Ma。若取 $t_2 = 350$  Ma(Sm-Nd 等时线年龄平均值),则 $t_1 = 1598$  Ma。所得的铅两阶段模式年龄 $t_1$  (1598 ~ 1503 Ma) 位于冷家溪

群沉积-成岩作用时限内<sup>[23-24]</sup>, 暗示二者可能具亲缘性。但张理刚<sup>[17]</sup>认为,地壳中不存在单阶段演化普通铅,只存在多阶段演化的异常铅,且单阶段模式年龄仅适用于岛弧环境条件下火山-沉积岩系中某些整合块状硫化物矿床。因此这些模式年龄所具有的实际地质意义还需要其他研究结果来相互验证。



铅原始等时线据公式  $\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - b_0}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - a_0} = \frac{e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t}}{137.88(e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t})}$  计算,其中原始铅同位素组成  $a_0 = 9.307$ ,  $b_0 = 10.294$ , 地球年龄  $T = 4.43$  Ga,  $^{235}\text{U}$  衰变常数  $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ,  $^{238}\text{U}$  衰变常数  $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$

图 4 徐家山锑矿床辉锑矿铅同位素单阶段演化模式图

Fig. 4. Single-stage evolution model of lead isotopes for stibnite from the Xujiashan antimony deposit.

此外,相对来说, A 组辉锑矿有高  $\mu$  值、低 Th/U 比值, B 组辉锑矿反之(表 2)。前者的  $\mu$  值为 9.62 ~ 9.79 (9.69), 均大于 9.58, 具高放射成因壳源铅特征; 后者的  $\mu$  值为 9.44 ~ 9.70 (9.57), 均在 9.58 上下, 部分小于此值, 说明有低放射成因深源铅存在。A 组的模式 Th/U 比值为 3.50 ~ 3.65 (3.57), 比 B 组 (Th/U 比值为 3.74 ~ 3.89, 平均 3.83) 略小, 但除一个值 (3.89) 外, 其他均位于中国大陆上地壳平均值 3.47<sup>[25]</sup> 和全球上地壳平均值 3.88<sup>[26]</sup> 之间, 表明它们的形成时可能都位于上地壳。同时, A 组的铅同位素矢量特征值  $V_1$  和  $V_2$  也均比 B 组大得多, 且明显分成两组, 有很强的线性正相关关系(图 5)。

朱炳泉等<sup>[19]</sup>对大量矿石铅和岩石铅同位素的深入研究表明, 钍铅的变化以及钍铅与铀铅同位素组成的相互关系对于地质过程与物质来源能提供更丰富的信息。为了突出铅同位素组成之间的变化关系和消除时间因素的影响, 他们将三种铅同位素组成表示成与同时代原始地幔铅的相对

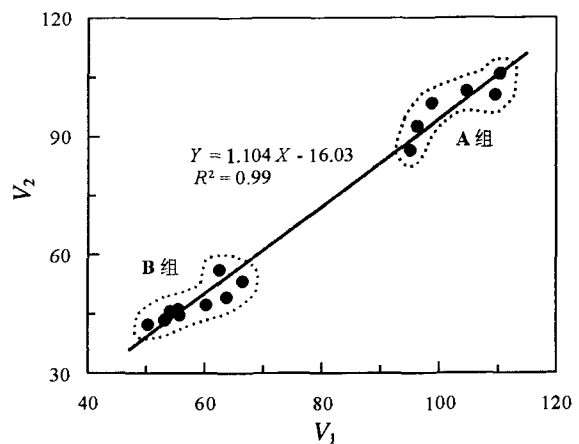
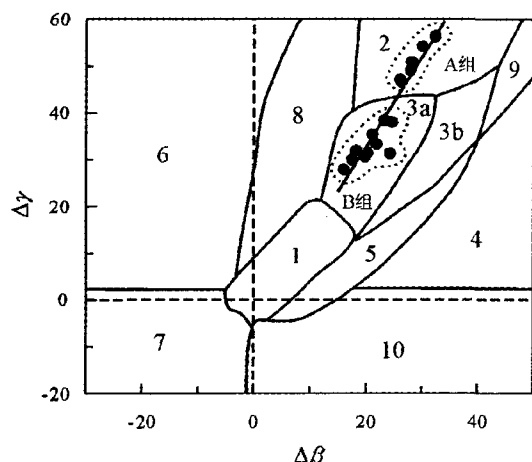


图 5 徐家山锑矿床辉锑矿铅同位素矢量特征值  $V_1$  和  $V_2$  图解

Fig. 5. Diagram of characteristic  $V_1$  and  $V_2$  values of lead isotopic composition of stibnite from the Xujiashan antimony deposit.

偏差  $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$  和  $\Delta\gamma$ , 并提出了矿石铅同位素的  $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$  成因分类图解。据此我们计算出辉锑矿铅与

同时代( $t = 350 \text{ Ma}$ )地幔铅的相对偏差(表2)。不难看出,A组 $\Delta\alpha$ 、 $\Delta\beta$ 和 $\Delta\gamma$ 特征值明显大于B组。在矿石铅同位素的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解(图6)中,A组辉锑矿铅落在上地壳源铅范围内,而B组辉锑矿铅落在上地壳与地幔混合的俯冲带岩浆作用铅范围内,且两者具有明显线性正相关关系。但在徐家山矿区及其附近 $2000 \text{ km}^2$ 范围内,至今尚未发现岩浆岩出露<sup>[13]</sup>,因此B组辉锑矿成矿过程中岩浆作用的影响可能性甚小。



1. 地幔源铅 2. 上地壳源铅 3. 上地壳与地幔混合的俯冲带铅(3a. 岩浆作用 3b. 沉积作用) 4. 化学沉积型铅 5. 海底热水作用铅 6. 中深变质作用铅 7. 深变质作用下地壳铅 8. 造山带铅 9. 古老页岩上地壳铅 10. 退变质作用铅

图6 徐家山锑矿床辉锑矿铅同位素的 $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$ 成因分类图解(底图据朱炳泉等<sup>[19]</sup>)

Fig. 6.  $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$  diagram of genetic classification of stibnite from the Xujiashan antimony deposit.

从以上分析可以看出,徐家山锑矿床中辉锑矿铅的同位素组成及其各种相关参数均明显分成两类,表明它们具有不同的来源。但是徐家山锑矿体均赋存于上震旦统地层中(主要是 $Z_2 \text{ dn}^1$ ),在矿区如此小的一个范围内,同类赋矿围岩不可能具有差别如此大的铅同位素组成,因此,A组和B组中肯定有一组辉锑矿中的铅来自赋矿围岩之外的地段。根据上述综合分析,我们不难推断出是B组来自外部。此外,考虑到该区大幕山背斜核部有中元古界冷家溪群浅变质岩系出

露,矿区下伏基底也是这套岩系<sup>[27]</sup>,且锑矿体均位于区域深大断裂 $F_1$ 下盘(图1),指示B组的铅主要来源于冷家溪群的可能性较大。同时,这一推断既与上述两阶段铅模式年龄 $t_1$ 吻合,也与我们利用该矿方解石Sr同位素得出的结论一致:成矿流体来自或流经了中元古界冷家溪群浅变质岩系<sup>[28]</sup>。这样A组所代表的铅应主要来源于赋矿围岩——震旦系海相碳酸盐岩。两种来源的铅以较小比例混合造就了图3中辉锑矿铅同位素组成的线性分布格局,同时保持了各自组成的相对独立性。

## 5 结论

(1)湖北徐家山锑矿床中辉锑矿的铅同位素组成总体上变化较大,但明显分成两组,各组内部其铅同位素组成及相关参数变化较小。相对来说,A组以高放射性成因铅为特征;B组以相对低放射成因铅为特征,指示了它们具有不同的来源。综合分析表明,A组辉锑矿的铅主要来源于赋矿围岩——震旦系海相碳酸盐岩,而B组辉锑矿的铅主要来源于较深部的铅,即下伏基底碎屑岩——中元古界冷家溪群浅变质岩系。辉锑矿铅同位素特征表明该矿床的成矿物质是多来源的,并不支持前人沉积-改造成因的观点。

(2)前人大多认为徐家山锑矿床属沉积-改造成因<sup>[12-16,29]</sup>,成矿物质主要来源于赋矿围岩,在围岩的沉积过程中,成矿元素锑发生了初始的富集,形成矿源层;此后的燕山运动使矿源层发生原地改造,成矿元素经活化、迁移,富集成矿。但本文的铅同位素研究显示,该矿成矿物质至少有两种来源,除赋矿地层外,基底岩石也提供了部分成矿物质。Sr同位素研究亦得出相似的结论<sup>[28]</sup>。

致谢:在野外工作期间得到湖北省通山县徐家山锑矿床徐盛明、谢发全及汪大兵等领导同志的支持和帮助;室内分析测试得到核工业北京地质研究院刘牧同志的帮助;成文过程中,中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室张乾研究员审阅了全文并提出很多宝贵意见;审稿过程中,匿名专家也提供了部分建设性的修改意见。在此一并致以诚挚的谢意!

## 参 考 文 献:

- [1] 沈渭洲. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 原子能出版社, 1987.
- [2] Bouse R M, Ruiz J, Tittley S R, Tosdal R M, Wooden J L. Lead isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits [J]. *Econ Geol*, 1999, 94(2): 211-244.
- [3] 张乾, 潘家永, 邵树勋. 中国某些多属矿床矿石铅来源的铅同位素诠释[J]. 地球化学, 2000, 29(3): 231-238.
- [4] 张乾, 潘家永, 刘家军, 邵树勋, 刘志浩. 滇西地区上地幔铅同位素组成的确定及其应用[J]. 地质地球化学, 2002, 30(3): 1-6.
- [5] 张乾, 邵树勋, 刘家军, 刘志浩. 兰坪盆地大型矿集区多金属矿床的铅同位素组成及铅的来源[J]. 矿物学报, 2002, 22(2): 147-154.
- [6] Townley B K, Godwin C I. Isotope characterization of lead in galena from ore deposits of the Aysen Region, southern Chile [J]. *Miner Deposita*, 2001, 36(1): 45-57.
- [7] 储雪蕾, 霍卫国, 张巽. 内蒙古林西县大井铜多金属矿床的硫、碳和铅同位素及成矿物质来源[J]. 岩石学报, 2002, 18(4): 566-574.
- [8] Kamenov G, Macfarlane A W, Riciputi L. Sources of lead in the San Cristobal, Pulacayo, and Potosi mining districts, Bolivia, and a re-evaluation of regional ore lead isotope provinces [J]. *Econ Geol*, 2002, 97(3): 573-592.
- [9] Marcoux E, Grancea L, Lupulescu M, Milesi J P. Lead isotope signatures of epithermal and porphyry-type ore deposits from the Romanian Carpathian Mountains [J]. *Miner Deposita*, 2002, 37(2): 173-184.
- [10] 陈多福, 陈光谦, 陈先沛. 贵州福新元古代陡山沱期磷矿床铅同位素特征及来源探讨[J]. 地球化学, 2002, 31(1): 49-54.
- [11] 蒋少涌, 杨涛, 李亮, 赵葵东, 凌洪飞. 大西洋洋中脊 TAG 热液区硫化物铅和硫同位素研究[J]. 岩石学报, 2006, 22(10): 2597-2602.
- [12] 俞惠隆, 曹薇. 湖北徐家山锑矿床特征、稳定同位素组成及其成矿机理的初步探讨[J]. 地质论评, 1986, 32(3): 264-275.
- [13] 俞惠隆. 一种巨晶方解石脉型锑矿[J]. 科学通报, 1986, 31(19): 1491-1494.
- [14] 俞惠隆. 徐家山碳酸盐地层中层控锑矿床的矿质来源与矿液性质[J]. 地球化学, 1987, 16(2): 167-175.
- [15] 俞惠隆. 湖北徐家山辉锑矿的标型特征及其成因探讨[J]. 岩石矿物学杂志, 1988, 7(4): 361-367.
- [16] 孙汉芝, 雷蕾. 湖北徐家山层状锑矿床地质特征简介[J]. 矿床地质, 1988, 7(2): 49-54.
- [17] 张理刚. 铅同位素地质研究现状及展望[J]. 地质与勘探, 1992, 28(4): 21-29.
- [18] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics - The model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 175(1-2): 135-162.
- [19] 朱炳泉, 李献华, 戴樟谟, 陈毓蔚, 范嗣昆, 桂训唐, 王慧芬. 地球科学中同位素体系理论与应用——兼论中国大陆壳幔演化[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 1-330.
- [20] 路远发. GeoKit: 一个用 VBA 构建的地球化学工具软件包[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 459-464.
- [21] 彭建堂, 胡瑞忠, 苏文超. 扬子地块南缘锑矿床中矿石铅的组成及其地质意义[J]. 地质地球化学, 2000, 28(4): 43-47.
- [22] 陈毓蔚, 朱炳泉. 矿石铅同位素组成特征与中国大陆地壳的演化[J]. 中国科学(B辑), 1984, 14(3): 269-277.
- [23] 刘海臣, 朱炳泉. 湘西板溪群及冷家溪群的时代研究[J]. 科学通报, 1994, 39(2): 148-150.
- [24] 车勤建, 伍光英, 唐晓珊, 彭和求. 湘东北中元古代冷家溪群的解体及其地质意义[J]. 华南地质与矿产, 2005, (1): 47-53; 71.
- [25] 李龙, 郑永飞, 周建波. 中国大陆地壳铅同位素演化的动力学模型[J]. 岩石学报, 2001, 17(1): 61-68.
- [26] Zartman R E, Haines S M. The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs - A case for bi-directional transport [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52(6): 1327-1339.
- [27] 湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 1-705.
- [28] 沈能平, 彭建堂, 袁顺达, 张东亮, 符亚洲, 胡瑞忠. 湖北徐家山锑矿床方解石 C、O、Sr 同位素地球化学[J]. 地球化学, 2007, 36(5): 479-485.
- [29] 罗湘生. 鄂南地区锑矿地质特征、成矿作用及找矿方向[J]. 资源环境与工程, 2005, 19(3): 164-171.

## LEAD ISOTOPE COMPOSITIONS AND ITS SIGNIFICANCE FOR ORE-FORMING MATERIAL OF THE XUJIASHAN ANTIMONY DEPOSIT, HUBEI PROVINCE

SHEN Neng-ping<sup>1,2</sup>, PENG Jian-tang<sup>1</sup>, YUAN Shun-da<sup>1,2</sup>, ZHANG Dong-liang<sup>1,2</sup>, HU Rui-zhong<sup>1</sup>

(1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** Abstract: The Xujiashan antimony deposit is located in Tongshan County, Hubei Province, and its orebodies occurred in marine carbonates of the Upper Sinian Doushantuo and Dengying formations. Lead isotopic composition of stibnite from this deposit has been systematically analyzed in this paper. It is shown that isotope ratios in ore lead can be classified as two groups (Group A and Group B), Group A is characterized by higher radiogenic lead with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.874$  to  $19.288$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.708$  to  $15.805$ , and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.642$  to  $39.001$ . Whereas Group B shows lower lead isotope ratios ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17.882$  to  $18.171$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.555$  to  $15.686$ , and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.950$  to  $38.340$ ). And their relevant parameters are also distinct, for example, the single-stage model ages of Group A are almost negative or very small positive values, while those of Group B range from 636 to 392 Ma, with an average of  $495 \pm 65$  Ma. In addition, there are obviously positive linear correlations among lead isotope compositions and some other related parameters ( $\Delta\gamma$  vs  $\Delta\beta$ ,  $\Delta V_1$  vs  $V_2$ ). Based on diagrams of lead tectonic pattern and  $\Delta\gamma$ - $\Delta\beta$  genetic classification for ores, the lead of Group A stibnite was mainly derived from the host rocks — Sinian marine carbonates, and the lead of Group B one was predominately derived from the underlying basement — low-grade metamorphic clastic rocks of the Mesoproterozoic Lengjiayi Group. Furthermore, it is concluded that the Xujiashan antimony deposit is not of sedimentary-reworked origin as previously considered, its ore-forming materials were partly derived from the basement rocks.

**Key words:** stibnite; lead isotope; lead source; Xujiashan antimony deposit; Hubei Province