

# 6217铀矿床成因的同位素地质研究

郑永飞

沈渭洲 张祖还

(南京地质矿产研究所)

(南京大学地质系)

6217铀矿床产于花岗岩体内部,属花岗岩型铀矿床。该矿床勘探、研究的时间较长,北京铀矿地质研究所<sup>①</sup>、华东地勘局270研究所<sup>②</sup>和262大队<sup>③</sup>等单位围绕该矿床开展了一系列地质和地球化学研究。但是,对于成矿溶液的来源、铀源等问题,一直处于争议之中。本文试图以同位素资料为依据,讨论6217矿床的成因问题。

## 一、矿床地质概况

矿床赋存在TS复式花岗岩体内部,矿化在L岩体外接触带的D岩体中最为富集。矿体在空间上呈群组展布,尤其在构造变异部位(如几组裂隙交汇处)比较集中。所见矿石大多为蚀变的碎裂花岗岩,铀矿化极不均匀。原生工业铀矿物仅沥青铀矿一种,多呈浸染状或马尾丝状、微脉状产出,大部分充填在细微裂隙、裂纹中,分布不均匀,呈胶状结构。还有少量次生铀矿物( $\beta$ -硅钙铀矿、钽铀云母、钙铀云母等)及呈吸附状态存在的铀。

含矿母岩D岩体和非含矿母岩L岩体的成岩时代均为燕山早期。D岩体主要为中粒黑云母花岗岩和中粒似斑状二云母花岗岩,其中部分云母具定向排列趋势,钾长石斑晶内含有长英质包体且边缘不规则,可能为变斑晶。L岩体岩性主要为中粒似斑状黑云母二长花岗岩和细粒似斑状黑云母二长花岗岩,含特征矿物角闪石、榍石,黑云母呈等轴粒状产出。D岩体新鲜岩石中,可见到晶质铀矿<sup>④</sup>及其它富铀矿物锆石、独居石,但在蚀变岩中它们的含量显著减少甚至消失。研究表明,碱交代(钾长石化和钠长石化)、云英岩化、红化(赤铁矿化)、绿化(绿泥石化和绿色云母化)等蚀变不仅使部分岩石中铀含量显著提高,而且使岩石中活动铀的数量增大。

根据野外和室内研究,可把矿化类型划分为五种,它们在时间上的演化趋势为红化型→绿化型→硅质脉型→萤石脉型→碳酸盐脉型,其中萤石脉型矿化持续时间较长,从早期到晚期都有形成。空间上,下部以绿化型为主,向上为萤石脉型,最上为硅质脉型,它们大多叠加在红化型矿石之上,从而形成了不同程度的富矿石。不同矿化类型伴生的金属矿物有黄铁矿、赤铁矿及少量黄铜矿、方铅矿等。脉石矿物主要为萤石、方解石、石英、绿泥石及水云母等。

- 
- ① 孙志富, 1982, 某花岗岩蚀交代型铀矿床特征及成矿条件分析。
  - ② 刘义发, 1980, 对华南花岗岩型铀矿床成矿作用及模式的探讨。
  - ③ 傅增耀, 1979, 某区花岗岩中铀矿床成因讨论。
  - ④ 戎嘉树等, 1980, 花岗岩中晶质铀矿及其找矿意义。

## 二、成矿时代

北京铀矿地质研究所、华东地勘局262大队曾先后采集矿床沥青铀矿、含铀矿石作铀、铅同位素组成测定, 计算U-Pb模式年龄, 如表1所示。

表 1 6217矿床U-Pb同位素组成  
Table 1. U-Pb isotopic compositions of the 6217 ore deposit

| 序 号 | 样 品 号    | 样品名称 | 化学分析(%) |    |        | 铅同位素组成(%)         |                   |                   |                   | 模式年龄(Ma)                                 |                                          |                                           |
|-----|----------|------|---------|----|--------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|------------------------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------|
|     |          |      | U       | Th | Pb     | <sup>204</sup> Pb | <sup>206</sup> Pb | <sup>207</sup> Pb | <sup>208</sup> Pb | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ |
| 1   | kk-17-25 | 沥青铀矿 | 77.325  | 0  | 0.9224 | 0.422             | 73.819            | 9.846             | 15.913            | 59                                       | 62                                       | 125                                       |
| 2   | kk-17-13 | 沥青铀矿 | 58.51   | 0  | 2.6383 | 0.574             | 65.764            | 11.694            | 21.968            | 184                                      | 177                                      | 85                                        |
| 3   | 7-54     | 沥青铀矿 | 47.91   | 微  | 1.233  | 1.04              | 40.55             | 17.38             | 41.03             | 40                                       | 37                                       |                                           |
| 4   | 7-13     | 沥青铀矿 | 45.55   | 微  | 0.445  | 0.12              | 89.93             | 5.81              | 4.14              | 65                                       | 65                                       | 70                                        |
| 5   | 7-54     | 含铀矿石 | 0.83    |    | 0.053  | 1.04              | 39.58             | 13.49             | 41.88             | 96                                       | 101                                      |                                           |
| 6   | 7-13(1)  | 含铀矿石 | 2.32    |    | 0.027  | 0.255             | 82.41             | 7.56              | 9.77              | 68                                       | 66                                       |                                           |
| 7   | 7-47     | 含铀矿石 | 0.65    |    | 0.508  | 0.68              | 58.57             | 13.31             | 27.43             | 263                                      | 280                                      |                                           |

(资料来自北京铀矿地质研究所四室)

由表1可见, 沥青铀矿、含铀矿石的单个样品U-Pb模式年龄相差较大, 有的甚至比含铀母岩D岩体的同位素年龄(Rb-Sr等时线年龄137Ma)还大, 表明采用U-Pb单阶段模式扣除初始铅不合理。为此, 本文采用U-Pb等时线方法和U-Pb三阶段模式进行处理, 以消除这种误差。

### 1、U-Pb等时线

对表1数据分别作 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 两种等时线计算, 结果列于表2。可见, 两种U-Pb等时线年龄较为一致, 其可信度较高, 能够代表矿床的成矿时代。

表 2 6217矿床U-Pb等时线处理结果  
Table 2. U-Pb isochronous data of the 6217 ore deposit

| 等 时 线 类 型                                                        | 斜 率       | 截 距   | 相 关 系 数 | 年 龄(Ma) |
|------------------------------------------------------------------|-----------|-------|---------|---------|
| $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ | 0.0095904 | 41.39 | 0.994   | 61.49   |
| $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}-^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ | 0.0606133 | 16.34 | 0.980   | 59.71   |

表 3 6217矿床U-Pb三阶段模式计算结果  
Table 3. Calculations of the U-Pb three-stage model for the 6217 ore deposit

| $m_1$     | $m_2$       | K      | $\mu_0$ | $t_1(\text{Ma})$ | $t_2(\text{Ma})$ |
|-----------|-------------|--------|---------|------------------|------------------|
| 0.0603635 | -0.00013926 | 13.844 | 8.183   | 560.87           | 69.05            |

## 2、U-Pb三阶段模式

采用朱炳泉提出的计算方法<sup>[1]</sup>,对表1数据作U-Pb三阶段模式计算,结果列于表3。 $t_2$ 年龄值代表成矿时代; $t_1$ 年龄值落在寒武纪末期,很可能说明矿床铀源与寒武纪地层有关,这在后面将作详细讨论。

综上所述,6217矿床的成矿年龄约为60—70Ma,相当于中生代末、新生代初,这与本地区白垩—第三纪断陷盆地堆积时间一致,表明铀矿化可能形成于本地区断陷活动较强烈的时期。

## 三、稳定同位素地质特征

### 1、氧同位素特征——成矿热液来源

关于6217矿床的成矿热液来源,争议较多,诸如大气降水来源<sup>①</sup>、岩浆期后热液来源<sup>②</sup>等等。由于水是含铀热液的主要组分,也是溶解和搬运铀元素的主要介质,因此研究水的某些地球化学性质,特别是研究水的氧同位素组成,是解决热液来源和成因的重要途径。为此,我们在不同成矿阶段中选择石英、方解石作氧同位素分析,对应样品作均一法包裹体测温,然后根据相应的矿物—水氧同位素分馏方程计算沉淀出这些矿物的介质水的氧同位素组成。所有分析和计算结果列于表4。为便于对比,我们还采集了矿床坑道水和当地雨水作氧同位素分析,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 $-5.92\%$ 和 $-6.55\%$ 。

由表4可见,矿前期热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+4.92—+9.80\%$ ,平均为 $+7.45\%$ ;成矿期热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+4.07—+8.49\%$ ,平均为 $+5.45\%$ 。一般认为,岩浆水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值范围为 $+6—+9.5\%$ ,将此值与上述矿床含矿热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对比,反映含矿溶液既非单一的岩浆水来源,也非单一的大气降水来源,可能是一种岩浆水与大气降水混合溶液。虽然该矿床矿、岩时差较大(约65Ma),但考虑到本地区燕山晚期脉岩K-Ar同位素年龄(煌斑岩96Ma,花岗斑岩81—74Ma)<sup>③</sup>与铀矿化的年龄较为接近,而且它们在空间分布上与铀矿化较为密切,因此,可以认为铀矿化是本地区岩浆活动晚期演化的产物,岩浆期后热液参与的成矿作用。由于矿化形成于本地区断陷活动较强烈时期,构造控矿明显,因此沿断裂带活动的大气降水也必然会参与成矿。所以,笔者认为本矿床成矿热液为岩浆期后热液与大气降水混合来源。随着成矿溶液从深部向浅部运移,混入的大气降水越来越多。至矿后期,岩浆活动已经终结,热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值变为 $-4.92—-7.88\%$ ,与矿床坑道水和当地大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值( $-5.92—-6.55\%$ )基本一致,反映成矿后期热液为大气降水来源。

### 2、硫同位素特征

本文采集了与红化型、萤石脉型和硅质脉型矿化伴生的黄铁矿作硫同位素组成测定,并收集了北京铀矿地质研究所、桂林冶金地质研究所测定的6217矿床黄铁矿硫同位素数据<sup>④⑤</sup>结果一并列于表5。

① 刘义发,1980,对华南花岗岩型铀矿床成矿作用及模式的探讨。

② 傅增耀,1979,某区花岗岩中铀矿床成因讨论。

③ 北京第三研究所1983年资料。

④ 孙志富1982年资料。

⑤ 傅增耀1979年资料。

表 4 6217矿床氧、碳同位素组成 (‰)

Table 4. Oxygen and carbon isotopic compositions of the 6217 ore deposit (‰)

| 成矿阶段 | 样品号    | 样品名称 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}$ | $\delta^{13}\text{C}_{\text{矿物}}$ | $t(^{\circ}\text{C})$ | $\delta^{18}\text{O}$ | 计算公式 |
|------|--------|------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------|-----------------------|------|
| 矿前期  | T122a  | 石英   | +12.36                            |                                   | 298                   | +5.49                 | ①    |
|      | T113   | 方解石  | +11.13                            | -9.79                             | 265                   | +4.92                 | ②    |
|      | T126   | 方解石  | +16.76                            | -7.81                             | 240                   | +9.59                 | ②    |
|      | T132-3 | 方解石  | +17.61                            | -9.14                             | 225                   | +9.80                 | ②    |
| 成矿期  | T108b  | 石英   | +12.34                            |                                   | 265                   | +4.07                 | ①    |
|      | T129   | 石英   | +13.32                            |                                   | 255                   | +4.60                 | ①    |
|      | T140   | 方解石  | +12.69                            | -7.57                             | 210                   | +4.17                 | ②    |
|      | T111a  | 方解石  | +17.78                            | -8.14                             | 195                   | +8.49                 | ②    |
|      | T135   | 方解石  | +15.96                            | -8.35                             | 182                   | +5.93                 | ②    |
| 矿后期  | T104a  | 石英   | +2.62                             |                                   | 220                   | -7.88                 | ①    |
|      | T123   | 石英   | +12.87                            |                                   | 150                   | -4.92                 | ③    |

表中计算公式:

①  $10^3 \text{Ln} \alpha_{\text{O}-\text{w}} = 3.38 \times 10^6 t^{-2} - 3.40 (200 - 500^{\circ}\text{C})$  (Cleyton et al, 1972)<sup>(4)</sup>

②  $10^3 \text{Ln} \alpha_{\text{C}-\text{w}} = 2.78 \times 10^6 t^{-2} - 3.39 (0 - 500^{\circ}\text{C})$  (O'Neil, 1969)<sup>(5)</sup>

③  $10^3 \text{Ln} \alpha_{\text{O}-\text{w}} = 3.65 \times 10^6 t^{-2} - 2.59 (100 - 200^{\circ}\text{C})$  (Blather, 1975)<sup>(6)</sup>

表 5 6217矿床黄铁矿硫同位素组成

Table 5. Sulfur isotope composition of pyrite from the 6217 ore deposit

| 样品号   | 产状   | $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ | 样品号    | 产状   | $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ |
|-------|------|---------------------------------|--------|------|---------------------------------|
| Db-1  | 碱交代岩 | +4.6                            | 3-253  | 红化矿石 | -0.8                            |
| Db-56 | 红化矿石 | +3.1                            | Db-48  | 绿化矿石 | +4.2                            |
| T2-2* | 红化矿石 | +1.09                           | Db-25  | 绿化矿石 | +4.0                            |
| Db-61 | 红化矿石 | +4.0                            | Db-43  | 绿化矿石 | +4.3                            |
| 3-249 | 红化矿石 | +1.1                            | Db-83  | 硅质脉  | +2.4                            |
| Db-46 | 红化矿石 | +3.4                            | T131a* | 硅质脉  | +1.6                            |
| 3-250 | 红化矿石 | +0.9                            | T131d* | 硅质脉  | +1.01                           |
| 3-252 | 红化矿石 | +1.8                            | T141*  | 萤石脉  | +1.32                           |

\* 为本文分析数据

由表5可见, 本矿床黄铁矿的硫同位素组成较为稳定,  $\delta^{34}\text{S}$  值范围为-0.8—+4.6‰, 平均+2.37‰, 与含矿母岩D岩体黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值(-0.1—+3.1‰)基本一致。矿床物质成分研究表明, 本矿床矿物共生组合简单, 含硫矿物以黄铁矿为主, 偶见少量黄铜矿、方铅矿, 既不存在高氧逸度条件下形成的重晶石, 也不存在低氧逸度条件下形成的石墨和磁黄铁矿, 反映黄铁矿形成时为中等氧逸度条件, 同时表明成矿过程中硫同位素分馏较小或几乎没有。因此, 黄铁矿的硫同位素组成相近于成矿热液的全硫同位素组成<sup>(7)</sup>。由于矿床产于花岗岩体内部, 距离寒武系沉积变质岩较远, 没有外来硫加入, 故可以认为矿床硫源为岩浆硫, 来自岩浆期后热液及混合热液对围岩中硫的溶解淋滤。

### 3、碳同位素特征

对含沥青铀矿碳酸盐脉和不含沥青铀矿碳酸盐脉作碳同位素组成测定,结果列于表4。可见矿床中方解石 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-7.59\text{‰}$ — $-9.79\text{‰}$ ,与岩浆碳 $\delta^{13}\text{C}$ 值( $-5\text{‰}$ — $-8\text{‰}$ )接近,略为偏低,反映矿床碳源主要为岩浆碳。

### 4、铅同位素特征

对矿床的黄铁矿作铅同位素组成测定,结果列于表6。由于黄铁矿中铀、钍含量均很低,

表6 6217矿床黄铁矿铅同位素组成

Table 6. Lead isotope composition of pyrite from the 6217 ore deposit

| 样号    | $^{204}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|-------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| 131aT | 1.365             | 24.845            | 21.315            | 52.474            | 18.201                            | 15.615                            | 38.442                            |
| T141  | 1.356             | 24.985            | 21.319            | 52.34             | 18.426                            | 15.722                            | 38.599                            |
| T2-2  | 1.313             | 27.455            | 20.66             | 50.571            | 20.910                            | 15.735                            | 38.516                            |

放射成因铅含量可以忽略不计,可以用黄铁矿的铅同位素组成代表矿床形成时的初始铅同位素组成。

据D. R. Doe等对一组符合单价阶段演化模式条件的铅矿物、洋脊拉斑玄武岩和深海沉积物以及陨石硫铁铅同位素组成的研究得出,放射成因铅体系的演化起始时间为4430Ma,  $\mu$ 为9.85<sup>[8]</sup>。本文以此制得铅同位素生长曲线(图1),并将6217矿床三个黄铁矿样品的铅同位

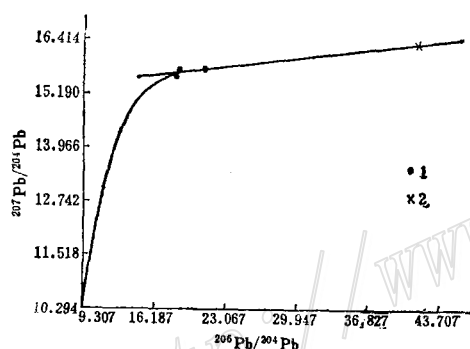


图1 6217矿床初始铅同位素演化图解

1—黄铁矿; 2—等时线计算初始铅

Fig. 1. Diagram showing isotopic evolution of initial lead in the 6217 ore deposit.

1—Pyrite; 2—Initial lead from isochronous calculations.

素比值标于该图上。可见有两个点落在生长曲线附近,另一个点远离生长曲线,反映矿床初始铅同位素组成中既有正常铅,也有异常铅。前述对矿床沥青铀矿和含铀矿石作两种U-Pb等时线计算得出的初始铅同位素比值很高( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为41.39,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值为16.34),也反映含矿热液初始铅中部分为高异常铅,表明富铀热液在矿化前可能经历了较长时间的迁移过程,使得热液中积累了较高的放射成因铅。将沥青铀矿和含铀矿石的初始铅比值投影到图1上,发现该点与三个黄铁矿样品点之间具有较好的线性关系( $r=0.9921$ ),这进一步表明矿床初始铅同位素组成为放射成因铅与正常铅混合而成<sup>[3]</sup>,即在矿化前热液迁移过程中,有放射成因铅的逐渐积累。

## 四、铀源推测

关于6217矿床的铀源,有两种意见:一种认为是来自D岩体本身<sup>①②</sup>;另一种认为是来自岩浆期后热液<sup>③</sup>。本文研究认为,上述二者兼而有之,为复合铀源,具体讨论如下:

### 1、部分铀来自D岩体

对矿床部分红化蚀变者及附近围岩作铅同位素发射光谱分析(表7),按李耀菴等(1983)提出的公式计算成矿时围岩中铀的得失百分比<sup>④</sup>:

$$U_1 = \frac{Pb[^{206}Pb]*\%}{99.274\%(e^{\lambda_1 t_1} - e^{\lambda_2 t_2})} \cdot \frac{M_u}{M_{Pb}} - \frac{U_2(e^{\lambda_2 t_2} - 1)}{e^{\lambda_1 t_1} - e^{\lambda_2 t_2}}$$

$$\Delta U = \frac{U_2 - U_1}{U_1} \times 100\%$$

式中 $U_1$ 为现今应有的铀量(假定没有铀的得失); $U_2$ 为现今实测铀量; $[^{206}Pb]*\%$ 为放射成因铅百分数; $\Delta U$ 为铀的得失百分比; $M_u$ 、 $M_{Pb}$ 分别为铀和铅的原子量。

表 7 6217矿床矿石和围岩铅同位素组成和铀得失百分比计算

Table 7. Lead isotope composition and loss or gain of uranium (in percentage) of ores and wall rocks in the 6217 ore deposit

| 样号      | 样品名称     | $U_2$ (ppm) | Pb(ppm) | $^{206}Pb(\%)$ | $^{207}Pb(\%)$ | $^{208}Pb(\%)$ | $U_1$ (ppm) | $\Delta U(\%)$ |
|---------|----------|-------------|---------|----------------|----------------|----------------|-------------|----------------|
| T127-3  | 中粒黑云母花岗岩 | 7.4         | 10      | 26.30          | 20.92          | 51.44          | 13.6        | -45            |
| T127-6  | 碱交代花岗岩   | 12.6        | 15      | 26.80          | 21.03          | 50.85          | 31.0        | -59            |
| T127-9  | 绿帘角闪岩    | 250         | 20      | 35.02          | 18.37          | 45.44          | 53.9        | 364            |
| T127-10 | 白云母化花岗岩  | 26.4        | 10      | 32.54          | 19.04          | 47.19          | 81.1        | -67            |
| T127-11 | 白云母化花岗岩  | 29.7        | 10      | 29.66          | 20.18          | 48.89          | 40.4        | -27            |
| T127-13 | 红化蚀变岩    | 330         | 15      | 41.34          | 16.78          | 40.82          | 43.8        | 653            |

本文采用含矿母岩D岩体钾长石平均铅同位素组成( $^{206}Pb/^{208}Pb$ 值为0.473)扣除初始铅,以D岩体Rb-Sr等时线年龄137Ma代表 $t_1$ ,取6217矿床平均成矿年龄65Ma代表 $t_2$ ,将表7数据代入上述公式计算,得到矿床成矿过程中围岩铀发生相对丢失,丢失百分数约为27—67%,而矿石则显著得铀。这个结果表明,6217矿床成矿过程中,有围岩D岩体中的铀参与成矿。围岩含铀性研究也得出,D岩体中不仅铀含量较高(平均14.15ppm),富含晶质铀矿,而且活动铀含量也高,在热液蚀变过程中晶质铀矿溶解消失,部分铀发生活化转移,因此热液从岩体中淋滤了部分铀参与成矿。

### 2、部分铀来自岩浆期后热液

前述对沥青铀矿和含铀矿石U-Pb三阶段模式计算得到,矿床铀源与寒武纪地层有关。

① 孙志富, 1982, 某花岗岩蚀交代型铀矿床特征及成矿条件分析。

② 刘义发, 1980, 对华南花岗岩型铀矿床成矿作用及模式的探讨。

③ 傅增耀, 1979, 某区花岗岩中铀矿床成因讨论。

④ 李耀菴等, 1983, 应用铀-铅同位素体系演化研究铀矿床的成矿机理。

由于矿床赋存在花岗岩体内部, 远离寒武系沉积变质岩系, 同时前述矿床氧同位素组成研究得到, 有部分岩浆水参与成矿, 而岩浆水是本地区岩浆活动晚期演化的产物, 铀含量较高, 因此可以认为成矿过程中, 有部分铀来自岩浆期后热液。赵瑞麟(1983)对6217矿床中与铀矿化伴生的微量元素研究也得出, 铀与钙、氟、硫、铍、钇、铋、铜、铅、锡等成矿元素呈密切的正相关关系, 推测这些成矿元素与铀一起均来自岩浆期后热液, 而不是外生条件下的淋滤富集结果<sup>①</sup>。

综上所述, 6217矿床铀源既有来自岩浆期后热液, 也有来自混合热液对D岩体中铀的淋滤, 故称为复合铀源。

根据以上讨论, 把含矿热液中的铀与D岩体中的铀看作同一母源, 并且热液在岩体内运移过程中, 有部分岩体中的铀和放射成因铅加入到热液中, 那么在成矿时, 热液中构成了一种U-Pb同位素混合体系。假定母源年龄为 $t_1$ , 成矿年龄为 $t_2$ , 在 $t_1 \rightarrow t_2$ 时间内加入的铅份数为 $n_{Pb}$ , 则按照G. W. Wetherill给出的U-Pb幕式加入模式<sup>[9]</sup>, 现在矿床中U-Pb同位素关系为:

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = (e^{\lambda t_2} - 1) + n_{Pb}(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2})$$

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = (e^{\lambda' t_2} - 1) + n_{Pb}(e^{\lambda' t_1} - e^{\lambda' t_2})$$

联解该方程组, 消去 $n_{Pb}$ , 得到:

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = m \cdot (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) + b$$

式中

$$m = (e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) / (e^{\lambda' t_1} - e^{\lambda' t_2})$$

$$b = (e^{\lambda t_2} - 1) - m(e^{\lambda' t_2} - 1)$$

上述式中 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 均系放射成因, 在计算时要扣除矿物结晶时捕获的初始铅。

本文以D岩体钾长石平均铅同位素组成 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.1925$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.635$ ) 扣除岩体晶质铀矿铅同位素组成<sup>②</sup>中的初始铅, 以矿床黄铁矿平均铅同位素组成 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.179$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.691$ ) 扣除矿床沥青铀矿和含铀矿石的初始铅, 然后分别求出 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 比值, 具体如表8所示。

在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 坐标系图中标出表8数据点 (图2), 可见晶质铀矿与沥青铀矿

表 8 扣除初始铅后的铀-铅同位素比值

Table 8. U-Pb isotopic ratios after subtracting initial lead.

| 样 品 号    | 样 品 名 称 | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ |
|----------|---------|----------------------------------|----------------------------------|
| DB-3     | 晶质铀矿    | 0.022                            | 0.154                            |
| Kk-17-25 | 沥青铀矿    | 0.009                            | 0.062                            |
| Kk-17-13 | 沥青铀矿    | 0.029                            | 0.194                            |
| 7-54     | 沥青铀矿    | 0.006                            | 0.044                            |
| 7-13     | 沥青铀矿    | 0.010                            | 0.062                            |
| 7-13(1)  | 含铀矿石    | 0.010                            | 0.066                            |
| 7-47     | 含铀矿石    | 0.041                            | 0.033                            |

① 赵瑞麟, 1982, 论6217花岗岩型铀矿床的成因。

② 北京第三研究所1983年资料。

和含铀矿石之间构成良好的线性关系( $r=0.9942$ ), 表明它们具有共同的铀源。将这些数据用最小二乘法回归, 求出 $m$ 、 $b$ 值, 采用叠代法求解, 得到:  $t_2=70.69\text{Ma}$ ;  $t_1=500.05\text{Ma}$ 。

这里,  $t_2$ 年龄值与前述矿床成矿年龄值相一致, 表明直至矿化时刻热液中的U-Pb同位素混合体系才达到均一化。 $t_1$ 年龄值与前述矿床U-Pb三阶段模式计算得到的 $t_1$ 年龄值(560.87 Ma)相一致, 相当于寒武纪末期, 在华南与加里东早期的郁南运动(莫柱荪命名, 1965)

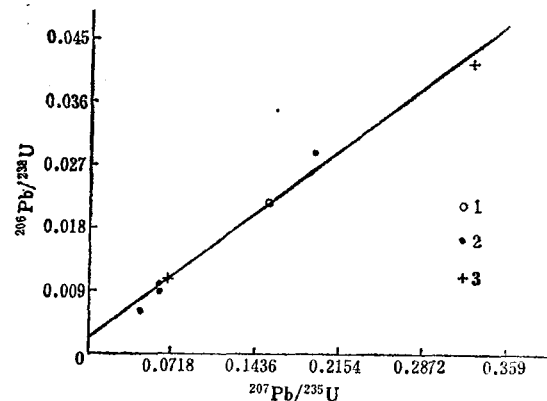


图 2 6217矿床和围岩U-Pb幕式加入模式图解

1—晶质铀矿; 2—沥青铀矿; 3—含铀矿石

Fig. 2. Diagram showing episodic U-Pb gain model of the 6217 ore deposit and wall rocks.

1—Uraninite; 2—Pitchblende; 3—Uranium-bearing ore.

的时间相对应, 反映原始含铀地层(龙山群)可能在这次构造运动中达到了铀-铅同位素体系的均一化。自此以后, 热液开始逐渐形成, 围岩中的铀和放射成因铅开始逐渐加入热液体系。很可能, 6217矿床和D岩体具有共同的铀源, 即为寒武系龙山群地层。

## 五、结 论

根据上述对6217矿床所作U-Pb同位素体系和O、S、C、Pb稳定同位素地球化学讨论, 可以得出下列认识:

- 1、成矿时代约为60—70Ma, 大致与李耀荪(1982)指出的华南花岗岩型铀矿第二成矿亚期(67.25Ma)<sup>[2]</sup>相当, 即铀矿化形成于白垩纪末、第三纪初的断陷活动较强烈时期内。
- 2、成矿热液为岩浆期后热液与大气降水混合来源。随着成矿作用的演化, 混入的大气降水比例逐渐增加, 至成矿后期变为大气降水来源。
- 3、矿化铀源为复合来源: 一是来自热液对围岩D岩体中铀的溶解淋滤; 二是来自富铀的岩浆期后热液本身。
- 4、矿床和围岩可能具有共同的铀源, 即为寒武系龙山群地层。

本文初稿承蒙徐克勤教授、李文达研究员、胡受奚教授、刘英俊教授、李耀荪高级工程师和章邦桐副教授审阅并提出宝贵意见, 野外工作得到凌洪飞、钟启龙、孙明炎同志和华东



地勘局262大队的帮助,北京铀矿地质研究所四室提供了矿床沥青铀矿和含铀矿石的U-Pb同位素数据。在此,一并表示诚挚的谢意。

### 参 考 文 献

- [1] 朱炳泉 1975 U-Pb同位素体系的三阶段模式研究 地球化学 第2期
- [2] 李耀崧 1982 华南花岗岩型铀矿成矿时代及成因探讨 花岗岩型铀矿文集 原子能出版社
- [3] D. 约克和R. M. 法夸尔 1976 地球年龄与地质年代学 科学出版社
- [4] Cleyton, R. N. et al., 1972, Oxygen isotope exchange between quartz and water, J. Geophys. Research, Vol. 77, pp. 3057—3067.
- [5] O'Neil, J. R. et al., 1969, Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates, J. Chem. Physics, Vol. 51, pp. 5547—5558.
- [6] Blatter, P., 1975, Oxygen isotope composition of fissure-grown quartz, adularia, and calcite from Broadlands geothermal field, New Zealand, with an appendix on quartz—K-feldspar-calcite-muscovite oxygen isotope geothermometers, Am. J. Sci., Vol. 275, pp. 785—800.
- [7] Ohmoto, H., 1972, Systematics of sulfur and carbon isotope in hydrothermal ore deposits, Econ. Geol., Vol. 67, pp. 551—579.
- [8] Doe, D. R. et al., 1974, The application of lead isotope to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: A Review, Econ. Geol., Vol. 69, pp. 757—776.
- [9] Wetherill, G. W., 1956, Discordant uranium-lead ages, Trans. Amer. Geophys. Union, Vol. 37, pp. 320—326.

## AN ISOTOPE GEOLOGICAL STUDY ON THE GENESIS OF THE 6217 URANIUM DEPOSIT

Zheng Yongfei

(Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources)

Shen Weizhou and Zhang Zuhuan

(Department of Geology, Nanjing University)

### Abstract

The 6217 uranium deposit is located along the contact zone between D granite and L granite, especially inside the D body. Calculations from U-Pb isotope data of pitchblende and uranium-bearing ore samples indicate that the U-Pb isochronic ages are 61.49Ma and 59.71Ma respectively, and the U-Pb three-stage model age is 69.05 Ma, revealing a metallogenic epoch between Late Cretaceous and Early Tertiary time.

A study of the oxygen isotope composition shows that the  $\delta^{18}\text{O}$  values of hydrothermal solution range from +4.92‰ to +9.80‰ at pre-ore stage and from +4.07‰ to +8.49‰ at ore stage, suggesting that the ore-bearing solution is a

mixture of magmatic water and meteoric water. At post-ore stage hydrothermal solution is derived from meteoric water, as can be concluded from its  $\delta^{18}\text{O}$  values of  $-4.72$ — $-7.88\text{‰}$ , which is roughly consistent with the  $\delta^{18}\text{O}$  values of gallery water and meteoric water in the mining district.

$\delta^{34}\text{S}$  values of pyrite are  $-0.8$ — $+4.6\text{‰}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of calcite are  $-7.57$ — $-9.79\text{‰}$ , implying a probable derivation of sulfur and carbon from the magma. lead isotope composition shows that the initial lead is a mixture of anomalous lead and common lead, which denotes a gradual entry of the radiogenic lead into the uranium-bearing solution at pre-ore stage.

The calculation for gain or loss of uranium in percentage indicates that the country rocks lose uranium during the mineralization process by 27–67%. The  $t_1$  ages calculated by the U-Pb three-stage model and the U-Pb episodic gain model are 560.87Ma and 500.05Ma respectively, which demonstrates that the uranium source is related to Cambrian metasedimentary sequence and that the 6217 ore deposit and the D granite probably have identical uranium derivation. It is believed therefore that the uranium of the ore deposit is derived from multiple sources: both from the leaching of uranium-rich D granite by the hydrothermal solution and from the uranium-rich post magmatic solution.

### “南岭地区有色、稀有金属矿床的控矿条件、成矿机理、分布规律及成矿预测的研究”评审会在北京召开

1986年1月26日至2月1日由地质矿产部科技司和中国地质学院组织,聘请中国科学院、有色工业总公司、核工业部、教育委员会和地矿部等单位的同行专家,对“南岭地区有色、稀有金属矿床的控矿条件、成矿机理、分布规律及成矿预测的研究”报告进行了系统地讨论和评审。该项目属国家“六五”科技重点攻关项目,其中包括五个二级研究专题和七十六个三级研究课题。由地矿部所属的三个研究所、两个院校和五个省局约400多位科技人员参加,经过四年多的奋战,提前圆满地完成了任务。

在评审过程中,对本项研究工作给予了全面、高度的评价。认为该研究项目属于多学科多层次,采用点面结合协同攻关的系统组织管理,应用近代测试技术和研究方法,为南岭地区积累了丰富、系统的第一性资料和近代地球化学测试数据。在成矿理论和区域成矿研究方面取得了重要的新进展,提出了有价值的找矿标志、找矿方向和远景预测区。该项成果已达到国内先进水平,在其中某些领域,如应用“耗散结构”理论对成矿作用与时空结构作动力学分析,若干矿田构造和机构控矿规律,花岗岩岩石学和地球化学的系统研究,沉积盆地演化过程中构造-岩相-成矿作用及层相位控矿因素的综合分析,与花岗岩有关的矿床的成矿系列以及蚀变模式和蚀变链的研究等方面已经达到了国际先进水平。

在应用近代测试和研究方法方面有所创新,为探讨成岩成矿的物理化学条件、物质来源(下转第52页)