

<http://www.geojournals.cn/georev/ch/index.aspx>

## 热液矿床石英铅同位素组成及其地质意义

何明友

金景福

(中国科学院矿床地球化学开放研究实验室, 贵阳) (成都理工学院)

**内容提要** 作者以若尔盖铀矿床为例,研究了含矿热液形成的石英脉石英的铅同位素组成,并将其作为联系母源铅同位素组成的桥梁,判别铀的来源。结果表明,矿床中石英铅同位素组成与含矿黄铁矿和中酸性构造-岩浆成因的花岗岩铅同位素组成具线性演化关系。由此提出含矿热液中的铀来自中酸性构造-岩浆岩而不是地层岩石的新见解,同时提出利用热液石英铅同位素组成判别非放射性矿床成矿元素来源的可能性。

**关键词** 铀矿床 热液石英 铅同位素组成 判别矿源

若尔盖铀矿床主要赋存在志留系碳硅泥岩之中,习称碳硅泥岩型铀矿床。关于对本区矿床成矿物质来源问题的研究,几乎自矿床发现时起就一直在进行探讨。有共识,也有分歧。共识是矿床中的铀来自围岩地层,并且主要由志留系岩石提供。分歧是不同学者在成矿方式方面持不同见解,归纳起来有:表生改造论、地下水淋滤论、变质分异论、构造挤压浸出论、层控论、“自生自储”累积成矿论等成因观点<sup>[1,2]</sup>。

作者对铀矿床中的铀是否来自地层岩石表示怀疑,因为区内除了沉积岩外,还有构造-岩浆活动形成的含铀中酸性构造-岩浆岩<sup>[3]</sup>,且深部存在相应的隐伏岩体<sup>[4]</sup>。这就是说,该区矿床中的铀不一定来源于地层岩石,还有来自中酸性构造-岩浆岩的可能性。

为了探讨矿床中铀的来源,作者以若尔盖铀矿床为例,研究了含矿热液形成的石英脉石英的铅同位素组成,并将其作为联系母源铅同位素组成的桥梁,用以判别铀的来源。

过去,判别矿床中铀源的方法通常只分析矿石与地层岩石或构造-岩浆岩的铅同位素组成,并直接将它们进行对比。作者认为这有不足之处,因为对于热液矿床来说,矿石的形成与热液蚀变产物有密切的成因联系,两者在热液交代作用过程中均与围岩发生了物质组成交换,热液蚀变产物和矿石的铅同位素组成都已受到严重混染。如果只将矿石与地层岩石或矿石与岩浆岩的铅同位素组成进行对比,这对于矿区内只存在单一的沉积岩或岩浆岩来说,出现误判的可能性小,但对于兼而有之的地区来说,通常会遇到麻烦,误判的可能性很大。因此,宜选择铅同位素组成未受到混染或混染不明显的热液产物作为联系母源铅与矿石铅同位素组成的桥梁,将其与地层岩石、中酸性构造-岩浆岩及矿石铅同位素组成进行综合对比,以避免出现地质多解性。

一般而言,含矿热液中的铀与母源铀具有密切的内在联系。这种联系必然要在铅同位素组成特征上表现出来<sup>[5-8]</sup>。理由是,无论是矿床中的铀来自地层岩石还是其它地质体,热液作

注:地质矿产部“八·五”定向攻关项目资助。

本文1995年7月收到,11月改回,季国容编辑。

用产物的铅同位素组成应当与母源铅同位素组成呈线性演化关系。只要将含矿热液产物的铅同位素组成与地层岩石、地质体和矿石铅同位素组成进行综合对比,就可以进一步提高判别成矿元素来源的可靠性。

## 1 地质背景

西秦岭铀矿床位于秦岭褶皱系西段,西秦岭褶皱带的南亚带。迄今所发现的铀矿床都沿白龙江复式背斜的次级白依背斜北翼呈带状分布,明显受控于白龙江深大断裂带,由此构成西秦岭铀成矿带。

区内地层从震旦系到白垩系均有出露。震旦系出露于白依背斜核部,由陆相火山碎屑岩、正常沉积碎屑岩组成,岩性为晶屑凝灰岩及砂岩和板岩。背斜两翼依次出露的地层有:寒武系—奥陶系(未分)巨厚层硅岩;志留系的硅岩、灰岩和板岩;泥盆系的灰岩、白云岩夹少量砂岩;石炭系的灰岩夹少量白云岩、泥岩及薄层砂岩等;二叠系的灰岩和白云岩;三叠系的砂岩、板岩、灰岩和白云岩。侏罗系主要分布在区域西部郎木寺—财宝山一带,主要为砾岩、砂岩、火山岩,夹煤层;白垩系主要出露在热当坝地区,为断陷盆地沉积,岩性为砾岩、砂岩和泥岩等,并以角度不整合覆盖于上述老地层之上。

区内构造-岩浆活动强烈,既有岩浆侵入活动,也有火山喷发,形成大量的火山岩与浅成和

表1 若尔盖铀矿床主要岩石和矿物铅同位素比值

Table 1 Lead isotope ratios of rocks and minerals in the Ruo'ergai uranium deposit

| 序号 | 编号                  | 矿物<br>或岩石 | U <sup>①</sup> | Th <sup>①</sup> | $\frac{^{206}\text{Pb}^{\text{②}}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}^{\text{②}}}{^{204}\text{Pb}}$ | $\frac{^{208}\text{Pb}^{\text{②}}}{^{204}\text{Pb}}$ |
|----|---------------------|-----------|----------------|-----------------|--|--|--|
| 1  | Lp-5                | 花岗岩       | 47             | 4               | 19.238   | 15.327   | 38.409   |
| 2  | Lp-7                | 花岗岩       | 72             | 5               | 19.241   | 15.357   | 38.384   |
| 3  | I-38                | 花岗岩       | 46             | 4               | 19.109   | 15.278   | 38.411   |
| 4  | 512H <sub>2</sub>   | 黄铁矿       | 2721           | 2               | 19.716   | 15.548   | 38.482   |
| 5  | 512H <sub>3</sub>   | 黄铁矿       | 3985           | 4               | 19.986   | 15.668   | 38.281   |
| 6  | 512H <sub>4</sub>   | 黄铁矿       | 4497           | 4               | 19.759   | 15.567   | 38.332   |
| 7  | PD <sub>8-1</sub>   | 热液石英      | 26             | 2               | 19.883   | 15.645   | 38.386   |
| 8  | PD <sub>6-3</sub>   | 热液石英      | 24             | 3               | 19.911   | 15.653   | 38.295   |
| 9  | S-4                 | 热液石英      | 262            | 5               | 19.329   | 15.419   | 38.421   |
| 10 | Y-5                 | 热液石英      | 121            | 3               | 19.131   | 15.250   | 38.491   |
| 11 | 510-1               | 热液石英      | 31             | 2               | 19.445   | 15.424   | 38.484   |
| 12 | X-7B <sub>3</sub>   | 砂岩        | 5              | 3               | 17.489   | 15.351   | 37.579   |
| 13 | X-17B <sub>2</sub>  | 板岩        | 7              | 2               | 17.246   | 15.341   | 37.106   |
| 14 | I-6B <sub>1</sub>   | 板岩        | 7              | 4               | 19.244   | 15.495   | 38.839   |
| 15 | IV-25B <sub>2</sub> | 砂岩        | 880            | 1               | 17.952   | 15.441   | 38.417   |
| 16 | IV-34B              | 灰岩        | 883            | 5               | 19.624   | 15.511   | 37.472   |
| 17 | V-22H               | 板岩        | 16             | 2               | 18.035   | 15.444   | 38.603   |
| 18 | D <sub>19</sub>     | 砂岩        | 15             | 2               | 18.645   | 15.470   | 37.700   |
| 19 | X-15B <sub>1</sub>  | 板岩        | 19             | 3               | 18.245   | 15.453   | 38.120   |
| 20 | VI-5H               | 硅岩        | 1481           | 4               | 23.381   | 15.699   | 38.793   |
| 21 | I-B <sub>2</sub>    | 硅岩        | 914            | 3               | 24.952   | 15.735   | 38.694   |
| 22 | VI-B <sub>1</sub>   | 灰岩        | 786            | 2               | 26.785   | 15.812   | 38.084   |

注:①表中含量数据还需 $\times 10^{-6}$ ;②已根据铀钍含量扣除了所积累的放射性成因铅。

超浅成侵入体。火山岩集中分布在郎木寺—财宝山一带,岩性主要为安山岩和流纹岩。小型侵入体和大量脉岩则产于白依背斜核部及其西倾伏端附近,沿深大断裂带分布。在坑道、钻孔及沟谷深切地段,尚发现许多小型酸性侵入体和脉岩,并成群产出。十分有意义的是,铀矿床产出部位与中酸性构造-岩浆岩具有紧密的空间关系,在大多数情况下,铀矿体附近及其深部几乎都存在有中酸性构造-岩浆岩体,有一些铀矿体还直接产于破碎花岗岩体中<sup>[3]</sup>。

褶皱构造主要为白依短轴背斜,其轴向近东西向,向东西两端倾伏。两翼岩层产状较陡,北翼岩层倾角 $70^{\circ}$ ±,南翼倾角大于 $80^{\circ}$ ,局部见倒转现象。

受深大断裂活动影响,区内断块活动强烈,断裂构造遍布全区。按其展布方向,大致可划分为四个组向;近东西向(顺层)断裂带,形成较早,切割较深,导致基性岩浆上侵,形成大量辉绿岩脉;北西向断裂带,主体为白龙江断裂带,为本区规模最大断裂带,其控制着中酸性、酸

性侵入体和火山岩分布;其次,为北东向断裂带,形成较晚,常切割北西向和顺层断裂带,并形成一系列交叉点。交叉部位通常控制铀矿床的分布;南北向断裂带规模较小,延深和延长不大,大多数与北东向断裂相伴产出,可能为北东向和北西向断裂带的伴生构造。

热液活动强烈,石英和方解石脉大量产出。同时热液蚀变发育,常见硅灰石化、黄铁矿化、碳酸盐化。黄铁矿化、碳酸盐化及硅灰石化与铀矿化关系密切。

何明友<sup>①</sup>利用 Pb-Pb 法对矿床成矿年龄进行了测定,成矿年龄为 61.43Ma。表明矿床的形成与燕山运动末期—喜马拉雅运动早期的内力地质作用和深部地质过程有关。

## 2 样品描述

在区域范围内,石英脉发育。有两种成因类型:变质成因石英及含矿热液成因石英。两者在产状上有明显区别,前者无论在走向上还是在倾向上均沿区域变质岩带顺层分布,与围岩无截然界线,单个脉体的厚度较小,一般几厘米到几十厘米,而且主要见于硅质岩层中,其化学成分、微量元素含量均与围岩相同;而后者则受控于构造断裂带,普遍充填于主断裂带及其次级裂隙中,产状上与构造断裂带一致,与围岩接触界线清晰,通常与大规模热液蚀变的硅化产物具有密切的空间关系。热液石英脉的物质组成与围岩有明显区别,并且在宏观上和微观上都能分辨出热液过程的不同阶段。

样品分别来自 510 和 512 两个著名矿床。这些样品包括:新鲜的花岗岩、含矿黄铁矿、热液早阶段形成的热液石英脉石英,远离矿床的硅岩、灰岩、砂岩和板岩,以及矿体附近的灰岩和硅岩(用于对比)。所有分析的样品,除含矿黄铁矿、热液早阶段形成的热液石英脉石英样品作单矿物铅同位素组成分析外,其它样品均作全岩铅同位素组成分析。

## 3 铅同位素组成特征

各种样品的铅同位素组成分析结果详见表 1。从表中可看出如下特点:

(1)沉积岩类岩石铅同位素组成不稳定,有些样品中<sup>206</sup>Pb含量较高,<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 17.246—26.785,极值 9.512,<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 15.341—15.812,极值 0.471。说明有异常铅混入;

(2)花岗岩铅同位素组成相对稳定,比值变化范围小,<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 19.028—19.241,极值 0.213,<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 15.278—15.357,极值 0.079。表明铅来源稳定,围岩铅同位素组成对其影响不明显;

(3)热液石英铅同位素组成也相对较稳定,<sup>206</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 19.131—19.911,极值 0.780,而<sup>207</sup>Pb/<sup>204</sup>Pb 15.250—15.653,极值 0.403。其比值变化与地层岩石有明显差异,而与花岗岩较

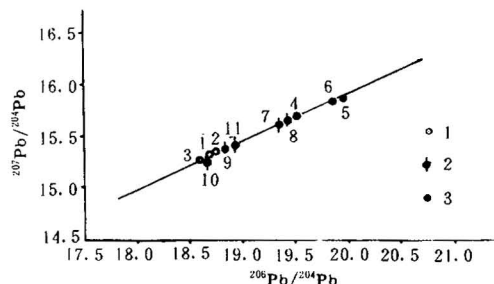


图 1 花岗岩、热液石英、含矿黄铁矿铅同位素组成图解  
(图中点号见表 1)

Fig. 1 Lead isotopic ratio diagram of the granite, hydrothermal quartz and U-bearing pyrites  
(Numbers of dots in this figure same as Table 1)  
1—花岗岩; 2—热液石英; 3—含矿黄铁矿  
1—Granite; 2—hydrothermal quartz;  
3—U-bearing pyrite

① 何明友. 若尔盖铀成矿带构造-岩浆活化成因模式. 成都理工学院博士学位论文, 1993. 26—29 页.

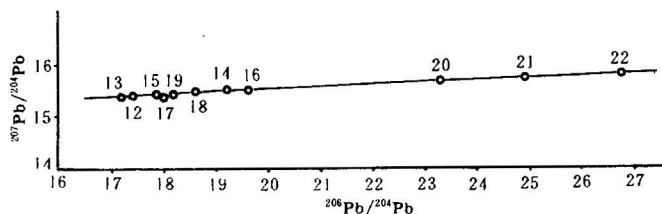


图2 地层岩石铅同位素组成图解

(图中点号见表1)

Fig. 2 Lead isotopic ratio diagram of the sedimentary rocks

(Numbers of dots in this figure same as Table 1)

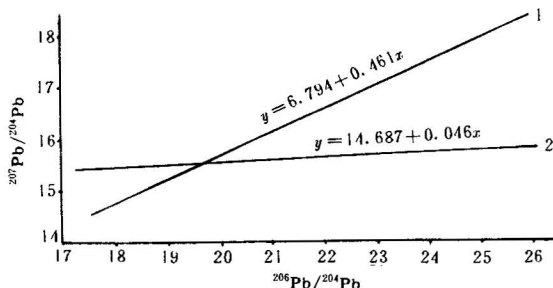
图3 地层岩石及花岗岩-热液石英-含矿黄铁矿  
铅同位素组成拟合直线

Fig. 3 Regressing lines of lead isotopic ratios for both the sedimentary rocks and the granite-hydrothermal quartz-U-bearing pyrites

1—花岗岩-热液石英-含矿黄铁矿; 2—地层岩石

1—Granite-hydrothermal quartz-U-bearing pyrites;

2—sedimentary rocks

矿黄铁矿铅同位素组成的相关系数  $r=0.9926$ , 斜率为  $0.461$ , 三者铅同位素组成具有很好的线性关系(图1)。地层岩石铅同位素组成的相关系数  $r=0.9845$ , 斜率为  $0.04648$ , 也具有很好的线性关系(图2), 但其演化趋势与前三者明显不同。从图3中可以看出, 花岗岩-热液石英-含矿黄铁矿铅同位素组成与地层岩石铅同位素组成所拟合的两条直线不重合, 两者之间有  $22^\circ$  的交角。表明矿石中的铀来自花岗岩, 即来自构造-岩浆岩而不是地层岩石。

## 4 结论

由上述研究结果, 可以得出如下结论:

(1) 由含矿热液早阶段形成的热液石英铅同位素组成, 既具有母源铅同位素组成特点, 又具有矿石铅同位素组成特征。因此, 热液石英铅同位素组成作为联系母源铅与矿石铅同位素组成的桥梁, 可以判别成矿物质来源。

接近。同时, 花岗岩铀含量远高于地层岩石(不包括弱矿化岩石)。说明热液石英铅的来源与花岗岩同源而与地层无关;

(4) 矿石中含矿黄铁矿与热液石英铅同位素组成类似,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  19.716—19.986, 极值 0.270,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  15.548—15.668, 极值 0.120。虽然相对富含放射性成因铅, 但铅同位素组成较稳定。其铅同位素比值具有高于花岗岩而略高于热液石英

的特点。显示出含矿黄铁矿、热液石英及花岗岩三者铅同位素组成很可能具有成因联系。

就表中所列铅同位素组成分析结果而言, 从地层岩石、花岗岩、热液石英及含矿黄铁矿铅同位素组成变化特点可看出, 地层岩石铅同位素比值变化范围相对较大, 而花岗岩、热液石英及含矿黄铁矿铅同位素比值变化范围相对较小。有意义的是, 热液石英铅同位素比值高于花岗岩, 而含矿黄铁矿铅同位素比值则又相对高于热液石英, 表明这三者铅同位素有同源可能性。

为了进一步证实这一推测, 对花岗岩、热液石英及黄铁矿铅同位素组成及地层各类岩石铅同位素组成进行了回归分析和线性拟合。结果表明, 花岗岩、热液石英、含

(2) 通过该区矿床中热液石英铅同位素组成与母源铅及矿床铅同位素的详细研究,花岗岩、热液石英、含矿黄铁矿铅同位素组成具有很好的线性演化关系,表明矿床成矿物质来源于花岗岩,即构造-岩浆岩而不是地层岩石。

(3) 这种研究方法能有效避免地质多解性,从而可以用来探讨那些成矿物质来源难以确定的非放射性矿床。

### 参 考 文 献

- 1 北京铀矿地质研究所. 碳硅泥岩型铀矿床文集. 北京:原子能出版社, 1982: 1—40 页.
- 2 毛裕年等. 西秦岭硅灰泥岩型铀矿. 北京:地质出版社, 1991. 102—103 页.
- 3 何明友. 西秦岭铀矿床成矿环境与围岩物理力学性质关系. 矿物学报, 1995, 15(2): 216—22.
- 4 杨华等. 青藏高原东部航磁特征及其与构造成矿带的关系. 北京:地质出版社, 1991. 51—81 页, 123—125 页.
- 5 沈渭洲. 稳定同位素地质. 北京:原子能出版社, 1987. 337—398 页.
- 6 范嗣昆. 同位素地质年龄. 北京:科学出版社, 1975. 9—23 页.
- 7 地质矿产部宜昌地质研究所. 铅同位素地质研究的基本问题. 北京:地质出版社, 1979, 55—156 页.
- 8 Fourie G. Principles of isotope geology. New York: Pengamon Company, 1977. 156—211.

## LEAD ISOTOPIC COMPOSITION OF QUARTZ IN HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

He Mingyou

Jin Jingfu

(*Institute of Geochemistry, Academia Sinica, Guiyang, Guizhou*) (*Chengdu Institute of Technology, Chengdu, Sichuan*)

### Abstract

The writers have studied the Pb isotopic composition of quartz in hydrothermal quartz veins in the Zoigê uranium deposit, and regard Pb isotopic ratios of quartz as a bridge linking up the Pb isotopic of the composition parent rocks with that of ores to determine the source of U. The results indicate that the Pb isotopic composition of the quartz in the deposit has a relationship of linear evolution with the Pb isotopic compositions of U-bearing pyrite and intermediate-acid tectonomagmatic granite. So the writers advance a new view that U in hydrothermal ore solutions was derived from intermediate-acid tectonomagmatic rocks rather than stratigraphic rocks, and propose the possibility of using the Pb isotopic composition of hydrothermal quartz to distinguish the sources of ore elements of non-radioactive deposits.

**Key words:** uranium deposits, hydrothermal quartz, Pb isotopic composition, determination of U source

### 作 者 简 介

何明友,男,副教授,四川省崇州市人,生于1954年8月。1977年毕业于成都地质学院核原料与核技术工程系,1993年于成都理工学院获博士学位。现在中国科学院地球化学研究所从事博士后研究。通讯地址:贵阳市观水路73号中国科学院地球化学研究所,邮政编码:550002。