

下庄铀矿田成矿古水热系统的 同位素研究及其应用^①

刘金辉

(华东地质学院, 江西临川 344000)

提 要 在分析下庄铀矿田成矿地质背景的基础上, 对该矿田矿物和包体水的氢、氧同位素组成, 岩石蚀变体系的氧同位素组成, 沥青铀矿的铅同位素组成和方解石的碳同位素组成进行了较为系统的研究。研究结果表明, 成矿期下庄铀成矿热液的氢、氧同位素组成具有已发生明显“氧漂移”的大气降水同位素特征; 与岩石相互作用的古地下水具有低 $\delta^{18}\text{O}$ 值; 不同水/岩比值条件下大气降水与岩石同位素交换平衡的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算值与成矿期铀成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相吻合。沥青铀矿中的初始铅属地壳放射成因。方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值 ($-6.071\text{‰} \sim -9.228\text{‰}$ (PDB)) 正好位于岩浆碳或深源变质碳范围。由此得到下庄铀成矿古水热系统的水源属大气降水成因, 铀主要来自围岩, 矿化剂 (CO_2) 来自深部岩浆源或变质碳的结论。

关键词 成矿古水热系统 同位素 下庄铀矿田

1 下庄铀矿田地质背景

下庄矿田位于贵东花岗岩体东部, 是我国最大的花岗岩型铀矿田之一。该区中生代受燕山运动的影响, 岩浆活动异常强烈, 成为一地温梯度较高、热水活动强烈的地热异常区。矿田主体岩石花岗岩具有岩浆分异完善、构造发育、铀矿化明显等特点。矿田地质构造以断裂为主。近东西向和北北东向断裂是矿田内导矿、储矿的主要构造, 铀矿床一般产于这两组构造交汇部位。成矿期, 构造变动和岩浆活动较弱, 地壳处于扩张环境, 断裂发育, 为铀的汲取, 深部气体的上升, 创造了极为有利的条件。主要矿化类型有沥青铀矿-灰色微晶石英型、沥青铀矿-红色微晶石英型、沥青铀矿-黑色微晶石英型。水热蚀变有硅化、黑云母化、白云母化、绿泥石化等。

2 下庄铀矿田同位素特征

2.1 氢、氧同位素组成

下庄铀成矿古水热系统氢、氧同位素组成的确定是根据对含氧矿物(石英、方解石)先测定

^① 收稿日期: 1997-03-31 改回日期: 1997-05-29

其矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,然后再根据水-矿物同位素分馏平衡方程计算出水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,对不含氧矿物(萤石)则直接测定矿物包体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。 δD 值采用直接测定法。测定和计算结果列于表 1。由表 1 可知,同位素平衡交换后下庄铀成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于 $+6.90\text{‰}\sim-9.80\text{‰}$ (SMOW) 之间。其中成岩期 $+6.90\text{‰}$, 矿前期 $+6.21\text{‰}\sim-2.41\text{‰}$, 成矿期 $+1.43\text{‰}\sim-6.54\text{‰}$, 矿后期为 $+1.16\text{‰}\sim-9.80\text{‰}$ 。 δD 值介于 $-30\text{‰}\sim-85\text{‰}$ 之间。

矿田内广泛发育的水热蚀变是水(成矿热液)与岩石相互作用的产物。为确定岩石蚀变体系氧同位素变化特征,笔者选择了矿田内一典型蚀变带剖面,分别测试了新鲜岩石和蚀变岩石的氧同位素组成(表 2)。从中可知,新鲜花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+8.7\text{‰}\sim+12.4\text{‰}$, 蚀变花岗岩为 $+7.0\text{‰}\sim+7.8\text{‰}$, 很明显,花岗岩蚀变后,其 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低。

表 1 下庄矿田包体水氢、氧同位素组成

Table 1 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of inclusion in Xia Zhuang field

序号	样号	样品名称	采样地点	$\delta^{18}\text{O}_{\text{矿物}}(\text{‰})$ (SMOW)	温度 ($^{\circ}\text{C}$)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}(\text{‰})$ (SMOW)	$\delta\text{D}_{\text{水}}(\text{‰})$ (SMOW)	计算 方程	阶段
1	OS-1	石英	330 矿床	+12.21	350	+6.90		[1]	成岩期
2	OS-3	石英	330 矿床	+13.10	300	+6.21		[1]	矿前期
3		石英	333 矿床	+8.50	213	-2.41	-72	[1]	矿前期
4	040	石英	339 矿床	+10.1	340	+4.51		[1]	矿前期
5		萤石	335 矿床				-69		成矿期
6		萤石	下庄 CK215				-81		成矿期
7		萤石	330 矿床				-54		成矿期
8	OS-4	石英	下庄断裂带	+2.28	253	-6.54	-85	[1]	成矿期
9	XW014	萤石	330 矿床			-1.52	-39.20		成矿期
10	XW010	石英	330 矿床			-4.56	-30.30		成矿期
11	XW026	石英	330 矿床			-4.13	-33.50		成矿期
12	074	方解石	339 矿床	+11.5	180	+1.43		[2]	成矿期
13	015	石英	339 矿床	+10.2	200	+1.16		[1]	矿后期
14	CS-2	方解石	335 矿床	+9.626	100	-6.965		[2]	矿后期
15	CS-3	方解石	330 矿床	+6.791	100	-9.80		[2]	矿后期

注：(1)序号 3、8 引自北京三所,序号 14、15 引自胡瑞忠(1987),339 矿床数据引自王学成(1986),序号 9、10、11 由地矿部宜昌地质研究所测试(1994)

(2)计算方程：[1] $1000\ln d_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (据 Clayton, 1972)

[2] $1000\ln d_{\text{方解石-水}} = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$ (据 O'Neil, 1969)

表 2 下庄矿田岩石蚀变体系的 $\delta^{18}\text{O}$ 值

Table 2 The $\delta^{18}\text{O}$ values of rock-altered system in Xia Zhuang field

序号	样号	取样地点	样品名称	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ (SMOW)
1	XF-01	330 矿床	新鲜花岗岩	9.0
2	XF-02	330 矿床	新鲜花岗岩	8.7
3	XW015	330 矿床	弱蚀变花岗岩	7.4
4	XW017	330 矿床	强蚀变花岗岩	7.0
5	XW020	330 矿床	矿带	7.6
6	XW021	330 矿床	弱蚀变花岗岩	7.8
7	XX-01	330 矿床	新鲜花岗岩	9.0
8	-		二云母花岗岩	12.4*

注：* 数据引自王学成(1986)

2.2 铅同位素组成

下庄矿田部分矿床沥青铀矿铅同位素组成列于表 3。由表 3 可知,该矿田沥青铀矿²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb和²³⁸U/²⁰⁴Pb 比值分别位于 32.33~237.3 和 961~9484 之间。

表 3 下庄矿田沥青铀矿同位素组成
Table 3 Lead isotopic composition of pitchblende in Xiazhuang field

序号	取样位置	U (%)	Pb (%)	²⁰⁴ Pb (%)	²⁰⁶ Pb (%)	²⁰⁷ Pb (%)	²⁰⁸ Pb (%)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²³⁸ U/ ²⁰⁴ Pb
1	339	64.51	3.02	0.84	51.59	14.93	32.64	61.41	2182
2	339	70.18	1.28	0.55	67.10	11.28	21.08	122.0	8555
3	339	69.13	1.35	0.59	64.61	11.83	22.98	109.5	7448
4	337	62.00	1.70	0.33	78.31	8.81	12.56	237.3	9484
5	337	43.82	2.83	0.80	55.51	13.69	29.94	69.39	1660
6	337	28.51	1.00	0.42	71.20	10.39	17.99	169.52	5825
7	337	36.24	1.39	0.45	67.64	11.35	20.55	150.31	4972
8	331	72.46	2.87	0.95	44.53	16.56	37.96	46.87	2280
9	331	68.81	2.54	0.92	47.86	15.71	35.50	52.02	2527
10	331	69.93	2.349	0.93	47.15	15.87	36.05	50.70	2747
11	333	68.54	2.27	0.81	49.30	14.74	35.15	60.86	3199
12	335	70.94	2.09	0.90	44.96	16.21	37.93	49.96	3236
13	338	67.98	5.37	1.13	36.52	18.51	43.83	32.33	961

注:序号 1~4 和 13 引自王学成(1986)

2.3 碳同位素组成

下庄矿田方解石碳同位素组成引用部分学者(王学成,1986;胡瑞忠,1987)的研究成果(表 4),表 4 中 δ¹³C 值位于-6.071‰~-9.228‰(PDB)之间。

表 4 下庄矿田方解石碳同位素组成
Table 4 Carbon isotopic composition of calcite in Xiazhuang field

序号	样号	取样位置	矿物	δ ¹³ C(‰)(PDB)
1	8—8—mH	339 矿床	方解石	-7.111
2	016	339 矿床	方解石	-6.071
3	8—8—T	338 矿床	方解石	-8.257
4	074	333 矿床	方解石	-8.357
5	CS—3	330 矿床	方解石	-7.437
6	CS—4	330 矿床	方解石	-8.454
7	CS—5	330 矿床	方解石	-9.228

注:序号 1~4 引自王学成(1986),序号 5~7 引自胡瑞忠(1987)

3 下庄矿田成矿物质来源的同位素证据

热液铀矿床本质上是铀成矿古水热系统的形成产物,成矿物质来源包括:水源、铀源和矿化剂源。下面就从同位素角度对这三种来源进行探讨。

3.1 水的来源

水是成矿热液的主要成分,其来源可根据氢、氧同位素组成和水-岩相互作用原理来确定。如果将表1中有关数据投到 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系图上(图1),并标出岩浆水和变质水范围。可以看出,下庄铀成矿热液的氢、氧同位素组成位于已发生明显“氧漂移”的大气降水范围内,这与世界上许多现代高温热水的同位素组成(Craig,1966)相类似。

对岩石蚀变体系的氧同位素研究(表2)表明,水岩同位素交换后,岩石的 $\delta^{18}O$ 值具有较大幅度下降,这意味着与岩石作用的古地下水具有较低的 $\delta^{18}O$ 值。岩浆水、变质水氧同位素组成都大于+5‰(张理刚,1985,沈渭洲,1987),不可能成为成矿热液的主要水源。显然,古地下热水的 $\delta^{18}O$ 值应具有大气降水同位素特征。

此外,为了解大气降水、岩浆水对下庄铀矿田成矿古水热系统水源的贡献,笔者根据同位素平衡交换方程对下庄矿田不同水/岩比值,200℃(成矿期成矿热液温度平均值)条件下大气降水和岩浆水与岩石平衡交换后的 $\delta^{18}O$ 分别进行了计算(刘金辉,1995)(表5、表6),结果表明,大气降水与岩石同位素平衡交换后的 $\delta^{18}O$ 值为+1.53‰~-8.26‰,与成矿期下庄铀成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值(+1.43‰~-6.54‰)一致,而岩浆水与岩石在成矿条件下平衡交换后得到的热液 $\delta^{18}O$ 计算值(+7.22‰~+1.56‰)与铀成矿热液的 $\delta^{18}O$ 值并不吻合。很明显,岩浆水单独作为下庄矿田成矿热液的主要水源可能性较小。此外,用降水与岩浆水的混合来解释成矿热液的水源成因亦令人难以置信。(1)成矿、成岩时差太大。据统计,下庄矿田331、333、335矿床矿岩时差分别为89~113Ma、

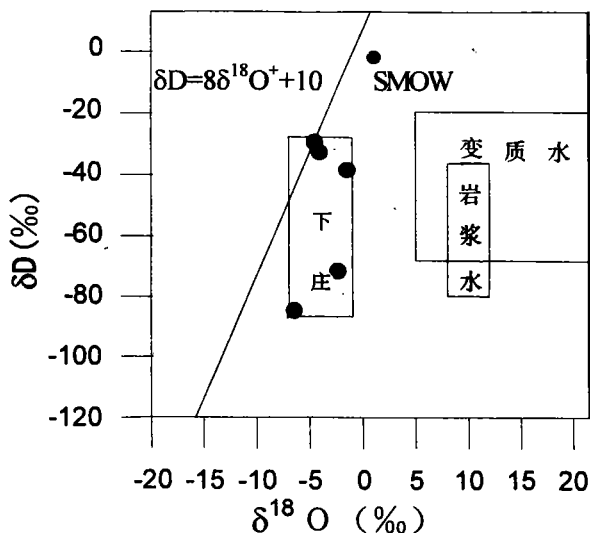


图1 下庄矿田热水溶液的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系图

Fig. 1 The $\delta D \sim \delta^{18}O$ Plot of hydrothermal solution in Xiazhuang field

85.5~109.5Ma 和 99~134.5Ma,成矿期,岩浆早以冷凝,冷凝期间由岩浆分异出来的岩浆水经过数十至上百个百万年的消耗,至成矿期已经耗尽,很难为成矿热液的形成提供水源。(2)要使成矿热液沉淀、富集形成下庄这样一个大型铀矿田,需要有一个长期的成矿过程(该矿田主成矿期为 86~59.5Ma),这个成矿过程必须依靠能长期不断获得补给的地下水循环系统来保证和维持,大气降水对地下水的补给恰好具备这一特征。而以静储量形式存在的岩浆水来维持则不太可能。可见,大气降水应为下庄铀成矿古水热系统的主要水源。

表 5 下庄矿田不同水/岩比值时降水-岩石同位素交换后热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值
Table 5 The $\delta^{18}\text{O}$ values of hydrothermal solution after meteoric water-rock isotope exchange in different condition of water/rock ratio in Xiazhuang field

$(\text{W/R})_{\text{H}}$	0.001	0.01	0.05	0.1	0.5	1.0	2.0	5.0	10.0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	+1.53	+1.35	+0.61	-0.17	-3.60	-5.32	-6.69	-7.81	-8.26

注: $(\text{W/R})_{\text{H}}$ 代表水/岩重量比。

表 6 下庄矿田不同水/岩比值时岩浆水-岩石同位素交换后热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值
Table 5 The $\delta^{18}\text{O}$ values of hydrothermal solution after magmatic water-rock isotope exchange in different condition of water/rock ratio in Xiazhuang field

$(\text{W/R})_{\text{H}}$	0.001	0.01	0.05	0.1	0.5	1.0	2.0	5.0	10.0
$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}(\text{‰})$	+1.56	+1.67	+2.09	+2.54	+4.53	+5.52	+6.31	+6.96	+7.22

3.2 铀的来源

下庄矿田铀成矿热液中铀的来源可根据沥青铀矿铅同位素组成来提供证据。将表 3 中数据进行 U-Pb 等时线处理即可得到不同矿床 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 相关关系式:

339 矿床:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=40.7+0.094^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \quad (\gamma=0.999) \tag{1}$$

$$\text{即 } (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0=40.7 \tag{2}$$

337 矿床:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.2+0.094^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \quad (\gamma=0.996) \tag{3}$$

$$\text{即 } (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0=39.2 \tag{4}$$

表 3 中其它矿床(338 除外)都位于矿田内近北北东向 102-石角围成矿带上,该成矿带 U-Pb 等时线为:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=23.5+0.094^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \quad (\gamma=0.91) \tag{5}$$

$$\text{即 } (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0=23.5 \tag{6}$$

以上方程中, γ 为相关系数, $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0$ 为矿物形成时带入的初始铅同位素比值。

铅同位素 U-Pb 等时线处理结果表明下庄矿田沥青铀矿初始铅同位素比值均属异常铅范围。339 矿床混入沥青铀矿中的初始铅同位素比值(40.7)远远大于成矿期的正常铅值(19.9); 337 矿床进入矿体初始铅同位素比值(39.2)亦明显大于成矿时期的正常铅值(14.0); 102-石角围成矿带沥青铀矿初始铅同位素比值(23.5)大于其正常铅值(18.04)。可见,下庄矿田沥青铀矿中的初始铅应属地壳放射成因,铀源应来自地壳岩石,即由围岩(花岗岩)活化而来。这与花岗岩铀浸出试验(王学成,1986)、稀土元素和矿岩时差分析(刘金辉,1995)所得到的结果相吻合。

3.3 矿化剂(CO_2)的来源

成矿古水热系统中矿化剂的存在是热液金属矿床形成的必要条件。弄清成矿溶液矿化剂来源,对进一步探讨成矿机制具有重要意义。 CO_2 是下庄铀矿田成矿热液中最重要矿化剂。由表 4 可知,矿田内方解石碳同位素组成为 $-6.071\text{‰} \sim -9.228\text{‰}$,正好位于岩浆源或深源变质碳(沈渭洲,1987)范围内。由于方解石脉中不存在石墨且方解石的 ^{13}C 值变化范围较小,故方解石碳同位素组成可近似代表热液的碳同位素组成。显然,下庄铀成矿热液中的 CO_2 主要为深部岩浆源或变质岩。至于 CO_2 的形成机制一方面可能与成矿期构造扩张背景条件下的地幔脱气和与成矿时间较为接近的中基性岩脉活动有关,另一方面亦可能是由于深部热液变质作用或岩浆分异作用所形成矿床中的变质 CO_2 通过断裂向外释放而进入深循环的古地下热水中所致。

4 结论

综上所述,运用同位素方法对下庄铀成矿古水热系统进行研究,可以得到以下认识。

(1)下庄铀矿田成矿古水热系统的氢、氧同位素组成具有大气降水同位素特征,与岩石进行同位素交换的古地下水具有低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值,不同水/岩比值条件下,计算得到的大气降水与岩石同位素平衡交换时的 $\delta^{18}\text{O}$ 值与下庄铀成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相吻合。成矿热液的水源应属大气降水成因。

(2)沥青铀矿铅同位素 U-Pb 等时线处理结果显示,下庄矿田进入沥青铀矿中的初始铅大于成矿期正常铅值,初始铅具有地壳放射成因特点,由此推论成矿热液的铀源主要来自地壳岩石(花岗岩)。

(3)矿田内方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值位于岩浆源或深源碳范围,进入热水溶液中的碳主要来源于深部幔源或深部变质成因碳。

参考文献

1. G 福尔. 同位素地质学原理. 科学出版社, 1983
2. 张理刚. 稳定同位素在地质科学中的应用. 陕西科学技术出版社, 1985
3. 沈渭洲. 稳定同位素地质. 原子能出版社, 1987
4. 胡瑞忠. 希望矿床铀成矿机制研究. 成都地质学院博士学位论文, 1987
5. 王学成. 贵东岩体地球化学特征. 南京大学硕士学位论文, 1986
6. Liu Jinhui, etc. Origin of water in the Xiazhuang fossil hydrothermal system, China. Proceeding of the 8Th international Symposium on water-rock interaction. 1995, 379—382
7. 刘金辉. 古水热系统与铀成矿关系研究—以广东下庄、江西相山铀矿田为例. 华东地质学院硕士学位论文, 1995

ISOTOPIC STUDY AND APPLICATION OF THE ORE-FORMING FOSSIL HYDROTHERMAL SYSTEM IN XIAZHUANG URANIUM FIELD

Liu Jinhui

(East China Geological Institute Lin chuan Jiangxi 344000)

Abstract

On the basis of analysis for ore-forming geological setting in xiazhuang field, the author systematically studies hydrogen and oxygen isotopic compositions of mineral and inclusion, oxygen isotopic composition of rock alteration system, lead isotopic composition of pitchblende and carbon isotopic composition of pitchblende and carbon isotopic composition of calcite. The results suggest that δD and $\delta^{18}O$ values of uranium ore-forming hydrothermal solution in minerlization epoch are characteristic of the isotope for meteoric water with obvious "oxygen drift". Before interacting with rock, the ancient underground water has low $\delta^{18}O$ value. The initial lead in pitchblende belongs to radioactive origin from crust. The $\delta^{13}C$ values in calcite ($-6.071 \sim -9.228\%$ (PDB)) are just in the range of magmatic or deep metamorphic carbon. Therefore, The water source, uranium source and mineralizer source should derive from meteoric water, surrounding rock and deep magmatic or metamorphic carbon respectively.

KEY WORDS ore-forming fossil hydrothermal system isotope Xiazhuang uranium field