

同位素方法在下庄花岗岩型 铀矿床研究中的应用

刘金辉^①

(华东地质学院, 江西临川 34400)

内容提要 在分析下庄铀矿田成矿地质背景的基础上, 运用氢氧铅碳同位素对该矿田铀成矿热液和成矿物质来源进行了研究和探讨。研究结果表明, 下庄矿田铀成矿热液的水源属大气降水成因, 铀主要来自花岗岩, 矿化剂(CO_2)来自深部岩浆源或变质成因碳。

关键词 花岗岩型 同位素 热液铀矿床 下庄

1 地质背景

下庄矿田位于华南某花岗岩体东部。为一典型花岗岩型铀矿田。该区中生代因受燕山运动和太平洋板块扩张影响, 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 EW 向和 NNE 向断裂是矿田内导矿、储矿的主要构造, 来自补给区经深循环加热的成矿热液沿 EW 向断裂进入矿田后, 再沿 NNE 向断裂由深部上升至地表(刘金辉, 1995), 铀矿床一般产于这两组构造交汇部位。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 同位素组成

2.1 氢、氧同位素 下庄矿田铀成矿热液氢、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。矿物包体水中的 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 $+6.90 \sim -9.80\text{‰}$ (SMOW) 之间。其中成岩期 $+6.90\text{‰}$, 矿前期 $+6.21$

^① 收稿日期: 1997-04-08 改回日期: 1997-05-21

作者简介: 刘金辉, 男, 1961 年 8 月生, 1982 年 7 月毕业于武汉地质学院(现中国地质大学), 1995 年获硕士学位, 水文地质与工程地质, 副教授。

~-2.41‰,成矿期+1.43~-6.54‰,矿后期为+1.16~-9.80‰。 δD 值介于-30~-85‰之间(平均-56‰)。

矿田内广泛发育的水热蚀变是水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,笔者分别测试了新鲜岩石和蚀变岩石的氧同位素组成(表2)。从表2可知,新鲜花岗岩 $\delta^{18}O$ 值为+8.7~+12.4‰,蚀变花岗岩为+7.0~+7.8‰。显然,花岗岩蚀变后,其 $\delta^{18}O$ 值明显降低。

表 1 下庄矿田包体水氢、氧同位素组成

Table 1 Hydrogen & oxygen isotopic compositions of inclusions in Xia Zhuang ore field

序号	样号	样品名称	采样地点	$\delta^{18}O_{\text{矿物}}(\text{‰})$ (SMOW)	温度 ($^{\circ}C$)	$\delta^{18}O_{\text{水}}(\text{‰})$ (SMOW)	$\delta D_{\text{水}}(\text{‰})$ (SMOW)	计算 方程	备注
1	OS-1	石英	330 矿床	+12.2	350*	+6.90		(1)	成岩期
2	OS-3	石英	330 矿床	+13.1	300*	+6.21		(1)	矿前期
3		石英	333 矿床	+8.5	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	H-220	石英	下庄断裂带	+2.3	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	335 矿床	+11.6	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-3	方解石	330 矿床	+6.8	100	-9.80		(2)	矿后期

注:1)序号1-3,5-8引自北京铀矿地质研究所(1982)。序号14引自胡瑞忠,339 矿床数据引自王学成(1986)。序号9-11 由地矿部宜昌地质研究所(韩友科等)测试(1994)。

2)*代表均一温度 **代表爆裂温度

3)计算方程:(1) $1000\text{Ln}\alpha_{\text{石英-水}}=3.38\times10^6T^{-2}-3.40$ (200-500 $^{\circ}C$) (据 Clayton, 1972)^[1]

(2) $1000\text{Ln}\alpha_{\text{方解石-水}}=2.78\times10^6T^{-2}-3.39$ (0-500 $^{\circ}C$) (据 O'Neil, 1969)

表 2 下庄矿田岩石蚀变体系的 $\delta^{18}O$

Table 2 $\delta^{18}O$ values of rocks for alteration system in Xia Zhuang ore field

序号	样号	取样地点	样品名称	$\delta^{18}O(\text{‰})$ (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	铀矿带	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),其余样品由地矿部矿床地质研究所测定(1994)

2.2 铅同位素 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,U-Pb

同位素年龄为 62—197Ma。

表 3 下庄矿田沥青铀矿铅同位素组成

Table 3 Lead isotopic compositions of pitchblende in Xiazhuang ore field

序 号	取样 位置	U %	Pb %	铅同位素组成(%)				²⁰⁶ Pb/	²³⁸ U/	U - Pb
				²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁴ Pb	²⁰⁴ Pb	年龄(Ma)
1	339	64.51	3.02	0.84	51.59	14.93	32.64	61.4	2182	125
2	339	70.18	1.28	0.55	67.10	11.28	21.08	122.0	8555	77
3	339	69.13	1.35	0.59	64.61	11.83	22.98	109.5	7448	78
4	337	62.00	1.70	0.33	78.31	8.81	12.56	237.3	9484	146
5	337	43.82	2.83	0.80	55.51	13.69	29.94	69.4	1660	197
6	337	28.51	1.00	0.42	71.20	10.39	17.99	169.5	5825	162
7	337	36.24	1.39	0.45	67.64	11.35	20.55	150.3	4972	163
8	331	72.46	2.87	0.95	44.53	16.56	37.96	46.9	2280	79
9	331	68.81	2.54	0.92	47.86	15.71	35.50	52.0	2527	86
10	331	69.93	2.349	0.93	47.15	15.87	36.05	50.7	2747	78
11	333	68.54	2.27	0.81	49.30	14.74	35.15	60.9	3199	84
12	335	70.94	2.09	0.90	44.96	16.21	37.93	50.0	3236	62
13	338	67.98	5.37	1.13	36.52	18.51	43.83	32.3	961	91.1

注:序号 1—4 和 13 引自王学成(1986),其余数据引自 293 大队(1981)

2.3 碳同位素

下庄矿田方解石碳同位素组成引用部分学者^[2,3]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 compositions of calcite in Xiazhuang ore 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 引自北京铀矿地质研究院(1985),序号 5—7 引自胡瑞忠(1987)

3 成矿物质来源探讨

热液铀矿床本质上是古热水溶液与岩石相互作用的形成产物,研究其成矿物质来源(水源、铀源和矿化剂源)对探讨矿床成因具有重要意义。

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 δD-δ¹⁸O 关系图上(图 1),并绘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)基本一致。

对岩石蚀变体系的氧同位素研究(表 2)可以清楚地看到,水岩同位素交换后,岩石的

$\delta^{18}\text{O}$ 值具有较大幅度下降,这表明与岩石相互作用的古地下水具有较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。岩浆水、变质水氧同位素组成都大于 +5‰^[4],不可能成为成矿热液的主要水源。很明显,古地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值应具有大气降水同位素特征。

据物质平衡原理,水-岩相互作用时同位素交换方程可写为 (Taylor, 1974):

$$W \cdot \delta_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{i}18\text{O}} + R \cdot \delta_{\text{R}}^{\text{i}18\text{O}} = W \cdot \delta_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{f}18\text{O}} + R \cdot \delta_{\text{R}}^{\text{f}18\text{O}} \dots\dots\dots (1)$$

式中, i, f 分别代表初始值和交换后的终值,由(1)式变换可以得到:

$$W/R = (\delta_{\text{R}}^{\text{f}18\text{O}} - \delta_{\text{R}}^{\text{i}18\text{O}}) / [\delta_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{i}18\text{O}} - (\delta_{\text{R}}^{\text{f}18\text{O}} - \Delta)] \dots\dots\dots (2)$$

式中, W/R 为水岩原子比, Δ 是以斜长石 ($\Delta_{\text{n}}=30$) 近似为全岩时的岩-水同位素分馏值 (O'Neil 等, 1967):

$$\Delta_{\text{岩-水}} = R \cdot \delta_{\text{R}}^{\text{f}18\text{O}} - \delta_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{i}18\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{长石}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{水}} = 2.68 \times 10^6 \text{T}^{-2} - 3.53 \dots\dots\dots (3)$$

由于中生代大陆地区降水的 δD 值比现代约年轻 20‰^[5], 且下庄矿田冷水 δD 值为 41 - 43‰, 成矿期成矿热液的平均 δD 值为 -56‰ (表 1)。为此, 我们有理由认为, 下庄地区成矿期大气降水的 δD 值约为 -60‰ 左右。若将该值代入 Craig 降水线方程 ($\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$), 即可得到成矿热液的初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -8.75‰ (SMOW)。因而, 取 $\delta_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{i}18\text{O}} = -8.75\text{‰}$, $\text{T} = 200^\circ\text{C}$ (成矿期温度平均值), $\delta_{\text{R}}^{\text{i}18\text{O}} = +10\text{‰}$ (表 2 中未蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值)。水岩比以重量比 (W/R)_H 表示 (W/R)_H = 0.5W/R, 取其值为 0.001 - 10。将这些数据代入公式 (2)、(3), 即可以得到不同水岩比值条件下大气降水与岩石交换后再平衡热液流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化特征 (图 2)。此外, 为评价岩浆水对成矿热液的可能贡献, 取 $\delta_{\text{R}}^{\text{i}18\text{O}} = +7.5\text{‰}$ (岩浆水的氧同位素组成)、 $\delta_{\text{R}}^{\text{i}18\text{O}} = +10\text{‰}$, 按公式 (2)、(3) 计算, 可以得到不同 (W/R)_H 比值下, 岩浆水-岩石平衡交换后热液 $\delta^{18}\text{O}$ 值演化特征 (图 2)。由图 2 可以清楚地看出, 成矿期下庄铀成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (+1.43 - -6.54‰) 正好位于大气降水与岩石同位素平衡交换后的 $\delta^{18}\text{O}$ 计算值 (+1.53 - 8.26‰) 范围内, 而岩浆水与岩石平衡交换后得到的热液 $\delta^{18}\text{O}$ 计算值 (+7.22 - +1.56‰) 与铀成矿热液的 $\delta^{18}\text{O}$ 值并不吻合。显然, 大气降水与岩石相互作用完全可以演化成下庄铀成矿热液。综上所述, 笔者认为, 下庄铀矿田成矿热液的水源主要为大气降水^[6]。

3.2 铀的来源 铀成矿热液中铀的来源可根据沥青铀矿铜同位素组成来判断。将表 3 中数据进行 U-Pb 等时线处理可得到不同矿床 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 相关关系式:

339 矿床: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 40.7 + 0.094 \quad ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \quad (\gamma = 0.999) \dots\dots\dots (4)$

227 矿床: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39.2 + 0.094 \quad ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} \quad (\gamma = 0.996) \dots\dots\dots (5)$

表 3 中其它矿床 (338 除外) 都位于矿田内近 NNE 向的 102-石角围成矿带上, 该成矿

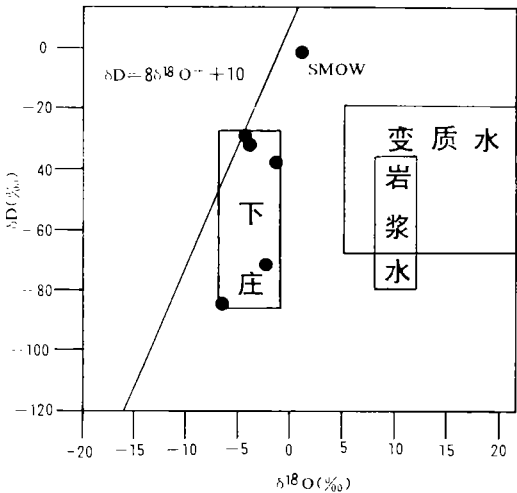


图 1 下庄矿田热水溶液的 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ 关系图

Fig.1 $\delta\text{D} - \delta^{18}\text{O}$ diagram of hydrothermal solutions in Xiaozhuang ore field

带 U—Pb 等时线为:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 23.5 + 0.094 \quad ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$$

($\gamma = 0.91$) (6)

以上公式中, γ 为相关系数。

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所得到的结果相吻合。

3.3 CO₂ 来源 CO₂ 是下庄铀矿田成矿热液中最重要矿化剂。对铀的溶解、迁移和沉淀起到控制作用。对其来源可运用碳同位素来研究。表 4 给出了下庄矿田方解石的碳同位素组成,从中可知,方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ (−6.071~−9.228‰ (PDB))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 $\delta^{13}\text{C}$ 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。从而为铀成矿热液中的 CO₂ 主要属深部岩浆源或变质碳成因提供了同位素证据。关于 CO₂ 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气床中的变质 CO₂ 向外释放而进入铀成矿热液中的结果。

4 主要认识

- (1)下庄矿田铀成矿热液的氢、氧同位素组成位于已明显“氧飘移”的大气降水同位素特征,与岩石相互作用的古地下水具有大气降水同位素特征,不同 W/R 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 $\delta^{18}\text{O}$ 计算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 等时线处理结果表明,下庄矿田进入沥青铀矿中的初始铅大于成矿期正常铅值,初始铅因具有地壳放射成因特点,成矿热液的铀源应主要来自花岗岩。
- (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有可能属

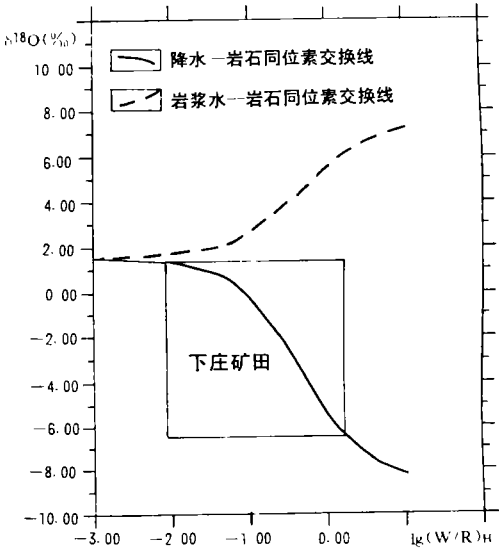


图 2 200℃时,降水、岩浆与岩石同位素交换后的 $\delta^{18}\text{O}$ -lg(W/R)_H 演化图

Fig. 2 Diagram showing $\delta^{18}\text{O}$ -lg(W/R)_H evolution after isotopic exchange among meteoric water, magmatic water and rock at 200℃

深部岩浆源(幔源)或深部变质成因。

5 参考文献

- 1 G. 福尔. 同位素地质学原理. 北京:科学出版社,1983
- 2 王学成. 贵东岩体地球化学特征. 南京大学硕士学位论文,1986
- 3 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
- 4 沈渭洲. 稳定同位素地质. 北京:原子能出版社,1987
- 5 张理刚. 成岩成矿理论与找矿. 北京,北京工业大学出版社,1989
- 6 Liu Jinhui etc. Origin of water in the Xiazhuang fossil hydrothermal system, China, Proceeding of the 8th International Symposium on Water-Rock Interaction, Netherlands A. A. Balkema Publishers 1995. 379 - 382

APPLICATION OF ISOTOPIC METHODS IN THE STUDY ON XIAZHUANG GRANITE TYPE HYDROTHERMAL URANIUM DEPOSITS

Liu Jinhui

(*East China Geological Institute Lin chuan, Jiangxi 344000*)

Abstract

On the basis of analysis of geological setting for the formation of Xiazhuang uranium ore field, the study and approach on ore-forming hydrothermal solution and material source the ore field are carried out by using of hydrogen, oxygen, lead and carbon isotopic methods.

The research results suggest that the water source, uranium source and mineralizing agent (CO_2) should mainly derive from meteoric water, granite mass and deep magmatic or metamorphic carbon, respectively.

Key words granite type isotope hydrothermal U-deposit Xiazhuang