

砂岩铀矿成矿过程与氧化还原分带：铀系不平衡证据

孙占学¹, 刘金辉¹, 朱永刚², 张 文¹

1. 东华理工学院地球科学系, 江西抚州 344000

2. 江西省核工业地质局, 江西南昌 330046

摘要: 铀系不平衡技术被用来研究新疆伊犁盆地库捷尔太砂岩型铀矿床的氧化还原分带和成矿过程。取自该矿床的26个样品的铀、钍含量以及 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 、 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 活度比值分别用ICP-MS和 α 能谱仪进行了测量。不同氧化还原带岩石的铀、钍含量和钍/铀比明显不同: 强氧化带岩石的U、Th含量和Th/U比分别为12.4 $\mu\text{g/g}$ 、4.5 $\mu\text{g/g}$ 和0.48; 弱氧化带分别为20.4 $\mu\text{g/g}$ 、5.0 $\mu\text{g/g}$ 和0.38; 过渡带(矿化带)分别为169.7 $\mu\text{g/g}$ 、4.7 $\mu\text{g/g}$ 和0.07; 还原带(未蚀变带)分别为6.8 $\mu\text{g/g}$ 、3.7 $\mu\text{g/g}$ 和0.87。其同位素特征亦有明显差异: 氧化带岩石 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 大多大于1, 过渡带(矿化带)岩石部分大于或等于1, 部分小于1, 还原带(未蚀变带)岩石大多大于1; 氧化带岩石 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 大多大于1, 过渡带(矿化带)岩石大多小于或等于1, 还原带(未蚀变带)岩石大多大于1。这可作为砂岩型铀矿床矿体定位的指示剂。铀系不平衡特征还示踪了该矿床的成矿作用过程。

关键词: 铀系不平衡; 砂岩铀矿; 伊犁盆地。

中图分类号: P619.1

文章编号: 1000-2383(2004)02-0224-07

收稿日期: 2003-07-12

Ore-Forming Process and Redox Zoning of Sandstone-Type U Deposits: Evidence from U Series Disequilibrium

SUN Zhan-xue¹, LIU Jin-hui¹, ZHU Yong-gang², ZHANG Wen¹

1. Earth Science Department, East China Institute of Technology, Fuzhou 344000, China

2. Jiangxi Provincial Nuclear Geological Bureau, Nanchang 330046, China

Abstract: Uranium series disequilibrium techniques were used to provide information on the redox zoning and ore-forming processes of the Kujie'ertai uranium deposit, Yili basin, Xinjiang, NW China. The uranium and thorium contents and the activity ratios of $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ for about 26 samples from the deposit were measured using ICP-MS and α -spectrometer respectively. The characteristics of uranium and thorium isotopes for different redox zones are significantly different, which can serve as indicators for locating ore-bodies of the sandstone-type uranium deposit. The U and Th concentrations and Th/U ratios of rocks are 12.4 $\mu\text{g/g}$, 4.5 $\mu\text{g/g}$ and 0.48 for the strongly oxidized zone, 20.4 $\mu\text{g/g}$, 5.0 $\mu\text{g/g}$ and 0.38 for the weakly oxidized zone, 169.7 $\mu\text{g/g}$, 4.7 $\mu\text{g/g}$ and 0.07 for the transitional zone (the mineralized zone), 6.8 $\mu\text{g/g}$, 3.7 $\mu\text{g/g}$ and 0.87 for the reduced zone (the unaltered zone) respectively. These different redox zones also present different ratios of radioactive nuclides for various samples. The $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ratios are mostly greater than 1 for the strongly oxidized zone, partly greater or less than 1 and partly close to 1 for the redox front (the mineralized zone), and predominantly greater than unity for the reduced zone (the unaltered zone) respectively. While the ratios of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ are greater than or close to unity for the oxidized zone, partly greater than 1 and partly less than or close to 1 for the redox front (the mineralized zone), and greater than or close to unity for the reduced zone (the mineralized zone). The uranium ore-formation processes in the deposit are traced effectively by U series disequilibrium.

Key words: uranium series disequilibrium; sandstone-type uranium deposit; Yili basin.

基金项目: 中国核工业科学基金项目(Y7190R1801)。

作者简介: 孙占学(1962-), 男, 教授, 主要从事成矿水文地球化学、地热学、环境水文地质等方面的教学、科研工作。

E-mail: zxsun@ecgi.jx.cn.

0 引言

天然铀主要有 3 种同位素²³⁸U、²³⁵U 和²³⁴U,其丰度分别为 99.28%,0.71%和 0.006%,而半衰期则分别为 4.51×10^9 a、 7.1×10^8 a 和 2.44×10^5 a。²³⁵U 与²³⁸U 都是母体同位素,其化学性质与活泼程度相似,故它们的分离程度很小,可视为基本上不分离的同位素。因而,在研究铀同位素比值时,主要是指 ²³⁴U/²³⁸U。钍有 6 个同位素 (²³⁴Th、²³⁰Th、²³¹Th、²²⁷Th、²³²Th、²²⁸Th)。其中以 ²³⁰Th 和²³²Th 最为重要。

由于钍和 U⁴⁺ 在地下水中基本不溶解,而 U⁶⁺ 较易溶于水;²³⁴U 相对于²³⁸U 将从矿物表面优先失去,长寿命的铀系核素在水-岩作用过程中容易形成放射性不平衡(Ivanovich and Harmon, 1982; 史维浚, 1990; Scott *et al.*, 1992)。对这种放射性不平衡进行测量,已成为研究砂岩型铀矿床形成机制与矿体定位的一种行之有效的办法(Osmond *et al.*, 1983; Vogel, 1999; Dawood, 2001; Sun *et al.*, 2001, 2002)。

新疆维吾尔自治区著名的产铀盆地伊犁盆地铀资源勘查活动一直很活跃,并且有中国最大的地

浸铀矿山之一的伊犁铀矿,该矿山已运营了 10 年之久。为了研究该盆地铀成矿作用过程和为矿体的定位提供依据,对产于该盆地的库捷尔太铀矿床进行了铀系不平衡研究。

1 矿床地质特征

库捷尔太铀矿床(又称 512 铀矿床)位于新疆伊犁盆地南缘斜坡带西段(图 1),属伊犁地区察布查尔自治县琼博拉乡行政区域,西邻哈萨克斯坦共和国。

伊犁盆地基底为石炭系—二叠系中酸性火山岩及海西期花岗岩,其上不整合覆盖有中—上三叠统小泉沟群(T_{2+3,xq})和中—下侏罗统水西沟群(J_{1-2,sh})的河湖相含矿岩系,最上面覆盖有盆地萎缩期形成的第三系和第四系。盆地从南到北大致可分为 3 个构造单元,即南部斜坡带、中部坳陷带和北部断隆带。伊犁河断裂大致沿伊犁河呈近东西向横穿中部坳陷带,该断裂构成了盆地南缘地下水的区域排泄带。该区构造与铀矿床成矿关系密切:(1)矿床位于蚀源区山前斜坡地带,含矿岩层为缓倾斜的单斜构造;(2)区域排泄源和局部排泄源一般都受控于构

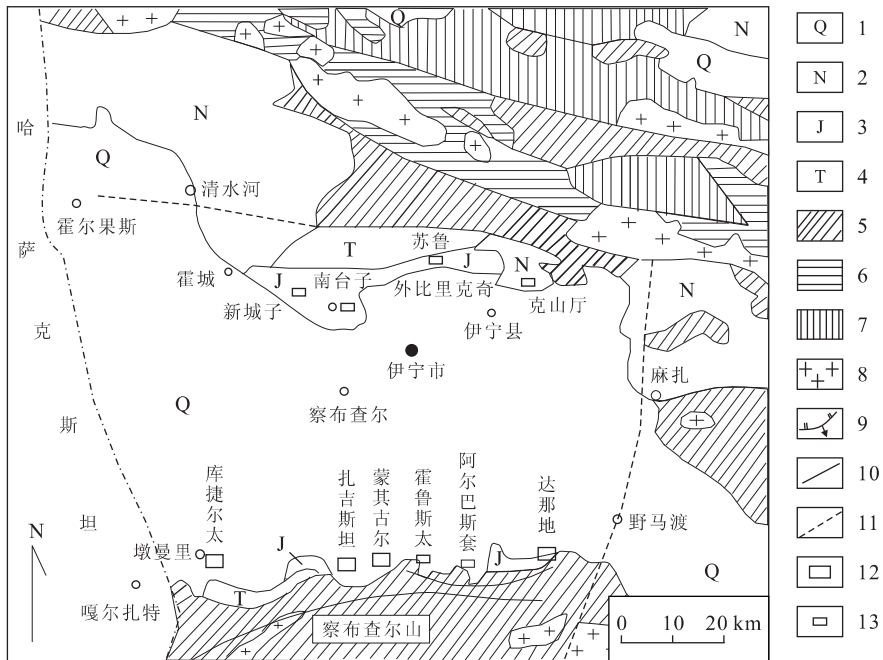


图 1 伊犁盆地地质略图

Fig. 1 Simplified geological map of Yili basin

1. 第四系;2. 第三系;3. 侏罗系;4. 三叠系;5. 上古生界;6. 下古生界;7. 中上元古界;8. 海西期花岗岩;9. 逆断层;10. 性质不明断层;11. 推测定断层;12. 铀矿床;13. 铀矿点

造,而局部排泄源往往控制了矿床的分布。

库捷尔太铀矿床含矿建造具典型的泥—砂—泥结构,为一套温湿、半温湿气候条件下沉积的陆相含煤碎屑岩建造。按沉积韵律,含矿建造可划分为 8 个旋回,其中以 I、II 和 V 旋回矿化最好。含矿岩系总体上为快速入湖堆积的湿地冲积扇体系,矿体产出部位受泥—砂—泥结构中砂体内的层间氧化带尖灭处的直接控制。根据地质及地球化学参数将层间氧化带分为强氧化带、弱氧化带、过渡带和还原带。

层间氧化带后生蚀变较发育,主要有 3 种类型:褐铁矿化、赤铁矿化和粘土化,并具有一定的分带性,从强氧化带至过渡带粘土化强度逐渐减弱。矿化岩石以中粗粒—中细粒岩屑砂岩和长石石英砂岩为主,矿石结构松散,颜色多为深灰或灰黑色。铀矿物主要为胶状沥青铀矿,次为铀石,同时可能有微屑状钛铀矿和含铀钛铁矿。此外相当部分 U 被有机质、粘土矿物所吸附。

李胜祥(1996)利用二阶段模式测得库捷尔太铀

矿床贫铀矿化的形成时代为 19 Ma,沥青铀矿的年龄为 1 Ma,古抗衡等(1995)采用 Pb—Pb 等时线法计算出该矿床成矿年龄为 25.38 Ma。

2 采样、分析与结果

本研究从库捷尔太铀矿床第 I、II 旋回中采集了 26 个样品,分析了铀系核素²³⁸U、²³⁴U 和²³⁰Th,以及铀、钍含量。铀、钍含量由 ICP—MS 测定,铀系核素的测定方法简述如下。

样品粉碎溶样后,用阴离子交换树脂进行化学分离。化学分离前加入示踪剂(spike tracer),铀的分离示踪剂为²³⁶U 或²³²U,钍的分离示踪剂为²²⁸Th。采用强碱性的阴离子交换树脂(AG1X8)将铀、钍从基质中分离出来,再用 TBP—二甲苯萃取,使铀进一步纯化,并用蒸发法对含铀溶液进行预富集。然后用电沉积法制成铀、钍源片。然后再利用 α 能谱仪进行测量。测定结果列于表 1,2。

表 1 伊犁库捷尔太铀矿床 I—II 旋回含矿层铀钍含量

Table 1 Uranium and thorium concentrations of samples from layers I—II of Kujie'tai uranium deposit, Yili basin

序号	样号	取样位置	取样深度/m	岩性	U	Th	Th/U	野外分带
1	YL-33	ZK4624	160.5~161.0	黄色细砂岩	12.30	4.70	0.38	
2	YL-37	ZK4628	215.8~216.2	黄色中砂岩	22.40	6.02	0.27	
3	YL-42	ZK4604	218.0~218.5	黄色中砂岩	28.20	3.01	0.11	
4	YL-45	EK4608	205.7~206.0	黄色中砂岩	8.83	3.66	0.41	
5	YL-46	ZK4608	200.0~200.5	黄色中砂岩	5.03	5.53	1.10	强氧化带
6	YL-51	ZK4600	231.0~231.4	黄色中砂岩	10.80	4.28	0.40	
7	YL-53	ZK4620	181.6~182.0	褐黄色中粗砂岩	8.29	3.97	0.48	
8	YL-55	ZK4620	170.8~171.2	黄色中砂岩	7.58	4.39	0.58	
9	YL-59	ZK4612	197.0~197.5	黄色含砾细砂岩	7.78	4.69	0.60	
10	YL-24	ZK3016	208	灰黄色砂岩	43.60	4.80	0.11	
11	YL-56	ZK4620	158.5~159.0	灰色细砂岩	7.76	6.26	0.81	
12	YL-34	ZK4624	168.7~169.0	灰色中细砂岩	13.90	3.86	0.28	弱氧化带
13	YL-44	ZK4604	236.8~237.4	灰色中细砂岩	16.30	5.22	0.32	
14	YL-10	ZK3006	202.0~203.0	灰色砂岩	248	6.00	0.02	
15	YL-31	ZK4626	217.5~218.0	灰色中砂岩	225	4.18	0.02	
16	YL-T9	ZK3006	196.0~200.0	灰色砂岩	36.60	4.50	0.12	
17	YL-47	ZK4608	202.0~202.4	灰色中砂岩	100	4.28	0.04	过渡带 (矿化带)
18	YL-48	ZK4608	221.5~222.0	灰色砂砾岩	273	5.33	0.02	
19	YL-50	ZK4600	230.4~230.6	灰色中砂岩	138	3.24	0.02	
20	YL-58	ZK4612	199.3~199.6	灰色中砂岩	167	5.64	0.03	
21	YL-32	ZK4626	222.0~222.5	灰色含砾中砂岩	8.54	3.76	0.44	
22	YL-39	ZK4628	227.0~227.5	灰色中粗砂岩	7.59	4.90	0.65	
23	YL-43	ZK4604	220.3~220.7	灰色中砂岩	13.20	4.62	0.35	还原带 (未蚀变带)
24	YL-49	ZK4608	231.0~231.4	灰色细砂岩	2.37	3.44	1.45	
25	YL-52	ZK4600	236.5~236.9	灰色细砂岩	7.66	2.61	0.34	
26	YL-57	ZK4620	151.0~151.5	灰色细砂岩	1.53	3.03	1.98	

注:样品由日本东浓地球科学研究中心测试;铀、钍含量单位为 $\mu\text{g/g}$ 。

表 2 伊犁盆地库捷尔太铀矿床 I—II 旋回合矿层放射性同位素测试结果

Table 2 Radioactive isotopic ratios of samples from layers I—II of Kujie'ertai uranium deposit, Yili basin B_q/g

序号	样号	取样位置	取样深度/m	岩性	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	分带
1	YL-33	ZK4624	160.5~161.0	黄色细砂岩	0.179	0.166	0.158	0.927	0.952	0.883	强氧化带
2	YL-42	ZK4604	218.0~218.5	黄色中砂岩	0.415	0.466	0.491	1.123	1.054	1.183	
3	YL-45	ZK4608	205.7~206.0	黄色中砂岩	0.132	0.143	0.177	1.083	1.238	1.341	
4	YL-46	ZK4608	200.0~200.5	黄色中砂岩	0.061	0.069	0.074	1.131	1.072	1.213	
5	YL-51	ZK4600	231.0~231.4	黄色中砂岩	0.147	0.286	0.393	1.946	1.374	2.673	
6	YL-53	ZK4620	181.6~182.0	褐黄色中粗砂岩	0.120	0.121	0.128	1.008	1.059	1.067	
7	YL-55	ZK4620	170.8~171.2	黄色中砂岩	0.118	0.123	0.127	1.042	1.033	1.076	弱氧化带
8	YL-65	ZK4605	175.8~176.2	黄色中砂岩	0.033	0.027	0.033	0.818	1.222	1.000	
9	YL-41	ZK4604	234.0~234.5	灰色中细砂岩	1.047	1.036	1.061	0.989	1.024	1.013	
10	YL-56	ZK4620	158.5~159.0	灰色细砂岩	0.102	0.113	0.135	1.108	1.195	1.324	
11	YL-44	ZK4604	236.8~237.4	灰色中细砂岩	0.239	0.264	0.269	1.105	1.019	1.126	
12	YL-T6	ZK3004	172.0~174.0	灰黄色中粗砂岩				1.730	0.100	0.170	
13	YL-T2	ZK3002	188.0~189.0	黄色中粗砂岩				1.260	0.055	0.070	
14	YL-T3	ZK3002	185.0~186.0	灰色含砾中砂岩				1.150	0.026	0.030	
15	YL-T9	ZK3006	196.0~200.0	灰色砂岩				1.150	0.026	0.030	
16	YL-T10	ZK3006	202.0~203.0	灰色砂岩				1.020	0.107	0.110	
17	YL-31	ZK4626	217.5~218.0	灰色中砂岩	2.570	2.420	2.250	0.942	0.930	0.875	还原带
18	YL-47	ZK4608	202.0~202.4	灰色中砂岩	1.298	1.208	0.744	0.931	0.619	0.573	
19	YL-48	ZK4608	221.5~222.0	灰色砂砾岩	3.310	3.110	3.260	0.940	1.048	0.985	
20	YL-50	ZK4600	230.4~230.6	灰色中砂岩	1.928	1.652	1.706	0.857	1.003	0.885	
21	YL-58	ZK4612	199.3~199.6	灰色中砂岩	1.838	1.730	1.570	0.941	0.908	0.854	
22	YL-39	ZK4628	227.0~227.5	灰色中粗砂岩	0.101	0.102	0.141	1.010	1.382	1.396	
23	YL-49	ZK4608	231.0~231.4	灰色细砂岩	0.030	0.036	0.037	1.200	1.028	1.233	还原带
24	YL-52	ZK4600	236.5~236.9	灰色细砂岩	0.119	0.116	0.117	0.974	1.009	0.983	
25	YL-54	ZK4620	180.0~180.4	灰色细砂岩	0.351	0.353	0.360	1.006	1.020	1.026	
26	YL-57	ZK4620	151.0~151.5	灰色细砂岩	0.022	0.023	0.026	1.045	0.130	1.182	

注:样品由日本东浓地球科学研究中心测试。

3 各氧化还原带的铀系核素特征

3.1 强氧化带

由表 1 可知,强氧化带岩石铀、钍含量及 Th/U 比的平均值分别为 $12.4 \mu\text{g/g}$, $4.5 \mu\text{g/g}$ 和 0.48。将其标于图 2 中则可清楚地看出该带与其他氧化还原带的差异,即该带铀含量低,而 Th/U 比相对较高。这是由铀在氧化带中易溶,而钍溶解度低的铀、钍的地球化学特点决定的。

根据表 2 中的数据,可得库捷尔太铀矿床铀钍同位素与氧化还原分带的关系如图 3、4 所示。强氧化带中的大多数样品的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值大于 1,且数据点落于图 4 中的 VI 区中。

强氧化带岩石中 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值较高(大于 1),一方面是由于氧化带中所含褐铁矿、赤铁矿对来自山区具有 $^{234}\text{U} > ^{238}\text{U}$ 特征的水中 ^{234}U 的吸附作用,使岩石中 ^{234}U 含量增高所致;另一方面是由于强氧化带中的地下水使岩石中的 ^{238}U 亦大量淋失所致。

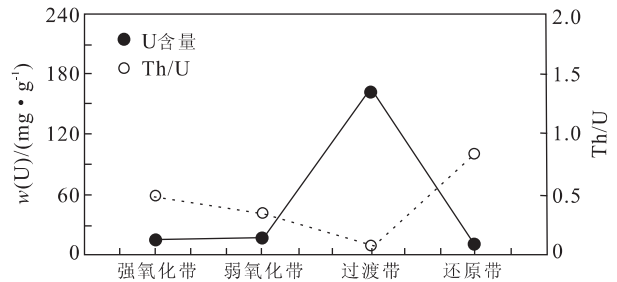


图 2 库捷尔太铀矿床不同分带 U 含量及 Th/U 比值
Fig. 2 Uranium concentrations and Th/U ratios of various redox zones, Kujie'ertai uranium deposit

该带除了 YL-33 号样品,几乎所有样品的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 与 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 均大于 1,也很好反映了强氧化带中 ^{238}U 与 ^{234}U 相对于 ^{230}Th 更易被地下水溶滤的特点。这与 MacKenizier *et al.* (1992) 在研究 Pocos de Caldas 铀矿床时所发现的情况类似,他们通过理论计算发现,这种情况表明在过去的 30 Ma 里发生了铀的溶解与淋失。

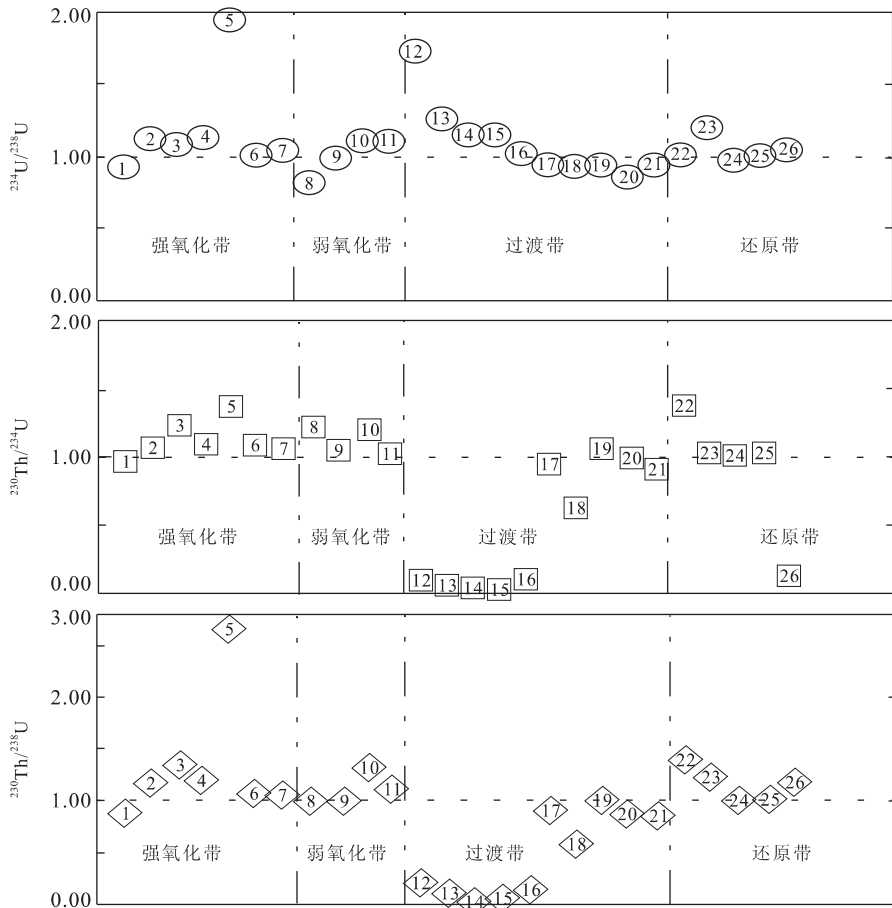


图 3 库捷尔太铀矿床不同分带铀系同位素比值(图中样品序号与表 2 中的一致)

Fig. 3 Ratios of U series isotopes in different redox zones of Kujie'ertai uranium deposit

3.2 弱氧化带

弱氧化带岩石铀、钍含量及 Th/U 比的平均值分别为 $20.4 \mu\text{g/g}$ 、 $5.0 \mu\text{g/g}$ 和 0.38. 从图 2 中可清楚地看出该带与强氧化带、过渡带(矿化带)和还原带(未蚀变带)的不同. 该带全岩铀含量相对强氧化带有所增加, Th/U 比则有所降低, 这是因氧化性减弱后铀的淋失亦相对减弱所致.

本区弱氧化带岩性不均匀, 放射性同位素特征较为复杂(图 3, 4). YL-41 与 YL-65 号样品的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值小于 1, MacKenzie *et al.* (1992) 的理论计算发现, 这种情况说明在过去的 1 Ma 中, ^{234}U 从岩石中优先失去, 并且 ^{234}U 在地下水溶液中滞留了足够长的时间, 这与 Pocos de Caldas 铀矿床的情况也很类似. 此外, 该带所有样品的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比均大于 1, 说明在过去的 30 Ma 里发生了铀的溶解和淋滤. 但 YL-56 和 YL-44 号样品的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比大于 1, 却表明岩石在过去的 1 Ma 中经历了铀从地下水中的沉淀, 且这种沉淀作用可能一直持

续到了现在.

导致这种看似矛盾的现象可能的原因有: 一方面, 来自补给区含铀含氧水给该带带来新的铀源, 水-岩相互作用造成部分铀的沉淀, 新沉淀的铀往往含 ^{234}U 相对较多, 从而使该带部分样品的 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值较大; 另一方面, 由于成矿的滚动性, 前期形成的矿体发生淋滤、迁移, 由于 ^{230}Th 较 ^{238}U 与 ^{234}U 难于溶解, 淋滤后岩石中仍保留有前期沉淀下来的 ^{230}Th , 而岩石中的 ^{238}U 与 ^{234}U 则被大量淋滤迁移, 造成岩石中 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 与 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值的增高. 由于 ^{234}U 在氧化带易被铁、粘土矿物吸附, 导致出现弱氧化带大多数样品的铀钍同位素比值位于图 4 中 VI 区的现象.

3.3 过渡带(矿化带)

该带为矿化带, 其岩石铀、钍含量及 Th/U 比的平均值分别为 $169.7 \mu\text{g/g}$ 、 $4.7 \mu\text{g/g}$ 和 0.07. 从图 1 中可清楚地看出该带铀含量远远高于其他各带, Th/U 比值远远低于其他各带. 图 2 中 U 含量

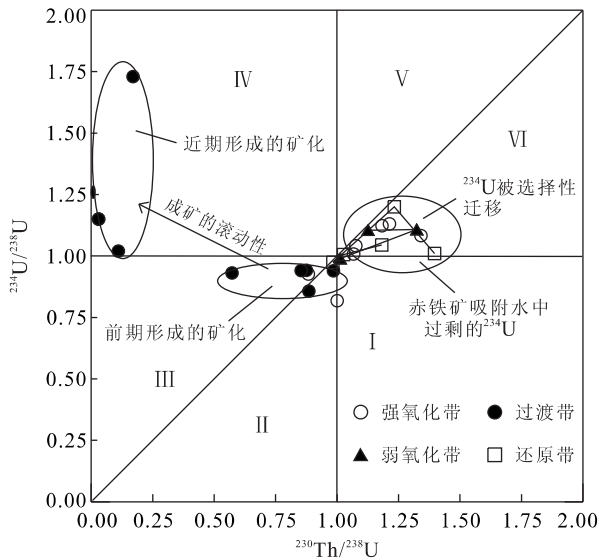


图 4 库捷尔太铀矿床 I—II 旋回砂岩 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值

Fig. 4 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ versus $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ for rock samples in Kujie'tai uranium deposit

及 Th/U 比值在弱氧化带与过渡带和过渡带与还原带之间均存在 2 个交点,其在横坐标上的投影点之间的距离可能近似代表了层间氧化带尖灭地段的宽度。

该带样品 YL-31, YL-47 和 YL-58 的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值均小于 1,表明岩石在过去的 1 Ma 中经历了铀从地下水中的沉淀,且这种沉淀作用可能延续到了现在。而对于样品 YL-50 和 YL-52,其 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值接近于 1,这说明对该 2 个样品而言,地下水与固相基本达到了平衡。

过渡带为矿体分布区,10 个矿石样品中有 3 个位于 III 区,2 个位于 II 区,5 个分布在年轻的铀沉淀前锋带(V 区段),这是成矿作用滚动性的结果。分布于 II 区和 III 区的样品为前期形成的矿化,在后期含氧地下水的作用下, ^{234}U 因放射性反冲效应优先淋失,故其 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值小于 1,而因 Th 的难溶性以及 ^{238}U 的溶解相对于 ^{234}U 的滞后性,导致其 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值小于 1; IV 区样品为近期成矿作用发生的地段(图 4),明显反映出近期成矿作用形成的铀矿化 ^{234}U 相对富集的特点。

3.4 还原带(未蚀变带)

还原带(未蚀变带)岩石铀、钍含量及 Th/U 比的平均值分别为 $6.8\ \mu\text{g/g}$, $3.7\ \mu\text{g/g}$ 和 0.87。从图 1 可以看出其与其他各带的明显不同,如铀含量在各带中最低、Th/U 比值最高等。

该带大部分样品的 $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 比值大于 1,由 MacKenzie *et al.* (1992) 的理论计算可知,这表明岩石在过去的 30 Ma 中经历了铀的溶解与淋滤。但其 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比大于 1,据 MacKenzie *et al.* (1992) 的理论计算结果,可以推断岩石在过去的 1 Ma 中经历了铀从地下水中的沉淀,且这种沉淀作用可能延续到了现在。显然,该带的水—岩作用相当复杂,这反映在样品的铀系同位素组成基本上都落入图 4 中的 VI 区,而不是落在预想的 V 区。这可能由某些裂隙将含氧地下水导入还原带,使还原带中出现局部氧化现象所致。由于岩石中 ^{234}U 具有优先溶解的特点,水—岩相互作用过程中,在局部氧化地段地下水对岩石中的铀将发生选择性淋滤、迁移(图 4),使岩石中 ^{234}U 降低,导致 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 比值下降,从而使样品点落入 VI 区。

4 讨论与结论

(1)层间氧化带砂岩型铀矿成矿过程是一个多期次、滚动性成矿的过程。在地下水循环过程中,含氧水不断进入含矿砂岩中,水—岩相互作用后,岩石中的铀进入水中随水迁移,并在过渡带(尖灭地段)沉淀。长期成矿作用的结果导致最初沉积的铀再次被氧化、迁移和沉淀,使矿卷不断地呈滚动式向前推进,原生带(未蚀变带)被逐渐演化为过渡带(矿化带),过渡带(矿化带)又演化为弱氧化带乃至强氧化带。(2)砂岩中氧化还原作用的不均匀性。在强氧化带中仍保留有弱氧化带、甚至过渡带特征,而弱氧化带保留有过渡带特征,使强氧化带、弱氧化带中的铀含量仍有可能较高。在还原带(未蚀变带),由于局部氧化,也可能发育铀的现代富集地段。(3)根据砂岩中的 U 含量、Th/U 比值可以大致划分氧化还原分带。U 含量及 Th/U 比值分别在弱氧化带与过渡带(矿化带)和过渡带(矿化带)与还原带(未蚀变带)之间均存在 2 个交点,对于某一具体剖面而言,按照一定比例尺得到的 2 交点间宽度可以近似代表层间氧化带尖灭地段宽度,即可以定量、半定量地确定矿化带的范围。(4)铀钍同位素研究表明,层间氧化带砂岩型铀矿矿卷前锋不同区段(氧化带、铀矿石带和还原带)的 ^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{230}Th 放射性强度及 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 、 $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值具有明显差别。氧化带位于 I—II 区段,过渡带(层间氧化带尖灭地段)位于 III、IV 区段,III 区段是已形成的矿化区段,IV 区段是正在沉淀

的区段,还原带位于 V 区段. 显然,根据砂岩铀钍同位素比值便可较好地确定岩石的氧化还原分带. (5) 由于水—岩相互作用的复杂性,各氧化还原分带中的样品均有可能出现于 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} - ^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 图中的 VI 区,该区并非禁区.

References

- Dawood, Y. H. , 2001. Uranium series disequilibrium dating of secondary uranium ore from the south eastern desert of Egypt. *Appl. Radiat. Isot.* , 55:881—887.
- Ivanovich, M. , Harmon, R. S. , 1982. Uranium series disequilibrium; Application to environmental problems. Oxford University Press, Oxford.
- Li, S. X. , 1996. Characteristics of sedimentary facies of coal-containing strata and uranium mineralizations in Yili basin. *Uranium Geology* , 12 (3): 129—134 (in Chinese with English abstract).
- MacKenzie, A. B. , Scott, R. D. , Linsalata, P. , et al. , 1992. Natural decay series studies of the redox front system in the Pocos de Caldas uranium mineralization. *J. Geochem. Explor.* , 45:289—322.
- Osmond, J. K. , Cowart, J. B. , Ivanovich, M. , 1983. Uranium isotopic disequilibrium in groundwater as an indicator of anomalies. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* , 34:283—308.
- Scott, R. D. , MacKenzie, A. B. , Alexander, W. R. , 1992.

- The interpretation of $^{238}\text{U}-^{234}\text{U}-^{230}\text{Th}-^{226}\text{Ra}$ disequilibria produced by rock-water interactions. *J. Geochem. Explor.* , 45:323—343.
- Shi, W. J. , 1990. Principle of uranium geochemistry. Atomic Energy Press, Beijing (in Chinese).
- Sun, Z. X. , Liu, J. H. , 2001. Natural decay series studies of Kujie'ertai uranium deposit, NW China. In: Cidu, ed. , Water-rock interaction. Swets & Zeitlinger, Lisse, 761—764.
- Sun, Z. X. , Liu, J. H. , Shi, W. J. , 2002. Application of uranium series disequilibrium to the Kujie'ertai uranium deposit, NW China. In: Bureau of Geology, CNNC, ed. , Sandstone-type uranium deposits in China; Geology and exploration techniques. Atomic Energy Press, Beijing, 178—185.
- Vogel, J. C. , Talma, A. S. , Heaton, T. H. E. , et al. , 1999. Evaluating the rate of migration of a uranium deposition front within the Uitenhage aquifer. *J. Geochem. Explor.* , 66:269—276.

附中文参考文献

- 李胜祥, 1996. 伊犁盆地含煤系地层沉积相特征及其与层间氧化带砂岩型铀矿成矿关系. *铀矿地质*, 12(3): 129—134.
- 史维浚, 1990. 铀水文地球化学原理. 北京: 原子能出版社.