

文章编号: 1000-0550(2007) 01-0154-08

吐哈盆地十红滩铀矿床有机地球化学特征浅析

乔海明^{1,2} 张复新¹ 蔡金芳² 余新山² 宋哲² 李文辉²

(1. 西北大学地学系 西安 710069; 2. 核工业二〇三研究所 陕西咸阳 712000)

摘要 吐哈盆地十红滩铀矿床属层间氧化带砂岩型铀矿床, 赋存于中侏罗统西山窑组含煤碎屑岩中。容矿层岩石中富含有机质, 有机碳、可溶有机物、酸解吸附烃在不同地球化学分带的岩石中含量大小不同, 尤以矿石带含量最高。矿石有机质母质类型为腐殖型, 处于未成熟演化阶段, 酸解吸附烃为煤成气型。统计计算表明: 容矿层中铀和可溶有机物、酸解吸附烃含量之间具明显的相关关系。分析了有机质在砂岩型铀矿床形成过程中的作用, 认为容矿层中有机质在含氧环境下分解的产物利于铀在水中的溶解和迁移, 而在缺氧条件下分解的产物, 构成铀沉淀的还原和吸附地球化学障, 在铀的成矿过程中发挥重要的作用。

关键词 有机碳 可溶有机物 酸解吸附烃 有机地球化学 砂岩型铀矿床 层间氧化带 十红滩

第一作者简介 乔海明 男 1963 出生 研究员 在读博士研究生 铀矿床勘探 E-mail qhm1963@yahoo.com.cn

中图分类号 P593 **文献标识码** A

有机质在成矿元素的迁移和富集过程, 特别是在金属沉积矿床的形成中起着重要的作用。因而沉积金属矿床有机地球化学研究长期以来受到矿床学家和有机地球化学家的广泛重视^[1]。层间氧化带砂岩型铀矿床作为一种金属沉积矿床, 有机质在铀的迁移、还原成矿中的作用早已引起了人们的注意, 因此 Spirakis C S^[19] 在研究层间氧化带砂岩型铀矿床成因模式时认为, 有机质均起到关键的作用, 甚至在还原剂是黄铁矿而不是有机质的地方, 也是有机质首先将硫酸盐还原成硫化物, 才导致黄铁矿的形成。本文利用最新的资料, 分析了典型层间氧化带砂岩型铀矿床—吐哈盆地十红滩铀矿床的有机地球化学特征, 探讨了有机质在矿床形成过程的作用, 以期对十红滩铀矿床的成因研究和扩大找矿有所裨益。

1 铀矿床地质特征简述

十红滩铀矿床位于我国新疆东部吐哈盆地西南缘的艾丁湖斜坡带上。含矿主岩分别为中侏罗统西山窑组第一、三岩性段 (J_2x^1 、 J_2x^3) 的辫状河流相砂体, 属潮湿环境下的含煤碎屑岩建造, 砂体主要为粗、中、细粒长石石英砂岩, 部分为岩屑砂砾岩或者砾岩。主要矿物成分为: 石英、长石类、黑云母。自生矿物有方解石、黄铁矿等。岩屑成分较为复杂, 主要为凝灰岩、板岩、片岩等, 其它为中基性火山岩、糜棱岩、酸性火山岩、花岗斑岩、变质岩等。

层间氧化带控制着十红滩铀矿床的形成和铀矿床的分布范围, 走向断续延伸上百千米, 倾向延伸 0.5~5 km, 埋深 32~264 m, 颜色以褐黄色为主, 次为玫瑰红色。弱氧化带为灰色—深灰色, 夹淡黄色、黄色斑点, 含少量炭屑, 矿石带为灰色—深灰色, 含炭屑、黄铁矿等, 原生带为灰色—深灰色, 含炭屑和黄铁矿。矿体以卷状、似卷状赋存于层间氧化带前锋线上, 其中位于第一岩性段的矿体长度 1~2 km, 宽度 200~300 m, 厚度 3.5~8.4 m, 矿体品位 0.0124%~0.1176%, 铀量 5.00 kg/m², 位于第三岩性段的矿体延伸长度 6 km, 宽度 250~500 m, 厚度 0.5~7.8 m, 矿体品位 0.0108%~0.0824%, 铀量 2.61 kg/m²。铀的主要存在形式有两种, 即铀矿物和吸附形式铀, 吸附状铀与矿石中的粉末状黄铁矿、白铁矿、炭屑的吸附有关。铀矿物主要有沥青铀矿、铀石、含铀钛铁氧化物等 (见图 1)^[2]。

2 样品的采集与分析

样品以十红滩铀矿床容矿层的砂岩为主, 按层间氧化带不同的地球化学环境分别采样, 同时采取含矿含水层隔水顶板的泥岩和煤岩样。铀含量、有机碳含量、氯仿沥青“A”、酸解吸附烃由核工业 203 研究所分析测试中心完成; 镜质体反射率、碳、氢、氧的含量及其原子比、酸解烃的甲烷、乙烷碳同位素则由中国新星石油公司实验地质研究院完成。

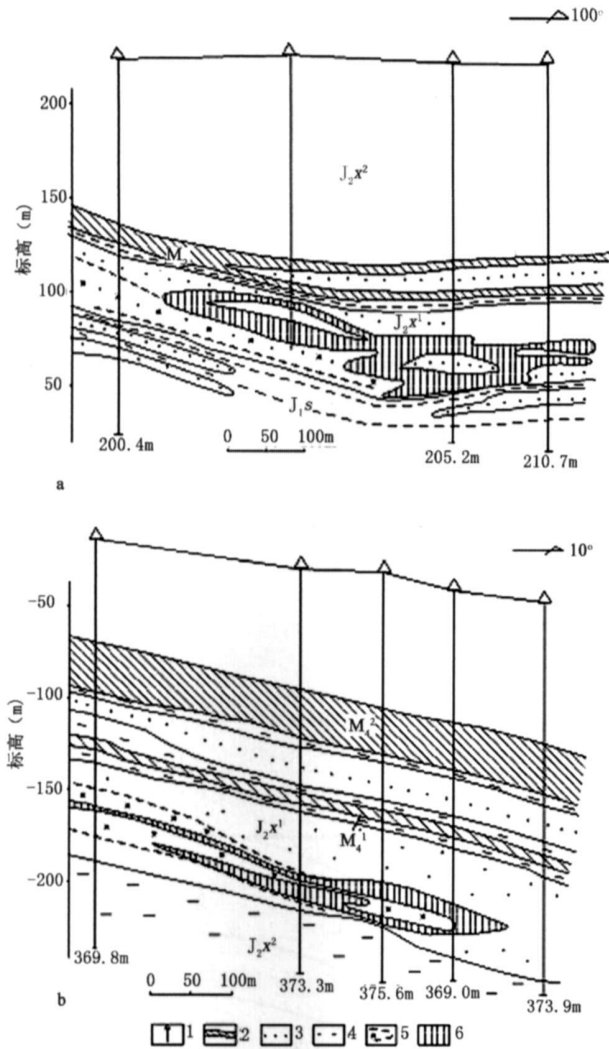


图 1 十红滩铀矿床地质剖面图

(a) 西山窑组第一岩性段矿体; (b) 西山窑组第三岩性段矿体;

J_2x^1 —西山窑第一岩性段; J_2x^2 —西山窑组第二岩性段;

J_2x^3 —西山窑组第三岩性段; J_2s —三工河组;

1 钻孔; 2 煤层; 3 砂岩; 4 泥岩; 5 层间氧化带; 6 矿体

Fig 1 Geologic profile showing the Shongtan uranium deposit

(a) Orebody in No. 1 member of Xishanyao Formation; (b) ore body

in No. 2 member of Xishanyao Formation; J_2x^1 —No. 1 Member of

Xishanyao Formation; J_2x^2 —No. 2 Member of Xishanyao Formation;

J_2x^3 —No. 3 Member of Xishanyao Formation; J_2s —Sangonghe

Formation; 1 drill; 2 coal bed; 3 sandstone Formation; 4 mudstone

5 interlayer oxidation zone; 6 uranium orebody

3 铀矿床有机地球化学特征

3.1 容矿层的有机质丰度

有机质丰度是指沉积物中分散有机质的富集程度。常用的评价指标为有机碳、氯仿沥青“*A*”、总烃和

生烃潜量等。有机碳含量是国内外普遍采用的有机质丰度指标。中侏罗统西山窑组为一套潮湿环境下的含煤碎屑岩建造, 含有丰富的有机质。从宏观上看, 主要以煤层和炭屑形式存在。在剖面上自下而上可分为三个煤层 (M_2, M_3, M_4), 其中具有区域稳定性的为 M_2 和 M_4 煤层, 作为含矿含水层的隔水顶板分别覆盖在十红滩铀矿床西山窑组第一、第三岩性段容矿层上部, 厚度分别为 12.5 m 和 24 m, 煤层下部均分布有灰白色的根土岩, 所以属于原地沉积。有机碳含量很高, 平均含量分别为 23.11%、22.93%。在泥岩和砂岩中, 有机碳主要为四种赋存状态, 即粗大炭化植物碎屑、微块状炭屑或煤屑、粉末状炭屑物及粉尘状炭质, 分布极不均匀, 与美国西部、欧洲和尼日尔的砂岩型矿床相似。组成含矿含水层隔水顶、底板的泥岩和位于容矿砂岩中的泥岩夹层的有机碳含量为 0.48% ~ 1.44%, 平均含量为 1.02%。组成容矿层主岩——砂岩有机碳含量相对较低, 一般为 < 0.01% ~ 1.22%, 矿石带有机碳含量为 0.01% ~ 1.22%, 平均为 0.20%; 而且从氧化带到矿石带, 有机碳含量呈逐次增高的趋势; 还原带岩石的有机碳含量为 0.01% ~ 0.88%, 平均为 0.13%, 明显低于矿石带 (表 1)。

氯仿沥青“*A*”是指岩石中可抽提有机质的含量。对十红滩铀矿床容矿层不同地球化学环境的砂岩可溶有机物用三氯甲烷进行了抽提 (见表 2), 结果表明砂岩中的氯仿沥青“*A*”变化于 0.10~ 0.80 mg/g 之间, 从氧化带到还原带含量变化趋势与有机碳相近似, 其中矿石带具有最高的含量, 含量为 0.06~ 0.80 mg/g, 平均为 0.29 mg/g。从有机质转化率 A/C 来看, 则以矿石带中的最低, 因此矿石带中可能有异地迁来的有机质^[3]。

表 1 十红滩铀矿床岩石的有机碳含量 (%)

Table 1 The total organic carbon content of rock in Shongtan uranium deposit (%)

性特征	样品数	范围	均值
煤层 (M_2)	3	22.02~ 24.68	23.11
煤层 (M_4)	4	19.57~ 25.22	22.93
泥岩	8	0.48~ 1.44	1.02
黄色砂岩	13	< 0.01~ 0.08	0.05
灰色夹黄色斑点砂岩	9	< 0.01~ 0.75	0.12
灰色砂岩 (矿石带)	16	< 0.01~ 1.22	0.20
灰色砂岩 (还原带)	71	< 0.01~ 0.88	0.13

表 2 容矿层砂岩石氯仿沥青“ A ”

Table 2 The content of soluble organic matter in ore-hosting bed rock

岩石地球化学环境	样品数	有机碳 %		氯仿沥青“ A ” %		转化率 A/C
		范围	均值	范围	均值	
氧化带	4	0.01	0.01	0.010~0.014	0.013	1.30
弱氧化带	2	0.01	0.01	0.006~0.010	0.008	0.80
矿石带	10	0.01~1.22	0.23	0.006~0.080	0.029	0.13
还原带	9	0.01~0.29	0.10	0.004~0.038	0.023	0.23

3.2 有机质的成熟度

有机质的成熟度是表示沉积有机质向石油转化的热演化程度。目前应用的主要指标有镜质组反射率、孢粉碳化程度、热变指数、岩石热解参数等。由于在热演化过程中,干酪根的链烷热解析出,芳烷稠合,出现微片状结构,芳香片间距逐渐缩小,致使反射率增大、透射率减小、颜色变暗,这是一种不可逆反应,所以镜质组反射率是一项衡量生油岩经历的时间—古地温史、有机质热成熟的良好指标。

十红滩铀矿床煤层和泥岩干酪根的镜质体反射率为 0.33% ~ 0.45%, 位于西山窑组第一岩性段上部的 M₂ 煤层的镜质体反射率为 0.43% ~ 0.45%, 大于位于第三岩性段上部的 M₄ 煤层的镜质体反射率 (0.35% ~ 0.37%), 即镜质体反射率随着成岩阶段埋藏深度的增加而增加。砂岩中干酪根镜质体反射率为 0.54% ~ 0.58%, 高于煤岩和泥岩, 砂岩中干酪根镜质体反射率为 0.54% ~ 0.58%, 明显的高于煤岩和泥岩, 这可能与砂岩中的有机质在渗入地下水的作用下的优先氧化作用有关(表 3)^[20]。根据傅家谟^[4]编绘的煤成烃演化和石油演化对比示意图分析, 认为十红滩铀矿床煤化作用处于弱褐煤与暗褐煤阶段, 而煤层烃则处于早干气阶段, 即生物化学生气阶段, 与吐鲁番凹陷西部的侏罗系地层有机质演化程度一样, 同属未成熟阶段^[5]。

Baiker 和 Pawlewicz^[5]建立了古地温与镜质体反射率之间的关系, 其数学表达式为:

$$\ln R_o = 0.0078 T_{\max} - 1.2$$

式中 R_o 为镜质体反射率; T_{\max} 为最大古地温。根据 M₂ 和 M₄ 煤层的镜质体反射率计算了十红滩铀矿床西山窑组第一、第三岩性段成岩阶段的古地温, 最高古地温分别为 51.5°C、42.6°C。这一温度可能不是铀成矿阶段的温度, 铀成矿的温度不会高于此温度。因为十红滩铀矿床是在渐新世末—中新世吐哈盆地西南缘抬升遭受剥蚀阶段地下水渗入作用的产物, 矿石的 U—Pb 同位素等时年龄 (24 Ma) 可证明这一点^[6]。

表 3 容矿层干酪根镜质体反射率

Table 3 Vitrinite reflection of kerogen in ore-hosting bed

样号	地层	样品性质	测定点数	R_o %
SV 04-02	J ₂ x ₁	灰色中砂岩	50	0.56
SV 04-03	J ₂ x ₁	灰色中砂岩	50	0.55
SV 04-04	J ₂ x ₁	灰色中砂岩	50	0.58
SV 04-07	J ₂ x ₁	灰色中砂岩	50	0.54
SV 05-33	J ₂ x ₁	灰色泥岩	43	0.33
SV 05-28	J ₂ x ₁	煤(M ₂)	50	0.44
BG 28	J ₂ x ₁	煤(M ₂)	32	0.43
SV 05-34	J ₂ x ₁	煤(M ₂)	50	0.45
SV 05-38	J ₂ x ₃	煤(M ₄)	50	0.37
T080	J ₂ x ₃	煤(M ₄)	33	0.35
T010	J ₂ x ₃	煤(M ₄)	34	0.36

(注: T、BG 开头样的数值系十红滩铀矿床普查资料)

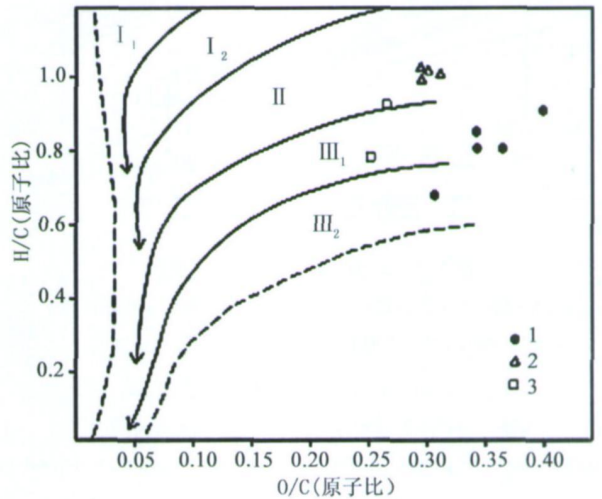


图 2 容矿层岩石中干酪根元素组成成分图

1 砂岩 2 煤岩 3 泥岩

Fig 2 The classification of kerogen element constitution in rock of ore-hosting bed

1 sandstone 2 coal 3 mud stone

3.3 有机质的类型

根据干酪根元素组成、化学结构、显微组分、沉积环境和演化程度, 结合生油能力, 划分出三种类型的干酪根, 即腐泥型干酪根 (I), 腐泥—腐殖型干酪根 (II) 和腐殖型干酪根 (III), 腐殖型干酪根又可分为两个亚类,

即含腐泥腐殖型(1)和腐殖型(2)。利用 H/C、O/C 原子比值作图是划分干酪根类型的一种有效方法。

由十红滩铀矿床不同岩石干酪根的碳、氢、氧含量测试结果可以看出(表 4),容矿砂岩干酪根的碳、氢含量和 H/C 原子比明显的低于煤层和泥岩,而 O/C 原子比则高于煤层和泥岩,这与铀成矿作用过程有机质的氧化作用有关。与加蓬产于下元古界 Francevillian 碎屑岩中的奥克洛铀矿化沥青较高 O/C 成因相似^[20]。

由干酪根元素组成分类图(图 2)可以看出,煤层为腐殖腐泥型(1),与近邻的托克逊凹陷侏罗系煤岩具有相同的有机母质^[5]。而矿石和泥岩中的有机质则为腐殖型(1),来源于富氧的高等植物,与美国西部、欧洲和尼日尔的砂岩型铀矿床中干酪根类型相同。

表 4 矿层岩石酸解吸附烃参数

Table 4 Acitolysis hydrocarbon parameter of rock in ore-hosting bed

地球化学环境	氧化带	弱氧化带	矿石带	还原带	钙质层
样数	11	7	14	35	13
甲烷/(m l/kg)	826.28	587.50	1900.88	1159.85	1590.54
乙烷/(m l/kg)	520.61	353.68	832.60	542.38	628.77
丙烷/(m l/kg)	326.75	225.56	375.42	298.36	309.60
异丁烷/(m l/kg)	8.79	6.23	7.84	7.05	6.76
正丁烷/(m l/kg)	53.97	38.01	52.47	43.99	43.02
异戊烷/(m l/kg)	31.93	23.90	37.68	32.47	34.54
正戊烷/(m l/kg)	22.01	14.94	21.61	18.53	19.52
C ₁₋₅ /(m l/kg)	1555.66	1246.51	3228.50	2000.59	2629.69
C ₁ /C ₂₊	0.79	0.89	1.43	1.38	1.53
C ₂ /C ₄	8.32	7.99	13.81	10.63	12.63

3.4 容矿层岩石的酸解吸附烃

(1)酸解吸附烃参数特征 在沉积盆地中,具有较大孔隙度和好的渗透性砂岩层既可作为砂岩型铀矿床的容矿层,也可作为油气矿床的储油层。所以涂光炽^[4]在论述油气矿床与活泼金属元素改造矿床的成矿机制时认为,油气矿床的生油层(岩)相当于改造矿床的矿源层,储油层相当于储矿层。生油岩形成的烃类通过初次运移或者二次运移聚集在储油层中,自由态和溶解态是气态烃在储油层(储矿层)孔隙空间中的主要存在形式,同时小部分的气态烃则被吸附在粘土矿物表面,和被保留在烃类氧化形成的次生碳酸盐晶体中。利用油气化探酸解吸附烃分析技术测试了十红滩铀矿床容矿层砂岩的轻烃,结果发现容矿层不同地球化学环境的岩石中有不同的轻烃组成和含量(表 4)。

在不同地球化学分带的岩石中,烷烃气的含量符合一般规律,即随着分子中碳数的增大,烷烃气的含量依次递减,同时 C₁/C₂、C₁/C₃、C₁/C₄、C₁/C₅是依次递

增的。但与其它地球化学环境的岩石相比较,矿石带和钙质层轻烃总量、甲烷、乙烷含量明显增大,干气指数(C₁/C₂₋₅、C₂/C₄)也远高于其它地球化学环境的岩石,表明在矿石带有较多的轻烃尤其是甲烷的形成和聚集,而反映有机质成熟度的 iC₄/nC₄在矿石带却最小,则喻示着异丁烷向正丁烷的转化,即矿石带的有机质相对于其它地球化学分带有较高的成熟度。

(2)酸解吸附烃的碳同位素特征 由碳同位素分析结果可以看出(表 6),δ¹³C₁为-23.56‰~-18.28‰,明显的重于生物成因甲烷的碳同位素(-65‰~-50‰)^[7],与镜质体反射率所得出的有机质演化程度相互矛盾。分析认为这一结果可能由两方面的原因造成。第一,在成岩阶段(中、晚侏罗世)生物作用形成的甲烷等轻烃,在渐新世末—中新世矿床形成阶段的抬升运动中由于地层压力的降低而发生解吸作用。第二,在钻探施工过程中岩石被采至地表,甲烷向空气中发生扩散作用。两种扩散运移过程中,甲烷碳同位素的分馏作用特别明显,具有轻的¹²C的甲烷首先运移出来,致使¹³C的重甲烷留在原来岩石中^[8]。从氧化带—弱氧化带—矿石带,酸解吸附烃的甲烷、乙烷δ¹³C依次降低,这可能是在氧化带岩石中存在甲烷、乙烷氧化菌,在将甲烷及其同系物氧化

表 5 容矿层岩石酸解吸附烃的 δ¹³C₁、δ¹³C₂

Table 5 Acitolysis hydrocarbon δ¹³C_p, δ¹³C₂ of rock in ore-hosting bed

地球化学环境	样品编号	岩性	δ ¹³ C(PDB) ‰	
			CH ₄	C ₂ H ₆
氧化带	Sw04-30	黄色粗砂岩	-21.36	-21.15
	Sw04-32	黄色粗砂岩	-21.69	-25.08
	Sw04-28	浅玫瑰红粗砂岩	-21.17	-24.96
弱氧化带	Sw04-36	灰色夹黄色斑点粗砂岩	-22.14	-25.07
	Sw04-37	灰色夹黄色斑点粗砂岩	-19.91	-23.78
矿石带	SW04-26	灰色粗砂岩	-23.56	-25.33
	SW04-114	灰色细砂岩	-22.55	-24.99
	SW001	灰色中砂岩	-22.89	-26.27
	SW003	灰色中砂岩	-23.14	-25.81
还原带	SW04-32	灰色粗砂岩	-20.68	-25.03
	SW04-33	灰色粗砂岩	-18.28	-21.52

为二氧化碳时,由于轻的碳同位素(¹²C)组成的分子中碳的键能比重的碳同位素(¹³C)组成的分子中的碳键能小,故细菌先氧化轻的碳同位素组成的甲烷及其同系物的分子,从而是剩余的甲烷及其同系物中的重碳同位素组成的分子相对增多,故导致剩余甲烷及其同系物的碳同位素变重。而矿石带中的 δ¹³C 最轻则

可能与成矿阶段强烈的生物化学生气作用有关。

戴金星根据 $\delta^{13}C_1$ 、 $\delta^{13}C_2$ 等指标对油型气和煤成气进行了分类,认为当 $-10\% > \delta^{13}C_1 > -43\%$, $\delta^{13}C_2 > -27.5\%$ 属于煤成气。根据 $\delta^{13}C_1$ 、 $\delta^{13}C_2$ 结果,结合十红滩地区侏罗系地层的沉积特征,认为容矿层岩石酸解吸附烃应属煤成气范畴。

4 有机质在十红滩铀矿床成矿过程中的作用分析

4.1 容矿层有机质和铀含量的相关性分析

前面的分析已发现,在矿石带中有机碳总量、可溶有机物、酸解吸附烃的含量明显高于其它地球化学分带岩石。但根据铀与有机碳、可溶有机物、酸解吸附烃含量的相关性计算发现,铀与有机碳含量之间并无明显的相关性 ($n=85$ $r=0.0775$),这和野外钻孔岩心编录发现的情况相吻合,铀含量特高的位置,有机碳含量一般较高,但有机碳含量高的地方,铀含量并不是都高,即沉积岩中铀和碳两种元素的分布情况决定铀和有机质的统计关系。正如 Landais P^[20] 论述的那样,尽管空间的和分子的关系已经在大量的铀沉积矿床中得到验证,但却难以计算出铀—有机碳之间明显的相关性。砂岩型铀矿床中铀—有机碳典型的相关系数变化范围在 0.01(美国的 Cotton)和 0.25(法国的 Cerilly)之间。但铀和可溶有机物、酸解吸附烃含量之间却有明显的相关性,其中铀和可溶有机物的相关系数为 0.6277 ($n=25$),铀和酸解吸附烃含量的相关系数为 0.3475 ($\text{I}x^3$, $n=35$)和 0.6918 ($\text{I}x^1$, $n=28$) (见图 3),这可能与可溶有机物、酸解吸附烃具有较强活动性,分布相对于有机碳较均匀有关,而铀的富集被严格的限制在含有有机质浸染的砂岩内。

4.2 有机质对铀氧化迁移的影响

含铀地下水在容矿层中径流是形成层间氧化带砂岩型铀矿床的前提条件,容矿层层间氧化带中的分散状铀是砂岩型铀矿床重要的铀源。有机质的氧化分为有氧氧化和无氧氧化,在含氧环境下,有机质在细菌的催化下氧化分解生成有机酸,有利于铀从层间氧化带中迁出。在一些温度相对较低的成矿环境下,特别是弱酸环境下,腐殖质更容易与无机配位体竞争而与 U 形成络合物,因而增加 U 的溶解度。特别是 I 型有机质在表生氧化过程中可以形成类腐殖的大分子,这些大分子尤其是其中的富啡酸对铀的浸出和水迁移具有积极的影响^[20]。程汝楠^[10]研究了麻布岗地区水中铀和腐殖酸的相互关系,发现当水中腐殖酸含量由 0.66

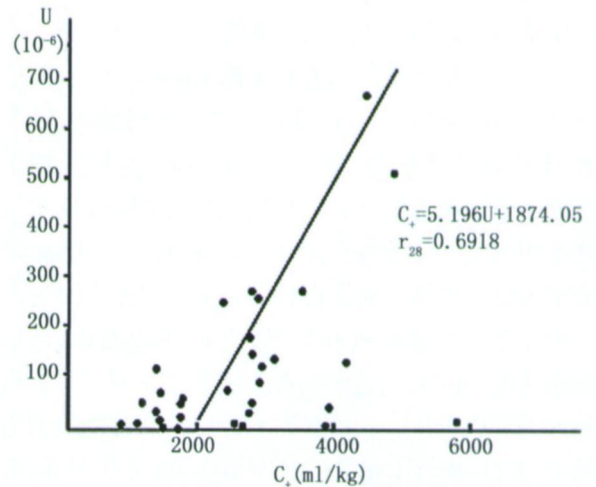


图 3 容矿层中 C_+ 与 U 相关曲线图

Fig3 The correlation chart of U with C_+ in ore-hosting bed

增加到 6.6 mg/l 时,水中铀含量由 1.0×10^{-7} 增加到 9.25×10^{-5} g/l。在弱酸性—中性水条件下,腐殖酸铀酰是水中铀的主要存在迁移形式。同时有机质的有氧化可以产生大量 CO_2 , 溶于水中,使地下水 pH 降低,水中碳酸盐含量增加,也有利于容矿层铀的氧化溶解,形成稳定的碳酸铀酰 (UO_2CO_3 、 $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ 、 $UO_2(CO_3)_3^{4-}$), 随水向矿石带的迁移。

4.3 有机质在铀沉淀成矿过程中的作用

对十红滩铀矿床矿石中铀的存在形式进行分析发现,在富矿石中,吸附状铀含量可达 48.5%,而贫矿石中仅占 27.2%,六价铀含量从富矿石的 41.7%,降至贫矿石的 16.2%^[6]。表明在富矿石的形成过程中,吸附作用和还原作用的作用强度几乎相等,贫矿石形成则以还原作用为主。

第三类型的有机质具有陆源性质,并存在于有机碎屑如煤和树干中,对铀呈现高度富集特征,其腐殖酸成分能够导致铀从非常稀的溶液中固化到有机质上,因此次生的腐殖化合物能全面的决定在砂岩矿床中铀的分布^[20]。由于十红滩铀矿床容矿层岩石碎屑物之间较大的孔隙空间,孔径较大 ($50 \sim 200 \mu m$)^[11],有机质埋藏浅、成熟度低,地层温度低,所有非常有利于微生物的生长和发育^[8]。而在层间氧化带尖灭处,也即需氧的和不需氧的环境边界上,微生物的种属最多且活动最为强烈,分布有硫酸盐还原菌,生烃菌和生氢菌等。在该带的有机碳富集部位,有机质在厌氧细菌的催化作用下,发生脱氢作用和氧化作用,使有机质的氢、碳含量降低,有机氧含量增加,干酪根的镜质体反

射率和 O/C 原子比增大,同时使地下水中的硫酸盐被还原,形成强还原性气体 (CH_4 、 C_2H_6 、 H_2 、 H_2S 等)^[12-13]。甲烷在脱硫菌的作用下及水中硫酸盐与烃(有机质)之间发生氧化—还原反应生成有机酸^[14],使周围岩石中轻烃总量、可溶有机物含量和干气指数较氧化带、还原带明显增大, $\delta^{13}\text{C}$ 减小,地下水的氧化—还原电位急剧降低,形成铀的还原地球化学障,对从氧化带运移而来地下水中的六价铀进行还原并高度富积,形成沥青铀矿、腐殖酸盐等^[15],和其它次生矿物如黄铁矿、碳酸盐一起充填在有机碎屑中。

闵茂中^[16]在十红滩铀矿石中发现沥青铀矿充填在炭化木碎屑的细胞腔中,在炭化木周围则有较强的荧光。镜下鉴定发现,矿石带中有大量的新生黄铁矿、白铁矿晶体和方解石晶体。而且相对其它地球化学分带,矿石带中钙质结核层层数明显增多,累积厚度明显增大。硫同位素和碳同位素分析结果表明,矿石带钙质结核层的碳和黄铁矿的硫均来源于生物有机成因^[17]。钙质层中有较高的酸解吸附烃,则因为碳酸盐是微生物氧化烃类时产生的 CO_2 后沉淀形成的,而未被氧化的烃类被封闭起来,结合在方解石中,这类被封闭的烃与金属矿物中的流体包裹体相类似^[18]。

有机碳则被氧化成无光泽的粉末状炭屑,比表面积增大,吸附性增强,使六价铀以吸附状赋存于炭屑的表面上,而这一作用反过来又加速了铀的还原作用^[11]。还原性气体、有机酸等在浓度差和地下水的作用下向有机碳含量低的部位扩散。同时由于缺氧,可能由氧化带迁来的以富啡酸为主的腐殖酸缩合成酸性较弱、含氧较少的以胡敏酸为主的腐殖质,形成黑色的无定性有机质,使矿石带有机碳含量增高,有机质转化率 A/C 降低,容矿岩的还原容量增大,地下水的 Eh 进一步降低,导致铀的还原沉淀,形成以四价铀为主的低品位矿石。

5 结论

十红滩铀矿床容矿层的矿石带中具有较高含量的有机碳、可溶有机物、酸解吸附烃等;其中有机碳为腐殖型,来源于富氧的高等植物;作为含矿含水层隔水顶板的煤层处于弱褐煤与暗褐煤阶段,而煤成烃则处于生物化学生气阶段;容矿层岩石酸解吸附烃属于煤成气,是容矿层中有机质在厌氧菌的作用下氧化作用的产物。容矿层的铀含量与有机碳之间无明显的相关关系,但与可溶有机物、酸解吸附烃的轻烃总量呈正相关关系。在含氧环境下,型有机质在细菌的催化下氧

化分解生成有机酸,有利于铀从层间氧化带中迁出。而在矿石带有机质在厌氧细菌的作用下,形成强还原性气体、有机酸及由氧化带迁来的以胡敏酸为主的腐殖酸,使矿石带有机质含量增高, Eh 降低,导致铀的吸附作用和还原作用,形成工业铀矿。

本文中的实验得到核工业 203 研究所分析测试中心高级工程师张富平和其他同志的大力帮助,文章编写过程中得到核工业 203 研究所总工程师徐高中,研究员级高工胡俊祯、王金平,高级工程师陈宏斌等同志的热情指导,在此深表谢忱!

参考文献 (References)

- 中国科学院地球化学研究所地球化学与沉积学研究室. 有机地球化学. 北京: 科学出版社, 1982. 1~ 354 [Geochimistry and Sedimentology Research Division, Academia Sinica Organic Geochimistry Beijing Science Press 1983. 1~ 354]
- 权志高, 李占双. 新疆十红滩砂岩型铀矿床基本特征及成因分析. 地质论评, 2002, 48(4): 430~ 436 [Quan Zhigao, Li Zhanshuang Geological characteristic and genesis of the Shihongtan sandstone type uranium deposit Xinjiang Geological Review, 2002, 48(4): 430~ 436]
- 谢书成, 殷鸿福. 生物—有机质—流体成矿系统—以南京栖霞山铅锌银锰多金属矿床为例. 武汉: 中国地质大学出版社, 1997. 52~ 53 [Xie Shucheng, Yin Hongfu. Organic-organism-Fluid Metallogenetic System—Exemplified by Pb-Zn-Ag-Mn polymetallic deposit of Qixiashan in Nanjing. Wuhan: China Geology University Press, 1997. 52~ 53]
- 中国科学院地球化学研究所. 高等地球化学. 北京: 科学出版社, 1998. 352~ 353 [Geochimistry Research Institute, Academia Sinica Higher Geochimistry Beijing Science Press 1998. 352~ 353]
- 袁明生, 梁世君, 燕列灿, 等. 吐哈盆地油气地质与勘探实践. 北京: 石油工业出版社, 2002. 148 [Yuan Mingsheng, Liang Shijun, Yan Liecan et al. Oil-gas Geology and Exploration Practice in Turpan-Hami Basin. Beijing: Petroleum Industry Press, 2002. 137~ 148]
- 李占游, 李保侠, 乔海明, 等. 新疆吐鲁番十红滩铀矿床南矿带 32-31 勘探线普查地质报告. 陕西咸阳: 核工业 203 研究所, 2002. 1~ 175 [Li Zhanyou, Li Baoxia, Qiao Haiming et al. The prospecting report on No. 32-31 exploration line of South ore zone of Shihongtan uranium deposit in Turpan, Xinjiang. Xi'an Yang Shaanxi No. 203 Research Institute of Nuclear Industry, 2002. 1~ 175]
- 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学. 北京: 科学出版社, 2000. 195~ 203 [Zheng Yongfei, Cheng Jiangfeng. Stable Isotope Geochimistry. Beijing: Science Press, 2000. 195~ 203]
- 中国石油学会石油地质委员会. 有机地球化学和陆相生油. 见: 戴金星, 宋岩主编. 煤成气型生物成因气及其成因探讨. 北京: 石油工业出版社, 1986. 297~ 304 [Petroleum Geology Institute of Chinese Petroleum Society Organic Geochimistry and Origin of Oil from Continental Deposits. In: Dai Jinxing, Song Yan, eds. Discussion on Biogas Generated from Coal Measures and Its Origin. Beijing: Petroleum Industry Press, 1986. 297~ 304]

- 9 侯读杰, 张林晔. 实用地球化学图鉴. 北京: 石油工业出版社, 2003
115 [Hou Du jie Zhang Lin ye Practical Oil-gas Geochemistry Illustrated Handbook Beijing Petroleum Industry Press 2003 115]
- 10 史维浚. 铀的水文地球化学循环与生物地球化学循环. 华东地质学院学报, 1989, 12(2): 79~86 [Shi Weijun The cycle of the uranium hydrogeochemistry and biological geochemistry. Journal of East China Geological Institute, 1989, 12(2): 79~86]
- 11 乔海明, 张复新, 徐高中, 等. 吐哈盆地十红滩铀矿床的水文地质特征及矿床成因分析. 地质论评, 2005, 48(4): 430~436 [Qiao Haiming Zhang Fuxin Xu Gaozhong *et al* Hydrogeologic characteristics and metallogenesis of the Shihongtan sandstone-type uranium deposit in Turpan-Hami basin. Geological Review, 2005, 48(4): 430~436]
- 12 王剑锋. 试论天然有机质与铀矿化的关系. 地球化学, 1993, 3: 294~302 [Wang Jianfeng Natural organic substance and its implication uranium mineralization. Geochimica 1993, 3: 294~302]
- 13 王剑锋. 铀地球化学教程. 北京: 原子能出版社, 1986, 380~381 [Wang Jianfeng The Course in Uranium Geochemistry. Beijing Atomic Energy Press, 1986, 380~381]
- 14 纪友亮, 冷胜荣, 张立强. 吐哈盆地侏罗系层序地层学及复杂储层研究. 北京: 石油工业出版社, 1998, 103~105 [Ji Youliang Leng Shengrong Zhang Liqiang The Study on Sequence Stratigraphy and Complex Reservoir of Jurassic System in Turpan-Hami Basin. Beijing Petroleum Industry Press, 1998, 103~105]
- 15 向伟东, 陈肇博, 陈祖伊, 尹金双. 试论有机质与后生砂岩型铀成矿作用——以吐哈盆地十红滩地区为例. 铀矿地质, 2002, 16(2): 65~73 [Xiang Weidong Chen Zhaobo Chen Zuyi Yin Jinsuang Discussion on relationship between organic matter and metallogenesis of epigenetic sandstone type uranium deposits taking Shihongtan district in Turpan-Hami basin as an example. Uranium Geology, 2002, 16(2): 65~73]
- 16 闵茂中, Xu H F, Banton L L, 等. 厌氧菌 *Shewanella putrefaciens* 还原 U() 的实验研究应用于中国层间氧化带砂岩型铀矿床. 中国科学 D 辑, 2004, 34(2): 125~129 [Min Maozhong Xu H F, Banton L L, *et al*. The experiment and study on anaerobe reducing U(): the application in interlayer oxidized zone sandstone uranium deposit. Science in China (Series D), 2004, 34(2): 125~129]
- 17 朱西养, 彭新建, 汪云亮, 等. 新疆十红滩层间氧化带砂岩型铀矿同位素地球化学研究. 矿床地质, 2004, 23(4): 443~451 [Zhu Xiyang Peng Xinjian Wang Yunliang *et al*. Isotope geochemistry of Shihongtan interlayer oxidized zone type sandstone uranium deposit. Mineral Deposits, 2004, 23(4): 443~451]
- 18 吴传璧, 周书欣译. 油气化探的理论与方法. 北京: 地质出版社, 1989, 1~85 [Wu Chuanbi Zhou Shuxin. Theory and Method of Geochemical Oil-gas Prospecting. Beijing: Geological Publishing House, 1989, 1~85]
- 19 Spinkis C S. The role of organic matter in the formation of uranium deposits in Sedimentary rock. Ore Geology Review, 1996, 11(1-3): 53~69
- 20 Landaís P. Organic geochemistry of sedimentary uranium ore deposits. Ore Geology Review, 1996, 11: 33~51
- 21 Wood SA. The role of humic substances in the transport and fixation of metals of economic interest (Au, Pt, Pd, U, V). Ore Geology Review, 1996, 11(1-3): 1~31

A Preliminary Analysis on Organic Geochemical Characteristics of the Shihongtan Sandstone-type Uranium Deposit in Turpan-Hami Basin

QIAO Haiming^{1,2} ZHANG Fuxin¹ CAI Jingfang²

YU Xirshan² SONG Zhe² LI Wenhui²

(1. Northwest University, Geology department, Xi'an 710069; 2. No. 203 Research Institute of Nuclear Industry, Xi'an Yang, Shaanxi 712000)

Abstract The Shihongtan uranium deposit in Turpan-Hami basin is an interlayer oxidized zone type sandstone uranium deposit which occurs in the coal-bearing detrital rocks of braided meandering stream facies in the Middle Jurassic Xishanyao Formation. There is a great deal of organic matter in the ore-hosting bed. There is distinct content of organic carbon, soluble organic matter, acidolysis hydrocarbon in various geochemistry belt rocks, and the maximum content in the ore belt. Organic carbon mother material type is sapropelic humus, organic matter is under mature stage. Acidolysis hydrocarbon is coal-gas type. Uranium content in rock is positively correlative to soluble organics and acidolysis hydrocarbon by statistical count. The paper analyzed the role of organic matter in sandstone type uranium metallogenetic process and concluded that the material decomposed under oxygenic condition is advantageous to uranium dissolution and migration in groundwater, material decomposed and polymerized under oxygen-deficient condition forms reducing and adsorption geochemistry barrier for uranium precipitation, play an important role in uranium metallogenetic process.

Key words organic carbon, soluble organics, acidolysis hydrocarbon, organic geochemistry, sandstone uranium deposit, interlayer oxidized zone, Shihongtan, Turpan-Hami basin