

松辽盆地东北隆起区砂岩型铀矿成矿条件分析

杨海波¹, 钟延秋²

(1. 中国地质科学院, 北京 100037; 2. 大庆油田有限责任公司 勘探开发研究院, 黑龙江 大庆 163712)

摘 要 运用水成矿理论, 对松辽盆地东北隆起区砂岩型铀矿成矿的铀源、构造、沉积、水文地质、古气候等条件进行了分析, 认为该区具有良好的砂岩型铀矿成矿地质条件。具体表现在区内存在受构造运动影响地层隆起遭受剥蚀的构造天窗, 在盆地边缘发育向南西倾斜的斜坡带; 有利铀成矿的河流相、三角洲相砂体发育; 泥岩-砂岩-泥岩结构层发育良好, 有含水透水和隔水层; 补-径-排机制较完善, 水动力条件较好, 具有渗入型自流水盆地特征。该区具有良好的勘探前景。

关键词 砂岩型铀矿; 成矿条件; 构造天窗; 自流水盆地; 松辽盆地

ANALYSIS ON THE ORE-FORMING CONDITIONS OF THE SANDSTONE TYPE URANIUM DEPOSIT IN THE NORTHEAST UPLIFT OF SONGLIAO BASIN

YANG Hai-bo¹, ZHONG Yan-qi²

(1. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;

2. E&D Research Institute of Daqing Oil Company, Ltd., Daqing 163458, Heilongjiang Province, China)

Abstract : With the theory of hydrogenic uranium deposit, the conditions of uranium source, geological structure, hydrology, sedimentation and paleo-climate for the metallogenesis of sandstone type uranium deposits in the northeast uplift of Songliao Basin are analyzed. The following geological conditions are considered favorable for the metallogenesis of sandstone type uranium deposits in this area: Influenced by tectonic movements, stratum uplifting and erosion, a structural inlier is formed in the area; A SW-trending slope belt is developed in the margin of the basin; The well developed sand bodies of fluvial facies and delta facies are deposited; an interlayer zone of mudstone-sandstone-mudstone is developed with permeable bed and impermeable bed; The supply-passage-discharge system is complete with favorable hydraulic condition and the characteristics of secondary seeping artesian basin. As a result, the prospects of uranium in the northeast uplift of Songliao Basin are encouraging.

Key words : sandstone type uranium deposit; ore-forming condition; structural inlier; artesian basin; Songliao Basin

1 地质构造背景

1.1 区域构造位置

东北隆起区是松辽盆地的一级构造单元(图1), 共划分为海伦隆起带(IV₁)、绥棱背斜带(IV₂)、绥化凹陷(IV₃)、庆安隆起带(IV₄)和呼兰隆起带(IV₅)5个二级构造单元, 面积约为32 520 km², 呈北北东向展布, 其西邻中央拗陷区(III)和北部倾没区(II), 东与小兴安岭山脉相连。在盆地发展过程中, 构造活动相对比

较强烈, 在克山-依龙地区(II₄)地层抬升降起遭受剥蚀较大, 形成了有利于含铀含氧水渗入的构造天窗。盆地边缘长期处于区域性单斜构造状态, 是层间氧化带砂岩型铀矿成矿的有利地带。

1.2 基底特征

钻井资料及盆地边缘的地质资料表明, 基底岩性主要由上古生界石炭-二叠系浅变质岩及晚印支期花岗岩构成^[1], 埋深一般为500~3000 m, 其顶面呈较平坦

收稿日期: 2011-08-02; 修回日期: 2011-09-04; 编辑: 张哲。

作者简介: 杨海波(1965—), 男, 博士, 高级工程师, 现于中国地质科学院博士后工作站, 主要从事能源勘探研究, 通信地址: 黑龙江省大庆市让胡路区爱国路33号大庆油田高级人才培训中心, 邮政编码: 163458, E-mail: yanghaibo081@cnpc.com.cn

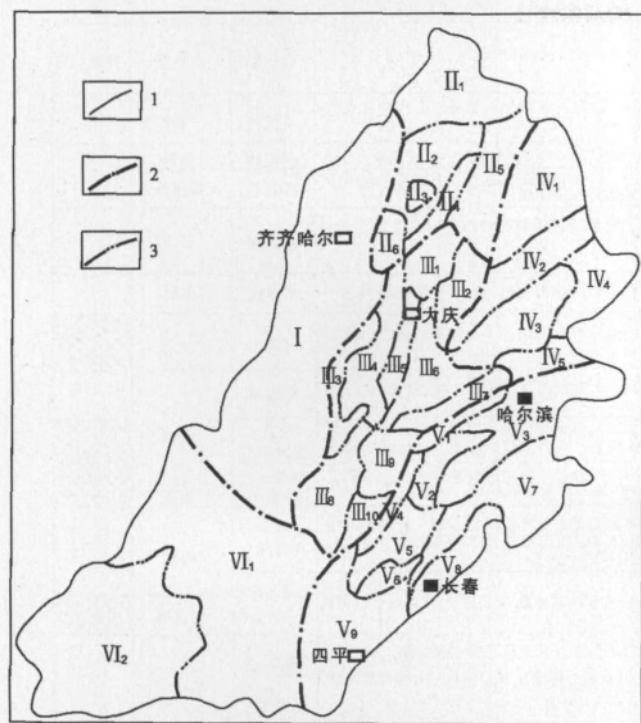


图1 松辽盆地构造单元划分图

Fig. 1 Tectonic unit division of the Songliao Basin

1—盆地边界(boundary of basin); 2—一级构造分区线(boundary of Grade 1 tectonic unit); 3—二级构造分区线(boundary of Grade 2 tectonic unit)

的南西倾向的斜坡。基底断裂十分发育,为北东和北西向,主要有孙吴—双辽、富裕—明水、海伦—登娄库等基底大断裂,多为高角度正断层,对该区的构造格局、沉积物的分布起着控制主导作用。

1.3 盖层特征

研究区内的盆地盖层由中生界组成(图2),自下而上依次发育有:上侏罗统火石岭组,下白垩统沙河子组、营城子组、登娄库组,上白垩统泉头组、青山口组、姚家组、嫩江组、四方台组、明水组,第三系依安组、泰康组及第四系,累计厚度可达4000 m,各地层具体发育特征如下^[2]。

(1)火石岭组(K_1h):岩性主要为凝灰质角砾岩、凝灰岩、安山岩、玄武岩及凝灰质砾岩等。底部角度不整合于基底岩系之上。

(2)沙河子组(K_1sh):广泛分布于各断陷内,主要为一套水体相对较深的半深湖—湖沼相沉积。岩性以灰黑色、深灰色泥岩为主,夹有灰白色砂岩、粉砂岩及少量凝灰岩。与下伏地层呈局部不整合接触。

(3)营城组(K_1y):为火山—陆源碎屑含煤沉积建造,下部岩性以安山质玄武岩、火山角砾岩、凝灰砂岩及灰色砂岩、砂砾岩、灰黑色泥岩夹煤层为主;上

部以酸性火山岩、火山碎屑岩及砂岩、粉砂岩和黑色泥岩为主,含可采煤层。与下伏地层呈整合或平行不整合接触。

(4)登娄库组(K_1d):是断拗转化过渡时期沉积的一套地层,下部以灰白色、杂色砂砾岩为主,夹灰绿、紫红色泥岩及少量凝灰岩;上部为灰绿、灰褐色泥岩与杂色砂砾岩互层。与下伏营城组呈角度不整合接触。

(5)泉头组(K_2q):是松辽盆地拗陷期早期阶段的沉积,以河流相为主,向盆地边缘粒度变粗。按岩性可将该组分为4段:泉一段以紫灰、灰白色砂砾岩与暗紫红色泥岩互层为主,局部夹少量凝灰岩;泉二段以紫红、褐红色泥岩为主,夹紫灰色、灰白色砂岩;泉三段以灰绿、紫灰色粉、细砂岩与紫红色泥岩互层为主;泉四段为灰绿、灰白色粉、细砂岩与紫红、棕红色泥岩互层,顶部常为灰绿色泥岩。与下伏登娄库组呈整合—平行不整合接触。

(6)青山口组(K_2qn):该时期是松辽盆地沉积范围比较大的一个时期,下部以深湖—半深湖相泥岩、页岩为主,夹油页岩;上部为黑色、深灰色泥岩夹灰色、灰绿色钙质粉砂岩和多层介形虫层。本组向盆地边部粗碎屑增多,与下伏地层泉头组呈整合—平行不整合接触。

(7)姚家组(K_2y):以紫红色、棕红色、灰绿色泥岩与灰白色砂岩互层为主。与下伏青山口组呈整合—不整合接触。

(8)嫩江组(K_2n):是盆地内分布范围最广的地层。下部岩性主要为黑色、灰黑色泥岩、页岩,夹油页岩;上部为灰绿、深灰、棕色泥岩与粉砂岩、细砂岩互层。与下伏姚家组呈整合接触。

(9)四方台组(K_2s):属盆地萎缩期的沉积,其分布范围大大缩小,且沉积中心也已向盆地西移,主要分布于研究区西部,研究区东部只有局部出露,以河流相为主。其下部岩性为砖红色含细砾的砂泥岩夹棕灰色砂岩和泥质粉砂岩;中部为灰色细砂岩、粉砂岩、泥质粉砂岩与砖红色、紫红色泥岩互层;上部以红色、紫红色泥岩为主,夹少量灰白色粉砂岩、泥质粉砂岩。与下伏嫩江组呈角度不整合接触。

(10)明水组(K_2m):比四方台组分布范围更为局限,主要分布于研究区的西部,东部普遍缺失。岩性主要为灰绿、灰黑色泥岩与灰、灰绿色砂岩、泥质砂岩交互组成。与下伏四方台组呈整合—平行不整合接触。

(11)依安组:主要分布于研究区西部,上部为黄绿色粉砂岩、泥质粉砂岩与灰色泥岩互层,向上粉砂岩增多,局部地区夹有褐煤层,厚约190 m;下部以暗灰色、

地 层				代号	厚度/m	柱 状 图	岩 性 描 述	沉积相	古气候	含油层位
系	统	组	段							
第四系				Q	<100		腐殖土、黑色黏土、黄灰亚黏土、黄灰色流沙及灰白色中粗砂岩、砂砾岩	河流相	干温湿	
第三系		泰康组		N ₁ t	0~60		上部灰黄、灰绿、棕灰色砂砾岩,下部黄灰色砂岩、砂砾岩。	河流相	湿温	
		依安组		E ₁ y	0~90		上部杂色砂砾岩、砂岩夹黄灰色泥岩、下部灰黄含砂砾岩夹灰色、灰黑色泥岩及煤线。	河流相	湿温热	
白 垩 系	上 统	明水组	二段	K ₁ m ²	0~357		棕红、灰绿、灰色泥岩、砂质泥岩与灰绿色砂岩互层韵律明显。	河流相	干热	
			一段	K ₁ m ¹	0~172		灰绿色砂岩、泥质砂岩与灰黑色泥岩,构成正韵律。	河流相	湿温	
		四方台组		K ₁ s	0~116		棕红色泥岩、砂质泥岩与灰绿、黄灰色粉砂岩、砂岩互层,局部夹灰色粉砂质泥岩。	河流相	干热	
		嫩 江 组	五段	K ₁ n ⁵	0~116		紫红色泥岩与灰绿色细砂岩、中砂岩、粗砂岩组成二个正韵律。	河流相	干热	
			四段	K ₁ n ⁴	0~		灰绿色泥岩、粉砂、细砂岩中粗砂岩等互层,顶部夹紫红色泥岩,局部为紫红色夹灰绿色泥岩,边部见砂砾岩。	河流— 浅水湖泊	干热	
			三段	K ₁ n ³	0~130		灰绿、灰白、灰色细砂岩、粉砂岩与泥岩互层,顶部夹紫红色泥岩,边部见砂岩及含砾砂岩、砂砾岩。	河流— 浅水湖泊	湿温	
		组	二段	K ₁ n ²	0~252		深灰、灰黑色泥岩、页岩、夹泥质粉砂岩,顶部为厚度稳定的黑色油页岩,本区边部相变为灰黑色泥岩并富含化石。	浅湖— 深湖相	湿温	
			一段	K ₁ n ¹	0~198		灰绿、灰黑色泥岩夹灰色细砂岩,中粗砂岩,及薄紫红色泥岩。	浅湖—沙流— 一半深湖相	湿温热	
		姚家组		K ₁ y	0~347		以棕红色块状泥岩为主,夹灰绿色薄层状泥岩,棕红色泥质粉砂岩及细砂岩,普遍含钙质结核,中部有薄层状结晶石膏。	泛滥平原— 浅水湖相	半干热	
		青山口组		K ₁ qn	0~215		主要为灰绿色泥岩,其次为粉砂质泥岩、油页岩、泥页岩和薄层状粉砂岩及砂岩。	浅湖	温湿	
		泉 头 组	四段	K ₁ q ⁴	0~167		紫红色及灰色泥岩、泥质粉砂岩、泥质砂岩与灰白色,浅红色中粗砂岩、含砾砂岩等构成完整正韵律,总体以泥质砂岩为主,单个韵律7~10 m。	泛滥平原— 曲流沙	半干热	
			三段	K ₁ q ³	0~285		以紫红色至灰白色泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩为主,其次为泥质砂岩、细砂岩、中粗砂岩及薄层砂砾岩,构成数十个韵律层,单个韵律层厚5~15 m。	冲积扇— 辫状沙— 冲泛平原相	半干热	
			二段	K ₁ q ²	0~787		主要为紫红色紫灰色细砂岩、杂色中粗砂岩,其次为含砾砂岩、砂砾岩及泥岩。		半干热 局部温湿	
			一段	K ₁ q ¹	0~370		紫灰、灰白、绿灰中厚层砂岩、砂砾岩与紫红、绿灰色泥岩互层			
下 统	登 娄 库 组	三、四段	K ₁ d ³⁺⁴	0~1547		黄褐、黄灰 灰白色砂岩含砾砂岩、砂砾岩与薄层泥岩互层				
		一、二段	K ₁ d ¹⁺²			灰白、灰绿、黄灰色砂岩、砂砾岩、砾岩及薄层的暗色泥岩				
	普 城 组		K ₁ pc	0~960		下段灰黑安山玄武岩、灰绿凝灰质砂砾岩夹薄层泥岩、煤层 上段灰白、浅肉红色流纹岩、灰色凝灰质砂砾岩、砂岩夹煤层				
		沙 利 子 组	K ₁ sl	0~815		灰色、灰黑色泥岩与粉砂岩、砂岩、砂砾岩互层夹煤层				
侏 罗 系	上 统	火 石 岭 组		J ₁ sh	0~832		中基性火山岩、沉积岩夹薄煤层			
海西-燕山期花岗岩或古生代浅变质岩				r / Pz			主要为二长花岗岩、花岗闪长岩、正长花岗岩等;古生代浅变质岩为长石英砂岩、钙质砂岩及粉砂质板岩等。			

图 2 松辽盆地东北部隆起区综合柱状图

Fig. 2 Comprehensive column of the northeast uplift of Songliao Basin

灰黑色腐泥质泥岩为主,有时夹有红色泥岩,厚 60~110 m。与下伏明水组为不整合接触。

(12)泰康组:主要分布于研究区西部,下部为灰白色疏松砂砾岩、泥质砂岩与灰色泥岩互层,厚度 60~80 m;上部为灰黄色砂质泥岩夹灰白色泥质粉砂

岩或粉砂岩,厚度 10~30 m。与下伏依安组角度不整合接触。

(13)第四系:在盆地内非常发育,厚度可在 10~100 m 之间,主要为风成堆积和河湖相沉积。岩性多为黄土状亚黏土、黑色淤泥质亚黏土、亚黏土、砂土及砂

砾层,与下伏第三系呈平行不整合—角度不整合接触。

1.4 构造演化特征

东北隆起区沉积盖层经历早期断陷、中期拗陷、晚期反转3期构造演化^[3]。受后期反转构造影响,在古近系沉积前地层遭受大规模剥蚀。主体构造于四方台组沉积前形成雏形,定型于古近系沉积前。

基底古隆起不均衡活动控制沉积盖层的构造、沉积格局。泉头组沉积之前,盆地为由断陷期向拗陷期演化过渡阶段,地层断裂发育得相对较少,多数是区域持续拉张形成的张性断块构造控凹边界断裂向上持续发展的结果,形成了早期基底断裂。青山口组沉积之前,受基底断裂活动的控制,形成了拗陷期伸展断裂。断裂以小型正断裂形成堑垒构造带为主,向下多消失在登娄库组地层顶(或底)面上,或与下部大断裂相连。

姚家组沉积之前,处于盆地大规模抬升后的初期沉降阶段,形成相对密集的断裂系统。断层活动频繁,部分上断至T1层(姚家组顶部)。此时期断裂向浅部可断穿姚家组底部反射层,在青山口组地层内消失,而向深部可断穿青山口组甚至泉头组,而长期继承性断层可断穿下部各套地层。所以,可确定此类断裂是在姚家组沉积时期继续受原区域应力场作用形成的,且部分断裂继承深部断裂而发育。嫩一、二组沉积之前,断裂相对不发育,此期断裂断穿姚家组地层并向上进入嫩江组底部终止,向下可断穿下部层位,因此可断定它们在区域应力场的作用下形成于嫩江组一、二段沉积时期。

嫩江组沉积以后至现今时期,随着全盆地大规模的构造运动,断层的活动较强,使浅层断裂与深部断裂相接,主干断裂断距增大,是深部油气向上逸出还原气体(CH_4 、 H_2S)的良好通道,在适宜地点形成氧化—还原障,可造成铀的沉淀富集。

2 砂岩型铀矿成矿条件分析

2.1 铀源条件

松辽盆地东北隆起区的蚀源补给区小兴安岭褶皱隆起带中,酸性及中酸性花岗岩类极其发育。以印支晚期的二长花岗岩、碱长花岗岩和正长花岗岩分布最广,铀含量也较高,平均值达 $2.13\times 10^{-6}\sim 2.37\times 10^{-6}$,是区内的最主要富铀岩体。地面测得其铀含量平均达 7.02×10^{-6} ,钍含量达 $11.93\times 10^{-6}\sim 43.68\times 10^{-6}$ 。区内古生界火山岩系及沉积地层出露面积虽然不大,但地面调查结果认为其具有良好的含铀性,铀含量达 $3.64\times 10^{-6}\sim 4.37\times 10^{-6}$ 。另外上侏罗统帽儿山组凝灰熔岩和下白垩统宝

密河组凝灰质砂岩、砾岩的铀含量都明显较高,达 $2.6\times 10^{-6}\sim 6.9\times 10^{-6}$,钍含量达 $4.2\times 10^{-6}\sim 22.29\times 10^{-6}$ 。航空伽玛能谱测量显示,蚀源补给区铀含量特征是在 $1.75\times 10^{-6}\sim 2.25\times 10^{-6}$ 的背景上分布着 $2.5\times 10^{-6}\sim 3.0\times 10^{-6}$ 的铀高场,局部最高达 4.5×10^{-6} ,铀钍比值为0.2~0.35。总之,该区地质体铀含量较高,并长期处于隆起风化剥蚀状态,能为盆地沉积提供较丰富的铀^[4]。

2.2 构造条件

东北隆起区在盆地发展演化过程中形成了区域性单斜构造,向南西方向倾斜,倾角一般6~10°。其东北边缘紧靠小兴安岭蚀源区,这样的斜坡带是层间氧化带砂岩型铀矿成矿的有利地带。在中新生代构造运动过程中,在铀矿勘查目的层泉头组以上地层内,主要形成了3个不整合面,即晚白垩世嫩江组末、晚白垩世明水组末和渐新世依安组末。与此同时,在挤压应力体制下形成了一种特殊类型的叠加构造样式——反转构造。可分为两种类型,一种为断裂型反转构造,即下部为正断层,上部为逆断层,如任民镇断层;另一种为背斜型反转构造,即下部为断陷式(向斜)构造,上部为背斜构造或隆起带,如海伦隆起带、绥棱背斜带、庆安隆起带、呼兰隆起带等,易于形成剥蚀天窗,使得大气降水可以在剥蚀天窗处及单斜岩层的出露处毫无阻挡地渗入,源源不断地补给承压含水层。这些大气降水饱含氧气,在渗入和流动过程中可形成局部的层间氧化带。大气降水在地表氧化还原环境中把蚀源区的铀带入地下,在氧化—还原带富集成矿^[5]。

2.3 岩相古地理条件

层间氧化带砂岩型铀矿的形成与盆地的岩相古地理条件有着密切的关系,要求砂岩层具有高还原性、高渗透性和分布的高稳定性。分布宽广、产状舒缓、厚度较大、渗透性好且富含还原物质(有机质、黄铁矿等)的沉积砂岩层,往往是形成大型层间氧化带砂岩型铀矿的基础,大型冲积扇前缘的河湖交互相带是有利的岩相带。

松辽盆地白垩系主要为一套内陆河流—湖泊相沉积,自下而上共分8个组22个段,其中属大型沉积拗陷阶段的上白垩统泉头组、青山口组、姚家组和嫩江组三—五段可能是最有希望的赋矿层位,它们构成一个由粗—细—粗的复合沉积旋回及泉头—青山口、姚家—嫩江组两个亚旋回。生油岩的主要相带是深湖、浅湖和沼泽相,而铀矿化主要与河流相、冲积扇前缘的冲泛平原相或部分三角洲相关系密切。

2.3.1 泉头组的岩相古地理

泉头组是盆地由断陷转变为拗陷时期和干热气候条件下沉积的,早期受隆拗格局的影响,沉积有继承登娄库组的特点,属充填式沉积,以填平补齐为主。中期以后形成统一的拗陷,地层在北安—富源一线以东直覆于基底之上,形成的岩石以红色为主,少部分为灰色和浅灰色,厚层砂岩与泥岩互层,并组合成大幅度的正旋回层。湖相发育于大庆—安达一带,向小兴安岭褶皱隆起方向,依次有半环状分布的滨浅湖、冲泛平原相(或称河流相)沉积,以河流相沉积为主。冲积扇体发育于区内北部克山一带,东部庆安—海伦一带均纳入克山沉积体系,发育着半环状分布的冲泛平原相沉积。

2.3.2 青山口组的岩相古地理

青山口组是盆地大型拗陷发育全盛时期和温湿气候条件下的沉积。青一段湖面大,在泉头组顶部发育了大面积厚层的灰黑色泥岩,青二、三段湖面缩小,形成了快速湖侵缓慢湖退总背景下的一套反旋回沉积。湖相沉积主要在大庆—青岗—呼兰一线的西南,岩性以暗色泥岩为主,偶夹粉砂岩。其他相带则由于物源的易位而产生改变,同时发育北部和东部两个沉积体系。

北部沉积体系在讷河、北安一带,从北往南到湖相区的体系结构依次是冲洪积扇相、冲泛平原相(也称河流相)、三角洲相。冲洪积扇相岩性由红、灰绿色泥岩与灰白色砂砾岩、砾岩组成,直覆于基底风化壳上,冲泛平原相以红色、杂色、灰绿色泥岩与灰白色含砾砂岩、砂岩呈不等厚互层。三角洲相则以粉砂岩与暗色泥岩为主。

东部沉积体系在铁力—哈尔滨一带,宽广的斜坡上形成了以水上冲积扇—漫湖相为特征的沉积,发育灰白色粗碎屑岩和灰色粉砂岩、泥岩互层及平原淤积的红色泥岩。

2.3.3 姚家组的岩相古地理

姚家组是区内又一个红色地层和砂岩较发育的层段,为大型沉积拗陷发育中期水体最浅时和干热气候条件下的产物,与青山口组沉积的继承性较好,但早期由于湖体抬升、剥蚀,致使北部的局部地段缺少青山口组顶部地层。姚家组底部的层段在部分区域也缺失。中后期湖侵超覆,姚家组上部地层直覆于青山口组之上。完整的地层厚度为 210 m,沉积相带发育齐全,但三角洲相更为多见。

湖相区主要在大庆北、青岗至富源、哈尔滨的西南范围。岩性以灰、灰黑色泥岩、粉砂岩及含钙质砂岩互层为特征。

北部沉积体系中冲积扇相在依安—克山以北发

育,砂岩厚度大,层位相对较少,往南至湖相区则为一套冲泛平原相或互相叠覆的河口砂坝沉积。

东部沉积体系承袭了青山口组二、三段的特征,铁力—望奎物源伸入盆地,发育了一套水上冲积扇—漫湖沉积系列,湖区广阔,使红色泥岩覆盖面积扩大。

岩性组合中,姚一段砂岩较发育,姚二、三段为砂泥岩互层或大段泥岩。

2.3.4 嫩江组的岩相古地理

嫩江组是大型沉积拗陷发育的中晚期第二次更大规模沉降的产物,气候温湿,与姚家组为连续沉积,形成一个粗—细—粗的沉积旋回。与姚家组相比,嫩一、二段湖区急剧扩大,致使现今盆地范围尚不见边缘沉积,仅北安南局部地段有少量河流相产物。岩性以灰黑色泥岩为主,底部间夹砂岩。嫩三—五段湖区缩小,发育三角洲相和以河流相为主的沉积,岩性为灰黑色泥岩与砂岩的夹层或浅棕红色泥岩与砂岩互层。此时期湖相区是在以大庆为中心,以三兴—明水—兰西为边界的广阔区域,物源中心有五大连池、北安和富源等地。北部沉积体系仍发育完好,冲积扇主要发育于嫩江、五大连池一带,冲泛平原相则广布于依安、拜泉、绥化、哈尔滨等区域。

综上所述可以看出,松辽盆地在晚白垩世时期沉积环境稳定,泉头组—嫩江组的冲积扇相—冲泛平原相—湖相沉积相带发育完善,各期相带在空间展布上往往形成多层冲积扇叠合区或在其前缘发育多层有利的冲泛平原相带区。区域内由于受物源和北部、东部两个沉积体系的影响,各相带呈半环状分布。其中的冲泛平原相或河湖交互相带在三兴—拜泉—绥棱—庆安一带继承叠合发育,构成一个宽 80~100 km 的极有利于成矿的相带分布区。盆地的缓慢升降运动与湖侵湖退的交替,使相带中各期岩层常形成泥—砂—泥岩的互层韵律结构,为层间承压水准备了良好的地层和岩性条件。据资料介绍,青山口组和姚家组渗透砂岩占地层厚度 50%~60%,砂岩以厚层块状为主,砂岩单层厚度在 5~10 m,砂岩粒度以细粒和中粒为主。干旱—温湿的气候条件和氧化—还原环境的变迁,又使这些原岩在更大范围内产生红—灰—红色调变化的多旋回性:温湿湖侵还原环境下形成的灰色冲积扇—冲泛平原相或冲积扇—滞流沉积,由于富含植物碎屑,往往地层和岩石的含铀性增高,形成层间铀源。红色(或褐黄色)岩层与灰色岩层的相互交替,在本区干旱、半干旱的气候条件下,经含氧水作用,极易形成层间氧化带。所有这些,均为区内铀的后生富集成矿创造了良好的条件。

2.4 水文地质条件

松辽盆地由山脉所围限(西为大兴安岭,北为小兴安岭,东为张广才岭)呈周边高,内部为高平原及低平原组成的低洼陆相盆地。水系都由盆地周边向中心汇聚,是一个负向以渗入型为主的自流水盆地。渗入水盆地是形成层间氧化带型水成后生铀矿床的必要条件。

东北隆起区呈高平原景观,为一由北东向南西缓倾斜的宽阔斜坡区。地表多常年流水,大都由北东向南西径流,具有层间承压水,区内补-径-排机制完善,具有较好的渗入型水动力条件,分区十分清楚。

补给区为小兴安岭褶皱隆起带西坡。小兴安岭海拔一般小于1000 m,通常是450 m左右,局部高达690.9 m和1429 m,属典型的低山丘陵浅切割地貌景观。本区面积广阔,以现代分水岭为界,西南坡向盆地汇水的面积达10000 km²以上。在这里,70%以上的面积为各期花岗岩类所分布,特别是印支晚期二长花岗岩、碱长花岗岩及正长花岗岩最为发育。航测资料反映本区为富铀、偏钼、贫钾的高比值区。铀含量一般为 $2.5 \times 10^{-6} \sim 3.5 \times 10^{-6}$,并有大片铀含量高于 3.5×10^{-6} 的高场分布。本区岩石风化壳发育,基岩风化裂隙水和构造裂隙水发育,靠接受大气降水渗入补给,以泉或以侧向地下水径流形式排泄,补给盆地地表水和地下水。水质为HCO₃-Na·Mg类型的低矿化度淡水,水交替强烈,局部见有SO₄·HCO₃-Na型水。含氧水和含硫酸根、碳酸根水的发育及花岗岩、火山岩风化壳与断裂的广布,为岩石中的铀转入溶液并经构造裂隙下渗、迁移创造了条件。

径流区为北安-海伦-庆安一带的宽阔高平原区,是由北东向南西缓倾斜的斜坡带,是比较稳定的径流区,也是铀成矿有利相带分布区,位于盆地边缘,紧靠蚀源补给区,海拔高200~300 m。区内主要有上白垩统泉头组、青山口组、姚家组、嫩江组等多层含水层和隔水层。青二、青三段和姚家组以砂岩为主,发育在河湖过渡地带,为弱还原—氧化环境下的沉积产物,是主要的含水层,发育碎屑岩孔隙裂隙层间承压水,是油气的主要储集层,也是层间氧化带砂岩型铀矿赋存的有利层位。砂岩层富含还原剂是关键成矿因素,有机质、黄铁矿的存在,有利于厌氧微生物活动,产生H₂S,形成还原地球化学障。青一段、嫩一段和嫩二段以暗色泥岩为主(黑色页岩等),是在一种强还原—还原环境下的沉积产物,具有显著的高有机碳、还原硫、二价铁(黄铁矿)和低的三价铁等特征。青二和青三段也基本相似,岩石中的有机碳与还原硫、二价铁呈正相关关系,

而与三价铁呈负相关,是主要生油层,又是区域性隔水层。这种岩石的还原能力强,决定了外生条件下后生成矿的富集能力也强,利于成矿。由于构造运动的多旋回性造成的沉积物的多旋回性的反复变化,在剖面上形成多个生油层和储油层交替出现,形成多套生储盖组合(即多套泥—砂—泥沉积结构层)。嫩二段沉积面积更大,形成十分稳定厚度达250 m(含嫩一段)的泥岩层,构成了封闭全盆地的区域性大盖层。它的存在对整个盆地的油气生成、演化、运移和聚集起着十分重要的作用,也是铀成矿的有利空间条件,对层间氧化带砂岩型铀矿的后生富集成矿有重要影响。

从滨北地区姚家组—青山口组等水位线图(图3)上可以清楚地看出:区内等水位线由北部北安一带的大于280 m,往南到南部绥化一带降为140 m,表明有一定的水力坡度,有明显的水头差存在。这种北高南低及东高西低的地势差异造成含氧含铀地下水在盆地边缘进入上述透水含水层中,沿斜坡构造缓慢运移,有岩层产状舒缓的长距离径流区。区域地下水总的流向是由北东往南西方向径流,基本与地表主流方向一致,大致到通肯河中下游与呼兰河交汇处一带逐渐拐弯向南南东方向径流排泄入松花江。水质由HCO₃-Na·Ca型水逐渐过渡到Cl·HCO₃-Na型水,后者矿化度达3~10 g/L。

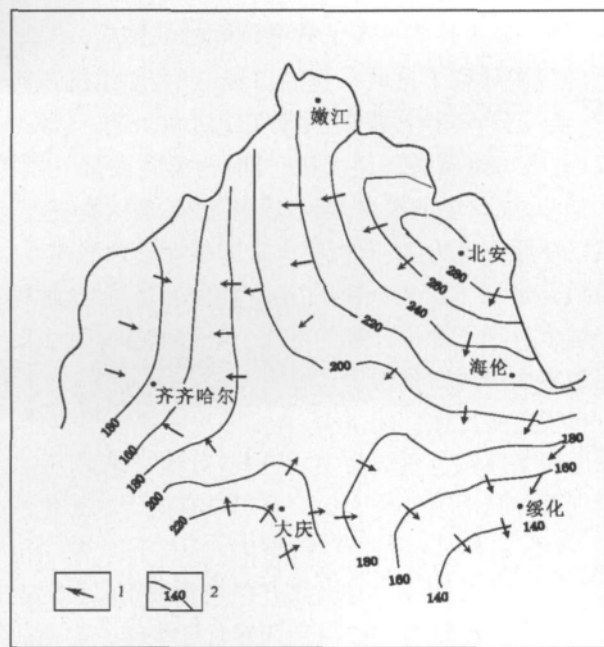


图3 滨北地区姚家组—青山口组等水位线图

Fig. 3 Isopleth of groundwater levels in Yaojia and Qingshankou formations

1—地下水流向(flowing direction of groundwater); 2—等水位线(isopleth of groundwater level)

排泄区为东北隆起区西南角即通肯河与呼兰河交汇处及其西南一带(即低平原区),海拔标高 130~150 m。北部地表水沿讷谿尔河和乌裕尔河由东向西流入嫩江再流入松花江,南部通肯河与呼兰河往南西流,交汇后向南流入松花江。区内地下水流向与地表水流向基本一致,总体由北东向南西径流,到明水一带再转向南东,沿大断裂溢出或形成地表湖沼,一部分靠蒸发排泄,一部分排泄流入松花江。现代排泄区与上白垩统的湖相沉积区基本一致。该区水质为 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}$ 型和 Cl-Na 型水,矿化度为 3~5 g/L,往南哈尔滨一带可达 10~50 g/L。

国内外研究成果披露,在渗入型盆地中,铀矿化取决于径流区与排泄区之间局部排泄源发育位置,铀矿床常定位于局部排泄源靠近补给区的一侧。在该区块盆地斜坡径流区内,断裂构造发育,基底局部突起(可能主要由花岗岩侵入体存在引起)及构造窗等较多。这些都能造成地下层间承压水的局部滞流和排出,形成局部减压带,这些地段对铀成矿极为有利。

2.5 古气候条件

据有关资料介绍,松辽盆地白垩纪总的植被景观是以针叶林和草原草丛植被为主,反映了一种湿润、半湿润的亚热带气候环境,但其中有几次较明显的温度、湿度变化事件,先后出现过几次湿热升温 and 干旱-半干旱事件,湿热升温导致了常绿阔叶林的繁盛,干旱-半干旱气候导致了草原草丛的出现。登娄库组沉积时期,气候以干旱、半干旱为主;泉头组沉积时期,气候干热;从青山口组到嫩江组沉积时期,为温暖潮湿气候,雨水充沛,湖盆逐渐扩大,湖水逐渐加深,动植物繁茂,形成以还原环境为主、有机质丰富的砂泥岩含油建造,有机质是铀后生富集成矿的所必须的还原剂。这种气候环境也有利于蚀源区铀的淋滤、迁移和在盆地中的沉淀聚集而形成富铀层。

自晚白垩世嫩江期以后,气候多次变得干旱炎热,沉积原岩多以红色色调为主。新构造运动时期,气候虽然呈现温湿与干旱交替变化,但仍具有向干旱转化的趋势。对松辽盆地的近代气候,据前人从中国气象卫星影像图上介绍可知,在我国北方存在着一条宽大的近东西向展布的粉红色—白色色调异常影像带,它西起新疆塔里木盆地,中经内蒙古二连地区,往东可一直延伸到三江盆地西缘,这主要反映了北方干旱地区的分布及戈壁沙漠与荒漠景观的发育情况。松辽盆地处于

该影像带的东段,灰白色调的沙漠—荒漠景观遍布于盆地的南部与中部,气候与塔里木盆地及二连地区相似。兰西、明水一带的盐碱地,拜泉一带呈现的内陆河等,均表明盆地范围内具有以干旱、半干旱为主的气候条件,仅仅由于小兴安岭山区小气候的复杂多变才造成人们曾有寒冷潮湿之说的假象。前人调查资料也反映,盆地东部年降水量虽然稍大些,但年蒸发量仍然是降水量的 2 倍,这充分说明盆地内仍以半干旱大陆性气候条件为主。

这种在主沉积期后有较长时间的干旱或半干旱的炎热古气候条件,是影响层间氧化带砂岩型铀矿形成的重要因素。因为这种古气候条件易于造成蚀源区铀源层(体)的强烈剥蚀和氧化,土壤缺少有机质使铀可能最大限度地转入含氧地下水中运移,而不被有机质所吸附,并能在渗透性好的砂岩层中发育层间氧化带和铀后生富集。

3 结论

松辽盆地东北隆起区边缘的小兴安岭及基底出露区富铀花岗岩极为发育,研究区内活化铀增高明显,铀源丰富。盆地上白垩统主沉积层为统一的拗陷湖盆沉积,规模大,沉积厚度大,富含有机质,为活化铀的迁移、富集提供了有利条件。从构造上看,东北隆起区宽阔的斜坡区有利于含铀地下水迁移。另外,区内有利铀成矿的三角洲、河流相砂体发育,沉积相带分异相对较好,泥岩—砂岩—泥岩结构层发育,规模大,具有区域性含水、透水层和隔水层。松辽盆地具有以渗入型为主的自流水盆地特征,补—径—排机制完善,水动力条件也比较好,具有形成大、中型可地浸砂岩型铀矿床的基本条件,铀矿勘探前景广阔。

参考文献:

- [1] 杨万里. 松辽陆相盆地石油地质[M]. 北京:石油工业出版社,1985: 26—34.
- [2] 大庆油田石油地质志编写组. 中国石油地质志(卷二)——大庆、吉林油田(上册)[M]. 北京:石油工业出版社,1987: 82—108.
- [3] 高瑞祺,蔡希源. 松辽盆地油气田形成于分布规律[M]. 北京:石油工业出版社,1997: 12—45.
- [4] 汪在君,王任伟. 大庆航放测区可地浸砂岩型铀矿成矿条件分析[J]. 华东地质学院学报,2002,25(2): 103—105.
- [5] 张振强,桑吉盛,金成洙. 松辽盆地东南隆起区反转构造对砂岩型铀矿成矿的作用[J]. 铀矿地质,2006,22(3): 151—155.