

中国碳、硅、泥岩中热液迭造型 铀矿床成因探讨

张 待 时

(北京铀矿地质研究所)

该类铀矿产于中国震旦一二叠系未变质(或弱变质)的碳(碳酸盐)、硅、泥岩及其过渡型岩类中。

目前世界上产于碳、硅、泥变质岩(特别是前寒武系)中的热液铀矿已有大量发现,并具重大经济意义,但涉及未变质的古生界碳、硅、泥岩中的则很少报导。在中国,这类岩层中热液铀矿床甚多,且具较重要的工业意义,这是由其特定的地质构造条件决定的。

一、矿 床 特 征

矿床赋存于震旦一二叠系的灰岩、白云岩、硅岩、硅质灰岩、钙质硅岩以及由碳质、泥质、硅质所组成的各类岩石中。矿体主要呈似层状、透镜状、脉状,成矿垂幅大于二、三百米,有的达五百米以上。矿石中常见沥青铀矿,铀石罕见;共生脉石矿物主要是石英、方解石,较少重晶石、萤石;伴生矿物主要是黄铁矿,有些矿床伴生有Zn、Cu、Ni、Mo、Hg的硫化物。依据主要伴生元素尚可把矿石分为单铀、铀-汞、铀-钼、铀-镍等类型。近矿围岩有较弱的蚀变,如红化、退色化、黄铁矿化、硅化、粘土化、碳酸盐化等。

矿床的形成受层位、时代以及构造、岩性的控制。矿床的层控特征极显著,主要赋存于上震旦统、寒武系、中下志留统、泥盆系、中下石炭统和下二叠统的有关岩层中。虽主岩的形成时代各不相同(700—240百万年),但成矿时代却集中于相对短暂的区间内,成矿的时控性极为突出。取自不同矿床的约30个沥青铀矿的同位素年龄值变化于120—20百万年,其中 $116\pm$ 、 $75\pm$ 、 $65\pm$ 、 $55\pm$ 、 $25\pm$ 百万年为主要成矿期。显然,成岩和成矿的时差很大。矿床的产出无例外地严格受构造,特别是断裂构造的控制;矿体均赋存在含多量聚铀剂的岩石中。

二、成矿物质来源

(一) 铀源 该类矿床中的铀主要来源于铀含量相对较高且能提供较多活化铀的铀源层(体)。其中极重要的是早古生代沉积-成岩阶段形成的广布的富铀层,如一些地区上震旦一下寒武统陡山沱组-灯影(和老堡)组、小烟溪组等,其平均铀含量分别达26、33、48 ppm;

此外,表生阶段形成的铀的初步富集体及矿床近邻的地质体(花岗岩、中酸性火山岩等)亦是重要铀源。

此类矿床之铀源就地就近取材的证据较多:(1)大多数矿体赋存在富铀层中;(2)不少矿床的主矿体均分布在该矿床的主要富铀层中。而主要富铀层一般都具有厚度相对较大、铀含量相对较高的特点,其规模常影响到矿体的大小;(3)富铀层的元素组份明显制约着矿石的元素组份。如V、P、Ni、Mo、Cu、Zn等元素,是沉积-成岩过程中与U一起被固定在铀源层中的,在矿石中这些元素同样有着不同程度的富集。不同地区、不同铀源层的元素组合不尽相同,矿石中的元素组合亦相应而异,明显地表现出元素组合的类似性和继承性;(4)岩石中脉的铀含量以及含沥青铀矿的脉的矿物成分都与主岩密切相关。如同一矿床中产于具不同铀含量(9—11 ppm, 11—42 ppm)的岩石中的细脉状石英,其铀含量相应是不同的(7 ppm, 24 ppm)。而含沥青铀矿的脉的主矿物成分更是取决于所产的主岩,凡产在碳酸盐岩中的均为方解石脉,而产在硅质岩或泥质岩石中的大多为石英脉,在有些富含Ba的硅质泥岩中含沥青铀矿的脉体则由重晶石组成;(5)沥青铀矿的某些成分依赖于脉和主岩的成分。沥青铀矿常含P、Ca、Ni等元素。如在富P岩层中产出的沥青铀矿含P高达11.2%(电子探针分析);与萤石共生的沥青铀矿富含Ca;穿插红砷镍矿的沥青铀矿含Ni、As等元素。综上所述,矿化所在的富铀层是铀的主要供给者。这和这些富铀层的铀含量较高,且以活性铀为主(为我们的大量浸出实验所证实)是分不开的。

有些矿体产在仅具一般铀含量(接近或低于铀克拉克值)的碳、硅、泥岩层中,显然,它们本身不是主要铀源,而其四周及上下的富铀层(体)可能是主要的铀源。

有些矿床的沥青铀矿含As、Sb、Sn等元素,这些元素在主岩及其上下近邻的地质体中是缺失的,它们可能由深部上升的含铀热液带来。

(二) 水体来源 鉴于缺乏有关成矿溶液的氢氧同位素资料,要判断水体来源是较为困难的。根据矿床与区域性深断裂和燕山晚期岩浆岩在空间分布上的密切关系,推测一部分水体来自深部(来自产生酸性、基性岩浆的源地或上地幔及变质产生的水体等),属于非大气成因水体。有些产出矿床的地区并不存在与矿化期同时代的或相近的岩浆活动。而且含矿溶液在所有矿床中引起的围岩蚀变都极微弱,未见强烈的碱性、酸性蚀变,这表明溶液在进入成矿部位时可能是弱酸—弱碱性的,还表明即使曾存在深部来源的水体,但在其上升运移过程中也早已为大气成因的深循环水体所稀释和不同程度地中和。因而,形成该类矿床的成矿溶液的水体应该是深部水体和深循环大气降水的混合水体,而且是以后者为主的。

(三) 其他成分的来源 (仅讨论一些与成矿密切有关的元素组份)

S 铲子坪铀矿床各矿体与相应主岩中的硫同位素^①具同样的递变特征(图1),即从清溪组第一层至第四层(ϵ_1^{-1} — ϵ_4^{-4}),地层中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值具有从正值向负值递变的趋势,产于相应各层中的矿体及脉中的黄铁矿,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值亦具此特征,且变化幅度更大;另一些经矿物学、矿相等研究确定为热液成因的黄铁矿,其 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围较窄,但相应地仍显示出由正值到负值的趋势,这可能表明硫的双重来源,即来自深部和主岩,但主要取决于主岩的硫同位素组成。

① 桂林冶金地质研究所同位素组测定

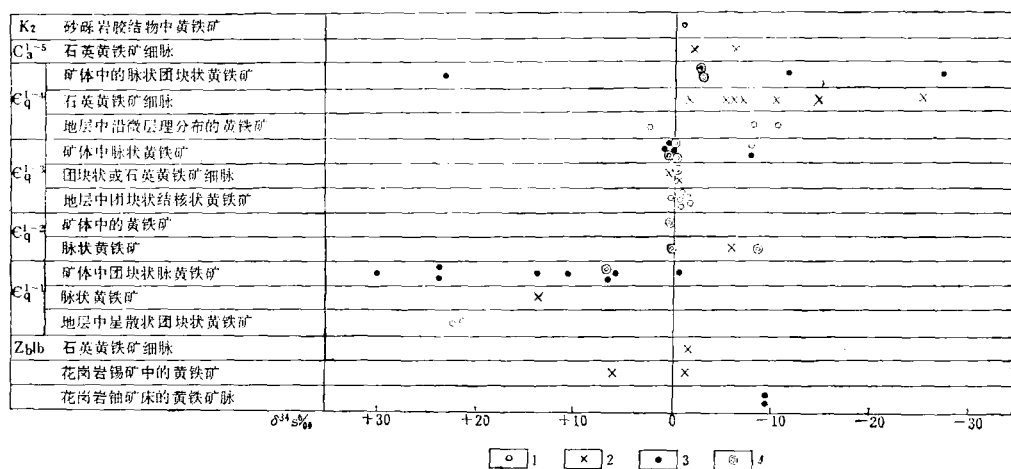


图1 铲子坪某铀矿床硫同位素组成

Fig. 1. Sulfur isotope composition of the Chanziping uranium deposit.

1—地层中的黄铁矿；2—脉体中的黄铁矿；3—矿体中的黄铁矿；4—热液成因黄铁矿

CO₂ 其来源可能是双重的，既有深部来源，又大量地来自围岩（特别是热液流经的碳酸盐岩层）和大气降水。

F、As、Hg、Sb、Sn 这些元素在主岩中缺失或含量极微，但在矿石中其含量可达该元素克拉克值的几十倍甚至上千倍，它们是有别于主岩的新组份，其聚集常和深断裂有联系，据此判断它们主要来源于深部。

Mo、Ni、Cu、Zn 一般来自富含这些元素的主岩，它们和U一起富集在矿石中。有的矿床主岩本身缺失Mo，然而矿石中Mo却大量富集。经研究表明，其下伏岩层含Mo，显然Mo是上升热液由下伏岩层中浸取而来。

三、储铀层、储铀构造

储铀层系指赋存有工业铀矿体的岩层。根据其本身能否提供主要铀源可将碳、硅、泥岩储铀层分为两大类：（1）储铀层本身即是提供主要铀源的富铀层，很多下古生界储铀层即属此类；（2）储铀层本身铀含量很低，它虽可能提供部分铀，但决非铀的主要供给者，上古生界碳酸盐岩储铀层是其典型代表。

碳、硅、泥岩储铀层的特点是：（1）机械物理性能及物质成分不均一。巨厚均一的岩层一般不利成矿，而成分迥然、厚薄不一，具夹层、互层、透镜体的岩层，透水层与隔水层相间，刚柔相间以及韵律性明显的岩层有利成矿。（2）具有含铀溶液运移所必须的孔隙或裂隙。除了原生和次生孔隙外，鉴于一般情况下完整的碳、硅、泥岩透水性能较差，故后期的构造破碎是它们能否成为储铀层的先决条件。（3）含充足的聚铀剂。它们通常富含有机质、黄铁矿、粘土矿物、磷质物等铀的吸附剂、还原剂和沉淀剂，在化学组分上则富含Al₂O₃、TiO₂、P₂O₅、MgO、C_{有机}及S²⁻、Fe²⁺等。它们是造成铀从溶液中析出并固定下来的

必要条件。

碳、硅、泥岩中的储铀构造主要是沉积-成岩期后多期活动的断裂构造,因溶解而造成的构造仅有极次要意义。根据断裂构造与岩层产状的关系可分出多种类型的储铀构造,最重要的是层间断裂构造,它控制着碳、硅、泥岩中大部分铀矿体。

四、热液迭加改造成矿作用^①及成矿模式

(一) 热液迭加改造成矿的标志 这类矿床不是地表水或下降的地下水单独作用所形成的。它们具有明显的热液迭加改造成矿的标志。

根据矿物共生组合、特征结构及有关液包体的测温资料,可以确定铀成矿作用是热液演化过程中一定阶段发生的。如某铀矿床,在铀成矿前的硫化物石英脉中,黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、红砷镍矿等共生,黄铜矿-闪锌矿具固溶体分解结构(形成温度为350—300℃),闪锌矿的Fe/Cd比值高达39.3,表明其为中温热液产物。矿区内控矿构造带下盘脉状萤石的液包体均一温度为258℃;与矿后期相当的萤石的均一温度为118—137℃;可知该矿床沥青铀矿形成时的大致温度为260—140℃。其他一些矿床的约30个液包体测温数据亦显示出类似情况:矿前脉形成温度为200—378℃(其中300℃以上者为石英,以下者为石英、方解石,个别矿床为170℃);矿后脉形成温度为86—110℃,亦有温度稍高的;与沥青铀矿共生的方解石形成温度为90—100℃、110—122℃、130—245℃。综上所述,铀矿化形成的温度范围为260—90℃,以200—100℃为主。铀矿化显然是整个热液演化过程中特定阶段的产物。

关于成矿物质来源的讨论已表明,包括铀在内的不少成矿物质主要来自铀源层(体)、部分储铀层(体),它们的富集主要是热液对这些层(体)长期改造的结果,但其中一部分组份可能是经热液由深部带来的。

(二) 铀成矿期的特征地质环境 碳、硅、泥岩中热液迭加改造型铀矿的成矿年代均集中于120—20百万年间,即白垩—第三纪。矿床是在燕山运动晚期和喜山运动期间形成的。海相的碳、硅、泥岩层形成之后,曾经历了加里东、海西、印支运动,虽未导致铀矿床的形成,但却为铀矿床的形成作了一些必要的准备:作为储铀构造的层间破碎带是区域褶皱同序次不同级别的产物;而且还可能在一定程度上发生过有利于铀活化的铀的再分布。

该型矿床与区域性深断裂在空间上有密切联系。燕山-喜山期的多次构造活动,或者加剧了铀源层(体)和碳、硅、泥岩储铀层中的原有断裂(特别是层间的)或者造成了新的断裂。这就为成矿溶液的运移造成了通道,为铀的沉淀聚集提供了场所。当深断裂活动时,还存在着使携有深部物质的溶液向上运移的可能性。而且强烈的、多次的、局部相当密集的断裂活动所产生的大量热能在成矿过程中的作用亦不能忽视。此外,断块运动造成的构造隆起和断陷,无疑对铀源层(体)的暴露剥蚀及铀在表生条件下的活化迁移并逐步富集是不可少的。

与白垩—第三纪陆相断陷红盆在空间分布上的密切关系是该型矿床的又一特点。铀成矿期基本上与红盆形成期相一致。这些陆相红层是干旱炎热气候条件下总体上强氧化环境中的

① 指上升热液对沉积-成岩和(或)表生作用形成的铀的富集层体的迭加改造成矿作用

产物,而铀矿床赋存的地区恰好与当时的干热古气候带相符。红盆的存在表明该区曾有差异运动,红盆所在地区是当时有水体和成矿物质补给的相对低洼的汇水区。而隆起区的铀源层(体)的风化剥蚀则为成矿提供了物质来源。干旱的强氧化环境,是造成盆地内及盆缘区含氧地表水、地下水将铀从源岩层(体)中浸出并沿构造破碎带(或透水岩层)向下搬运的必要条件。干旱的古气候不仅可使地下水中的铀含量浓缩增高,而且有利于含氧地下水向下渗入到较深的部位。在含氧地下水沿碳、硅、泥岩储铀构造运移过程中,铀在有利部位(地球化学界面处)不断富集。这一过程,不仅可使原来岩石中的铀含量增高几倍至几十倍,甚至可因此而导致形成碳、硅、泥岩中的古淋积型铀矿床。这种表生的初步富集作用对于碳、硅、泥岩热液迭加改造型铀矿床的最终形成是十分重要的,在某些情况下则是不可缺少的阶段。然而,表生成矿作用终究不能解释热液迭加改造型铀矿床所独有的特征。

不少热液迭加改造型铀矿在空间上与燕山—喜山期岩浆活动区有一定的联系。这些地区在当时曾发生过多阶段酸性岩浆的侵入和喷出,继之以中基性岩浆的侵入和基性岩浆喷溢而告终。大规模的岩浆活动至少可提供成矿所需的巨大热能,且因其多阶段活动必然不断地作用于有关地区。不少热液迭加改造型铀矿附近大多曾发生过燕山晚期的岩浆活动,表明存在岩浆源地阵发性上升热液在铀成矿过程中起一定作用的可能性;更重要的是这些地区长时期内曾是不同于正常的地热增温区的地热异常场区,深循环的地下水可因此而增温成热液。有关矿床成矿期及其前后的脉中的液包体测温数据(378—86℃),还说明热液随着时间的演化曾经由中温降为低温。这些地热异常场区还具有明显的继承性,不少矿床就产在现代温泉发育区,位于现代高温水与高中温热水带中。虽有些矿区并无燕山—喜山期岩浆活动,但它们都相对邻近岩浆活动区,而且成矿期的断裂构造运动十分强烈,红盆相当发育。

以上所述就是热液迭加改造成矿作用得以发生的特殊地质环境。

(三) 热液迭加改造成矿模式 这类铀矿是在白垩—第三纪岩浆活动、断裂运动、陆相红层发育期,由于强烈的断裂运动引起的上升(或侧向)热液向减压区运移,并对铀源层(体)和(或)铀的初步富集体迭加改造而成。热液除有深部来源外,其主要部分可能是深循环的大气降水经热源(岩层深埋地热增温,岩浆、构造、变质增温)加温而成。成矿物质除少部分来自深部外,主要都来自热液上升过程中所浸取的源岩层(体),特别是矿体所赋存的碳、硅、泥岩储铀层以及在陆相红层形成期就已形成的铀的初步富集体(或矿体)。

在这种热液中,铀主要以六价(可能兼有四价)化合物(碳酸铀酰络离子等)形式迁移。根据近矿蚀变类型及蚀变微弱,蚀变带极窄(厘米、毫米级),推测热液进入成矿部位时是弱酸—弱碱性的。沥青铀矿脉旁的红化现象及近矿的含碳岩石的退色现象,表明含铀溶液在发生沉淀之前曾是氧化性质。氧化性含铀溶液的形成可能与下列因素有关:(1)陆相红层形成时富氧大气降水深循环;(2)还原性上升热液趋近地表时混合含氧大气降水;(3)局部的处于热液流经的及成矿部位的具氧化性质的岩石,如泥盆系碳酸盐岩中的矿体之下的赤铁矿层,含有较多的重晶石硅质泥岩,它们在成矿过程中都可能曾起过一定作用。

铀在碳、硅、泥岩储铀层中沉淀聚集是由多种因素造成的:如氧化—还原作用,介质酸碱度变化,热液与有利于铀还原、沉淀、吸附的各种聚铀剂的围岩相作用,上升热液与下降的大气降水在成矿部位的掺合作用;含铀热液进入构造带时发生急剧减压,导致铀酰络合物分解而发生铀的沉淀等。

综上所述,可以把中国震旦—二叠系未变质的碳、硅、泥岩中的热液迭加改造型铀矿的成矿模式大致图示如下:

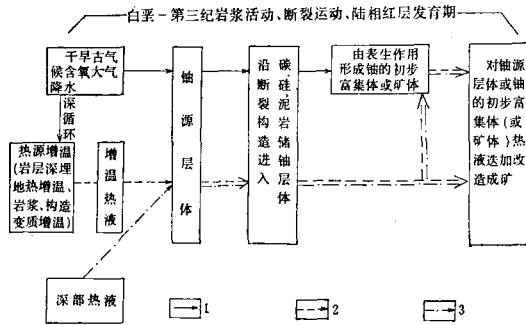


图2 碳、硅、泥岩热液迭加改造型铀成矿模式示意

Fig. 2. Schematic diagram showing metallogenic model of the uranium deposits of the hydrothermal superimposition and transformation type in carbonate-siliceous pelitic rocks.

结 语

中国震旦—二叠系未变质的海相碳、硅、泥岩中热液迭加改造型铀矿是重要的工业铀矿类型之一。成矿物质和水体来源具明显的双重混合性,水体主要是混合有深部热液的增温的深循环大气降水。铀及其他成矿物质主要来自铀源层(体)、部分储铀层体,少部分来自深部;矿床是在白垩—第三纪岩浆活动、断裂运动、陆相红层发育期,由于断裂构造运动,上升热液在运移过程中,对铀源层体、储铀层体和(或)铀的初步富集体进行迭加改造,在中低温、低压条件下形成的,它们是地质构造演化过程中特定阶段、特定环境下的产物。

本文是在很多同志的劳动成果(尤其是朱林、陈祖伊、张邻素、王慎全等同志的科研成果)的基础上写成的,文中数据、附图除有注明外,均系我所有同志完成,在此一并深表谢意!

参 考 文 献

- [1] Rich, R. A., Holland, H. D. and Petesen, U., 1977, Hydrothermal uranium deposits, Elsevier Scientific Publishing company, pp. 35-73.
- [2] Барсуков В. Л., Наумов Г. Б. и др., 1963, Основные черты геохимии урана, Издательство АН СССР, 201-215

AN INVESTIGATION ON THE GENESIS OF THE URANIUM DEPOSITS OF THE HYDROTHERMAL SUPERIMPOSITION AND TRANSFORMATION TYPE IN CARBONATE- SILICEOUS-PELITIC ROCKS IN CHINA

Zhang Daishi

(*Beijing Research Institute of Uranium Geology*)

Abstract

So far a substantial number of fairly important commercial hydrothermal uranium deposits have been found in the carbonate-siliceous-pelitic metamorphic rocks, especially in those of Precambrian period. But very few reports are available in foreign countries about the hydrothermal uranium deposits occurring in non-metamorphic Paleozoic carbonate-siliceous-pelitic rocks. In China, however, the hydrothermal uranium deposits of significant economic value are frequently observed appearing in non-metamorphic carbonate-siliceous-pelitic rocks of the Sinian-Permian systems.

These deposits mainly occur in limestone, dolomite, silicalite, siliceous limestone, calc-silicalite and various other rocks composed of carbonaceous, pelitic and siliceous sediments, which are of the Upper Sinian, Cambrian, Lower and Middle Silurian, Devonian, Lower and Middle Carboniferous and Lower Permian systems. The formation of these deposits is controlled by strata-bound, time-bound as well as structural and lithologic factors and is concentrated in the period of 120—20m. y. As a result, deposits of this type are, without exception, strictly controlled by the structure, especially by fracture structure, and orebodies of these deposits, present in the rocks rich in various uranium-concentrators, are predominantly governed by the interformational fractures.

These deposits were not formed exclusively by the action of surficial water or descending ground water, they also obviously bear the stamp of hydrothermal superimposition and transformation. The paragenetic associations of minerals, characteristic textures of ore and the data of fluid inclusions suggest that uranium mineralization was confined to a certain stage during the hydrothermal metallogenic process, at the temperatures between 250° to 90°C. Sources of aquae and ore constituents are of distinct double mixing nature. Aquae were primarily the deep-cyclic meteoric waters heated by magmatism, tectonism, meta-

morphism and geothermal temperature increase, mixed with hydrothermal fluids derived from the depth. Uranium and other ore constituents were derived mainly from uranium source beds and bodies (of them, the most important and extensively distributed were Lower Paleozoic uranium-rich beds and bodies formed during the stage of sedimentation-diagenesis, initial uranium enriched bodies formed at the supergene stage as well as granites and intermediate-acidic volcanic rocks adjacent to the deposits) and uranium reservoirs in which uranium orebodies occur. Besides, a minor part of them came from the depth. Uranium concentration was chiefly the result of the transformation of these beds and bodies by the superimposed hydrothermal fluids.

During the Cretaceous-Tertiary magmatism, faulting movement and formation of continental red beds, uranium deposits of this type were eventually formed by the hydrothermal transformation of uranium source beds and bodies, Uranium reservoirs and/or initial uranium enriched bodies in the process of the movement of the ascending hydrothermal solutions towards the areas of pressure depletion caused by intense faulting movement. Precipitation and concentration of uranium took place at intermediate-low temperatures and pressures. These deposits, therefore, are products of special stages and environments during the geological and tectonic evolution in China.

<http://www.kcdz.ac.cn/>