

四川盆地北部中生代砂岩型铀矿 床矿化特征与成因探讨

朱觉人 巫声扬 冯佩莘 王德生 马占文

(四川铀矿地质研究所)

四川盆地是扬子准地台上的一个巨型拗陷盆地,面积15.7万平方公里。其基底为元古界浅变质岩与岩浆岩,盖层厚达5—11千米:震旦系-三叠系以海相碳酸盐建造为主,而侏罗-白垩系为陆相红色碎屑岩建造。其地质发展史、岩相古地理和铀的成矿条件,均与褶皱带山间盆地不同,与地台活化区的断陷盆地也不同,具有自己的特性。

含矿的中生代晚期陆相沉积,主要分布在盆地的边缘凹陷中,但表现为异源异相的特点。在盆地北部、东南部及东部,为浅-紫色互层的砂泥岩建造,在浅色砂岩中普遍有铀矿化。一般产于向斜翼部或倾伏端,距古陆蚀源区的距离不大于50公里。盆地南部及西南部,红色碎屑岩占优势,很少有异常矿化现象。

砂岩中铀矿化的分布明显地受地层层位和岩性岩相控制,具有多层、多韵、多部位的特点。从中侏罗统下沙溪庙组及遂宁组,到下白垩统苍溪组及白龙组,均有异常及矿化(图1)。矿化在纵向上的多层性和横向上大面积、长距离分布的特点与盆地的震荡运动、沉积旋回及古气候旋回有关。因此各期矿化呈周期性出现,并具有极大的相似性。盆地中自南向北,从东向西,矿化层位逐步抬高,这与中生代晚期沉积作用逐步向边缘凹陷中迁移有关。

一、含矿建造的岩性岩相特征

1. 主岩的岩性特征

为灰至深灰色中细粒(0.1—0.25毫米)岩屑砂岩和长石岩屑砂岩。其成分复杂,含陆源碎屑、层蚀碎屑、自生及表生矿物共一百余种。分选中等,石化程度高,胶结致密,孔隙度小,渗透性差。胶结物主要为方解石,其次有少量粘土矿物和铁氧化物。矿物成熟度与结构成熟度较低,属岩屑砂岩类,反映河流沉积物近源搬运、快速堆积的特点。矿石与围岩相比,两者的碎屑成分和含量无明显差异,主要区别在于胶结物的成分、含量和类型的不同(表1)。反映在化学成份上为矿石的CaO与 Fe_2O_3 含量较高,而 SiO_2 、 Al_2O_3 含量较低,这是由于成岩和成矿过程中矿物重结晶与充填交代的结果。

2. 含矿建造的岩相特征

主要为山前冲积平原高弯度河或低弯度河沉积,其次亦见有三角洲相沉积。其相剖面特征是二元结构极其明显。下部旋迴为边滩及心滩浅色砂(砾)岩,厚10—40米不

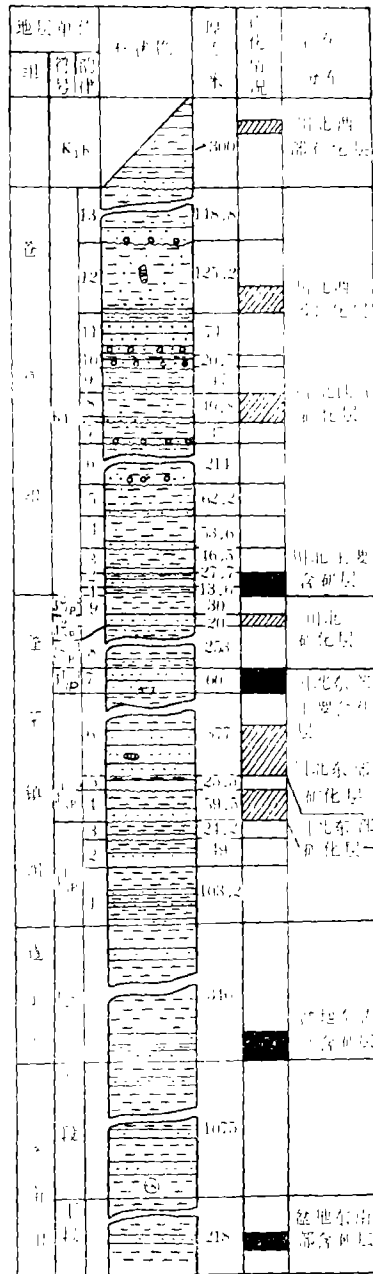


图 1 川北某地中生代地层柱状图

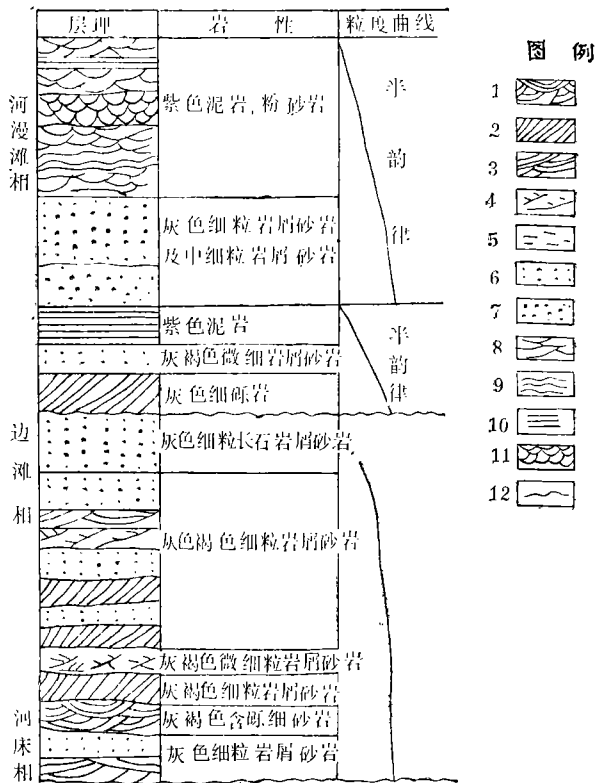
Figure 1 Stratigraphical column of Mesozoic group in northern Sichuan

等，一般15—25米，发育各种斜层理及蚀填构造（底部）。上部旋迴为垂向加积的红色泥岩、粉砂岩，发育水平层理，各种缓流型层理及层面构造。两者组成多个单向不对称韵律，显示河流相沉积物迁移多阶的特点（图 2）。砂岩的粒度分布曲线多为两段型，主要由跳跃和悬浮两个次总体组成。

表1 川北砂岩胶结物性质

Table 1 Characters of sandstone cement in northern Sichuan

岩石胶结物	浅色砂岩(主岩)	砂岩矿石	棕色砂岩
含量(%)	20.3	32.8	24.4
成份	方解石、泥质	方解石为主	方解石、铁质、泥质
结构	细晶、隐晶	多为粗晶	细晶、隐晶
胶结类型	孔隙式	包含基底-孔隙式	接触-孔隙式
岩石化学成份	CaO较高, Fe ³⁺ 低	CaO高, Fe ³⁺ 较高	Fe ³⁺ 、Al ³⁺ 高
平均有效孔隙度	3.2%	1.8%	



1.大型槽状层理 2.大型单斜层理 3.大型楔状层理 4.小型斜坡层理 5.小型缓波层理 6.平行层理 7.块状层理 8.小型波文层理 9.小型波状层理 10.水平层理 11.小型槽状层理 12.冲刷面 比例尺 1:200

图2 川北某地苍溪组第一韵律层岩相柱状图

Figure 2 Lithofacies column of 1st rhythm of Cangxi group in the north of Sichuan

1:200

河流相可以进一步分为河床相、堤岸相、漫滩相。而河床相又可细分为主流亚相——滞留砾岩；河床亚相——边滩及心滩砂体；废弃河道亚相——砂泥岩沉积。并发育串沟及凹槽充填等各种构造，是河流不断迁移演化的结果。矿化最有利的岩相，是富含有机质（植物残骸）的河床深槽及边（心）滩下部的钙质细砾岩、厚层块状砂岩和具有平行层理的细砂岩。

铀矿化还明显地受古地理条件控制，即在盆地内侧沿古陆蚀源区边缘呈带状分布。而工业铀矿化主要赋存于下白垩统苍溪组底部，即位于侏罗-白垩系间的区域性假整合面之上0—20米范围内，并受古河道和冲刷面控制。在微地貌及岩性岩相变异地段，如洼槽切割深、砂（砾）岩透镜体重叠交错地段，常形成较大的矿体。尤其是古河流加深、扩宽、转弯、汇流等特定部位，在沉积期由于水动力骤降，引起陆源碎屑和有机质大量堆积埋藏；沉积期后又有利于含铀水溶液的渗透、阻滞和还原，成为最有利的聚矿空间。

二、铀矿化特征

1. 矿体形态与产状

砂岩中的铀矿化虽受一定的层位控制，但在层内的分布却不均匀，厚度与品位的变化幅度很大。矿体边界呈突变尖灭，在主岩内呈“准整合”状产出，倾角一般为几度至十几度，个别地段达20—30度。无论地表或深部矿体，尤其是串沟与凹槽充填物中的矿体，均具有薄、小、散的特点，呈似层状、透镜状顺层分布，走向上呈雁行状、倾向上呈迭瓦式排列，常穿越不同岩性和层理，但不切穿层位。有利地段内它们常密集成群，构成矿化带或矿化群（图3）。在古河床内富含有机质的钙质砂（砾）岩中，形成个别较大的工业矿体，具有一定的金属铀储量，矿体平均厚度一米左右，平均品位0.2%。

2. 铀的存在形式

镜下观察、放射性照相、显微放射性照相、电子探针扫描和电渗析等资料表明，矿石中铀的存在形式主要为矿物及吸附两种，其次尚有少量类质同象铀。铀矿物主要为沥青铀矿，其次是铀石，常见于富矿石中，呈胶状、不规则状、显微粒状（0.0005—0.01mm）及超显微粒状（ $<0.0005\text{mm}$ ），分布于砂（砾）岩的钙质胶结物之中、砾石和碎屑的边缘、长石及云母的解理缝中，或充填于钙质结核的龟裂纹和有机质的细胞腔中。矿石构造呈星点状、条带状、不规则状、环状。

沥青铀矿呈黑色、具沥青光泽，反射光下呈灰色、均质性、无内反射。其反射率随粒径和含氧系数而变化于10—16%之间，显微硬度为232—317 kg/mm^2 。单矿物化学分析、电子探针分析和X粉晶分析表明，其杂质含量较多，含氧系数略高（ $2.2\pm$ ）。

铀石是铀的硅酸盐矿物，主要见于古植物碎屑的细胞腔内和红化矿石的胶结物中，呈短柱状隐晶结构，与球粒状黄铁矿及个别方铅矿立方体共生，颗粒极细（图版I 1、2、3、）其反射率比沥青铀矿略低，约为10% \pm ，普通显微镜下两者难于区别。电子探针分析表明，其含铀量较沥青铀矿约少20%。

吸附铀主要存在于贫矿石中，吸附剂为有机质、胶状与球粒状黄铁矿、赤铁矿、绿泥石、粘土杂基等。吸附铀的平均电渗析速度常数 $K = 2.5 \times 10^{-3} - 1.9 \times 10^{-2} \text{时}^{-1}$ 。

类质同象铀存在于锆石、独居石等含铀重矿物中，其量甚微。

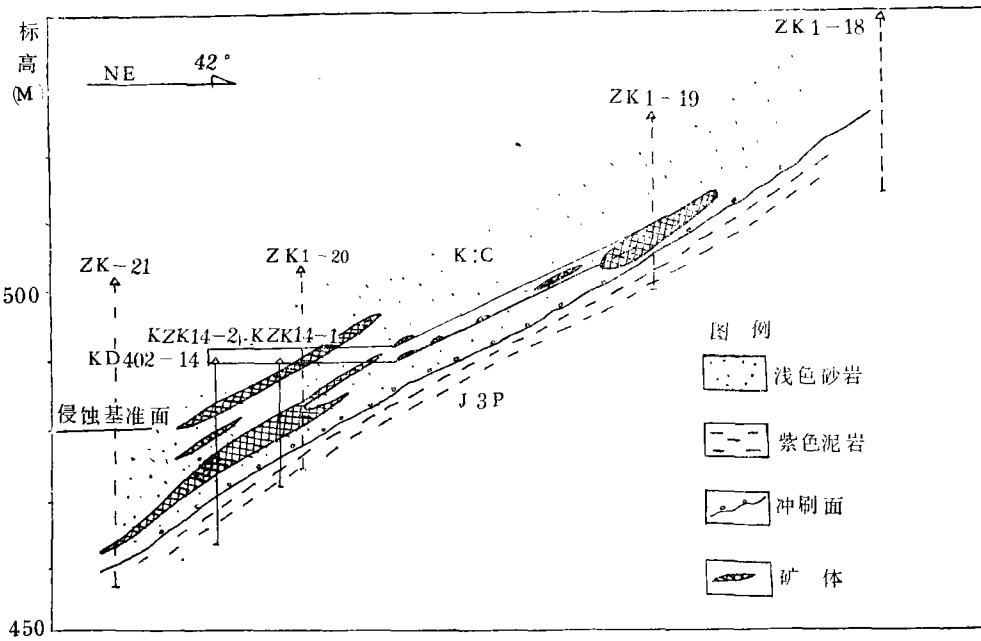


图3 川北某地砂岩铀矿床一号横剖面图

Figure 3 Transverse profile No 1 of sandstone uranium deposits in northern Sichuan

3. 矿石与主岩的时差

根据五个沥青铀矿的同位素年龄数据来看,矿石与主岩之间有一定的时差,但不大。以下白垩统苍溪组底部为例,主岩属于下白垩世早期(137 ± 5 百万年),而铀矿的年龄可分为两期,一期为125—123百万年,大致相当于主岩成岩与成岩后生作用时期。另一期为113—112百万年,相当于表生再造作用时期。

三、铀矿化的成因探讨

根据上述诸点,作者认为矿床属于地台盖层中大型陆相红盆内的层控型矿床。它既不属于同生沉积的时控矿床,也不属于近代表生淋积矿床,更有别于岩浆热液成因的矿床,而是成岩-后生层控型矿床。其形成过程与主岩的发展阶段有密切关系。主岩沉积阶段,来自源区的含铀陆源碎屑与孔隙水,奠定了成矿的物质基础。成岩与成岩后生作用阶段形成了矿床的基本面貌。而表生再造阶段铀又有局部的活化转移和迭加富集。

1. 矿质的来源

四川盆地北部地区中上侏罗统-下白垩统地层厚达数千米,其中有十多个含铀层位,说明在陆相碎屑岩沉积过程中,蚀源区不断有铀源供给。根据盆地与周围古陆的地质发展史、砂岩的物质成份与矿物成熟度、稳定矿物含量与稳定矿物指数等资料,说明物源主要来自大巴山及其以北地区和米仑山古陆。由于盆地自震旦纪以来长期持续下陷,基底

深、盖层厚、缺失岩浆及热液活动, 铀源主要来自主岩建造本身。但蚀源区母岩主要为古生代浅变质岩和中生代多旋回沉积岩, 而岩浆岩很少(表 2), 虽有不少含铀层位, 但至今未发现大的铀矿床, 说明川北虽有铀源, 但不充足, 这可能是限制盆地内铀矿化规模的一个主要原因。另一方面, 在川北有利地区, 砂岩中铀的地球化学丰度可超出克拉克值好几倍, 达到 10—20ppm, 而且矿石和围岩短暂的浸泡试验表明(表 3), 含矿浅色层本身及其上下红层中铀的浸出率很高, 浸出速度很快, 说明其活性铀的比率大, 在漫长的地质时期和复杂的地质作用过程中, 铀易于活化转移和聚集成矿。因此推测, 主岩建造本身即为矿源层, 成矿时的直接铀源是就地取材的, 成矿作用主要是含矿层中物质重新分配和富集的过程, 铀的伴生元素(Se、V、Mo), 也都是地球化学性质活泼的变价元素, 易于迁移富集。

表 2 砂岩中岩屑含量统计表

Table 2 lithoclastic components in sandstones

岩石类型	岩屑相对百分含量		
	沉积岩	变质岩	火成岩
浅色砂岩	40.9	48.8	10.3
砂岩矿石	39.9	48.8	11.3

表 3 铀的浸出实验结果

Table 3 Experimental results of uranium exsolution

样品	浸出时间			
	0.5	2	4	8
浅色砂岩贫矿石粉末样(0.089%)	1.8×10^{-3} 克/升	1.04×10^{-2} 克/升	1.6×10^{-2} 克/升	1.6×10^{-2} 克/升
红色泥岩	5.2×10^{-1} 克/升	1.6×10^{-2} 克/升	1.04×10^{-4} 克/升	1.04×10^{-4} 克/升

2. 铀的运移形式

许多沉积矿床常位于海侵旋回的底部。我们认为, 由于铀元素的地球化学活泼性, 它在外生成矿过程中可呈陆源碎屑与胶体吸附、真溶液和有机络合物等多种形式迁移, 其中陆源碎屑吸附就是一种重要的运移形式。如主岩沉积阶段, 由于蚀源区上升剥蚀速度较快, 以发育物理风化作用为主, 在近源搬运、快速堆积的条件下, 岩石成熟度低, 富含黑云母、绿帘石等不稳定组份, 铀主要以风化程度低的陆源碎屑(有机质、石英、长石、重矿物等)吸附 UO_2^{2+} 、 $UO_2(OH)^{+}$ 等高价铀离子的形式, 从源区运入盆地, 然后在成岩及后生作用阶段再造成矿。在研究矿石物质成份的过程中, 曾发现有碎屑状的沥青铀矿(图版 I, 4、5)与含沥青铀矿的长石碎屑(图版 I, 6)以往还曾取得沥青铀矿的一个年龄数据为 146 百万年。如果这个数据可靠的话, 显然比主岩的形成时代还要早, 说明它可能来自蚀源区母岩。据地质部广东第九实验室所作的川北砂岩人工重砂

分析资料, 碎屑长石、石英中的铀含量达60ppm, 而碎屑磁铁矿的铀含量高达410ppm。这些事实均可作为铀呈陆源碎屑与吸附形式迁移的佐证。这就是矿化之所以富集于河流相旋迴初期(底部)的重要原因。当然, 在强调上述迁移形式的同时, 不可否认其它运移形式的重要性。相反, 古环境分析和热力学计算表明, 在沉积、成岩和后生作用过程中, 铀可呈碳酸铀酰络合物形式在广泛的pH值范围内进行迁移。而且, 随着pH值的不断升高, 碳酸铀酰络合物将愈来愈成为重要的迁移形式。

3. 铀的成矿作用

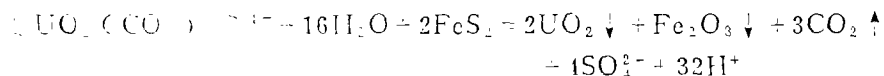
主要发生在成岩与后生作用阶段。成岩作用阶段孔隙水对成矿起主导作用。在岩石尚未完全固结的成岩早期, 铀主要被丝炭化有机质、胶状黄铁矿和粘土杂基等吸附, 形成凝块(图版 I, 7、8) 结核、透镜体。除上述吸附剂外, 还有泥晶及微晶方解石、钙质鲕石、菱铁矿和白硒铁矿等共生矿物。矿石结构构造为层状、浸染状、凝块状。白硒铁矿周围常出现许多显微胶粒状沥青铀矿(图版 I, 1、2、3)。据有关资料介绍, 还原硒比还原铀需要更高的电位值。如 SeO_3 还原为Se的Eh值为-0.366伏特, 而 UO_2^{2+} 还原为 U^{4+} 的Eh值为-0.62伏特。所以在成岩过程中硒矿物首先晶出。随着Eh值的进一步降低, 沥青铀矿开始析出, 并分布在白硒铁矿晶体的周围, 两者之间有紧密的空间和成因联系。因此, 白硒铁矿可作为寻找铀矿的一个指示性矿物。

成岩晚期, 随着沉积物厚度、埋藏深度和温度、压力的不断增大, 由于自由氧的逐渐消失, 有机质被厌氧细菌分解, 产生腐殖酸、 NH_3 、 H_2S 、 CH_4 等, 使孔隙溶液原有的物理化学平衡遭到破坏, 介质由沉积期的酸性氧化转变为碱性还原环境, 引起氧化还原反映等一系列物理化学作用, 导致物质不均一的迁移和再分配。尤其当丝炭化有机质转变为凝胶化有机质时, 对铀的吸附作用减弱而还原作用增强(有机质吸附铀的稳定域为 $\text{pH} = 3 - 7$, 在弱酸介质中吸附能力最强), 致使早期被吸附的高价铀离子解吸, 并进入孔隙溶液进行重新分配, 随后在有机质的还原作用下, 以沥青铀矿及铀石等形式, 与黄铁矿(图版 I, 4、5) 方解石、锐钛矿等共沉淀, 组成典型的成岩自生矿物共生组合, 并对陆源碎屑起胶结作用。矿石结构构造为胶结状、“眼球状”、环带状(图版 I, 6)。

成岩后生作用阶段, 主岩已基本固结, 使孔隙水的流通受到很大限制(变成囚水)。随着温度与压力的继续升高和介质条件的进一步改变, 使长石、石英、方解石、黄铁矿等矿物普遍发生脱水、压溶交代和重结晶作用, 铀矿物常以显微包裹体形式出现在这些重结晶矿物或蚀变矿物的解理裂缝中(图版 II, 7), 形成包含(嵌晶)结构或交代长石、石英及隐晶灰岩碎屑, 形成交代残余结构(图版 II, 8) 这一阶段成矿物质在空间上仍无大的位移, 基本上还是就地和就近还原和交代作用。所形成的是顺层的、透镜状的黑色矿石。

表生再造阶段在构造及地下水运动的影响下, 使先期形成的铀矿局部发生迁移和重新富集, 形成少数较大的矿体或矿体中的局部富集地段。根据本区的地质发展史(缺失上白垩统一第三系地层)和铀矿物的同位素年龄(113—112百万年), 认为表生再造作用发生在下白垩世晚期。当时本区处于上升剥蚀和准平原化状态, 矿源层遭受风化并接受碱性含氧地下水的补给, 使铀元素表现出较大的活动性, 并使地下水中的铀不断得到

补充。由于主岩的渗透性很小（约为0.0002cm/分）、层间水不发育，使后生富集作用和矿化的规模受到很大限制。只能发生在某些构造破碎带（如走向逆断层、层间滑动面）和沉积冲刷面附近，造成局部的迁移富集，而未能形成典型的层间氧化带类型的矿卷。本区表生再造作用的主要标志是红化富矿石的形成。由于含氧地下水中的碳酸铀酰络合物，与主岩中的有机质和低价铁矿物（ FeS_2 、 FeCO_3 ）产生氧化还原反映，导致络合物的破坏和铁矿物的氧化，引起沥青铀矿、赤铁矿、针铁矿、水针铁矿沉淀，散染于胶结物方解石之中或碎屑矿物的解理面和微裂隙中，形成矿石的红化现象。红化愈强，矿石品位愈富。因此，红化是本区寻找富矿体的可靠标志。红化的形成机理如下：



4. 矿床的保存条件

鉴于铀元素的地球化学活泼性，所有先成的矿床在第四纪的侵蚀作用中，都要遭受氧化、溶解、迁移、贫化或再次富集，川北砂岩铀矿床也不例外。但由于本区新构造运动较强，上升剥蚀速度较快，地形切割深、高差大（盆地边缘相对高差近千米），大气降水主要以地表径流流失。加之砂岩渗透性小、层间水与化学风化作用不发育，表生地球化学分带不明显。即使处在本区现代侵蚀基准面（海拔480米）以上的矿体，也未遭到明显的淋蚀，U-Ra基本处于平衡状态，平衡系数（ K_p ）一般为90—110%。目前探明的主要矿体多为盲矿体，保存较好。矿床氧化带不发育，铀的次生矿物（主要为硅钙铀矿）无论是种类和数量都很少，不足以形成次生富集的工业矿化。

本文图件由卢桂英、康贞英清绘，照片由尹瑞媛、朱雪芳洗印，在此一并致谢。

（收稿日期：1982年6月21日）

参 考 文 献

- 〔1〕 四川省1:50万地质图说明书（1978）
- 〔2〕 某铀矿床古植物细胞腔中铀、钍矿物的电子探针研究（1982），放射性地质，第4期。
- 〔3〕 应用石英判别母岩的一些镜下现象（1981）放射性地质，第3期。
- 〔4〕 叶连俊，陆源汲取成矿论（1963），铀矿床会议资料汇编，铀矿地质编辑部
- 〔5〕 层间氧化带类型铀砂床（1972），国外放射性地质，第1期。

PRELIMINARY STUDY ON THE GENESIS OF THE MESOZOIC SANDSTONE-TYPE URANIUM DEPOSIT IN NORTHERN SICHUAN BASIN

Zhu Jueren Wu Shengyang Feng Peixin
Wang Desheng Ma Zhanwen
(*Sichuan Research Institute of Uranium Geology*)

Abstract

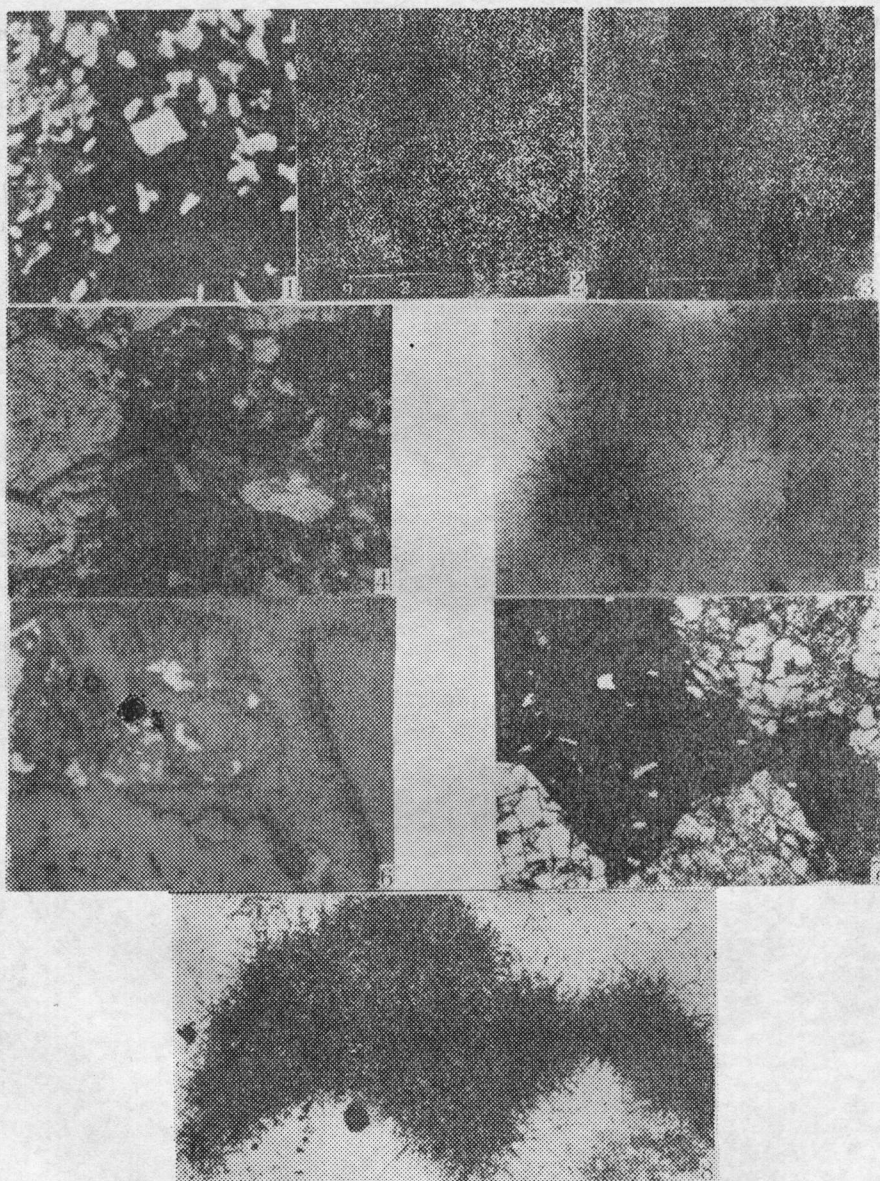
The Sichuan Basin is a giant subsidence basin with an area of 157,000 km² on the Yangtzi sub-platform. The basement of the basin is composed of the slightly metamorphic rocks and magmatic rocks of the lower Proterozoic. The covering rocks with a thickness of 5000-11000 m consist of the Sinian-Triassic marine carbonate formation in predominance and the Jurassic-Cretaceous red terrigenous detrital formation.

The uranium-bearing sediments of the Mesozoic are mainly confined to the marginal subsidence. The uranium mineralization can be commonly observed in the light-coloured sandstones and is generally located on the flanks or the plunging part of the syncline with a distance no more than 50 km from provenance area of the paleocontinent.

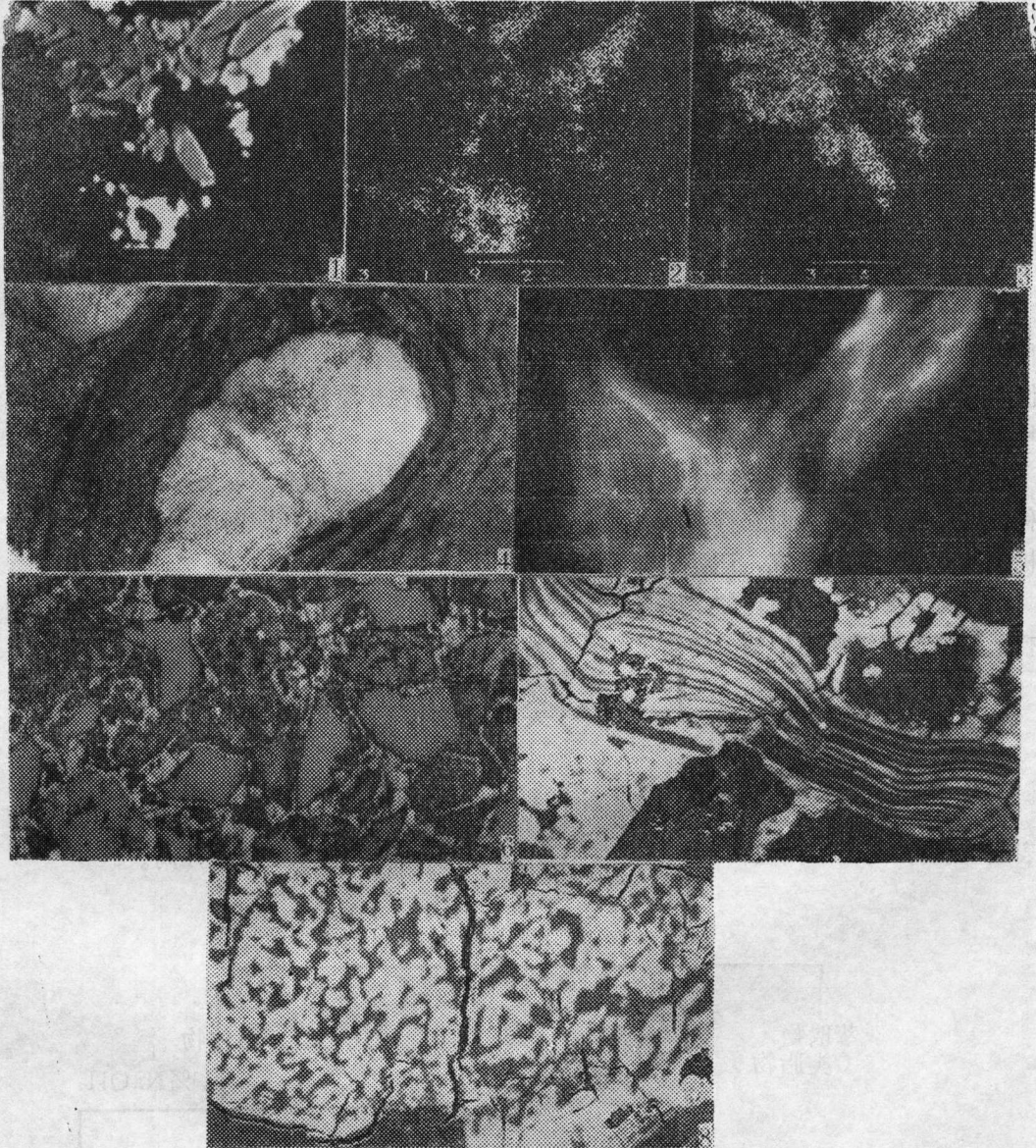
The uranium mineralization in sandstones is apparently restricted by stratigraphic horizons and the paleogeographic conditions. The main uranium-bearing strata are located at the base of the lower Cretaceous Cangxi Formation but uranium is highly concentrated in the zone over the para-unconformity between the upper Jurassic and the lower Cretaceous. The ore-bearing formation consists of the sediments of the alluvial piedmont plain and deltaic facies. In facies cross-section there is prominently binary structure constituted by two cycles: a lower cycle composed of light-coloured sandstones and conglomerates at the fringing and central banks, and an upper one composed of red mudstones and siltstones. Both cycles formed the structure with unidirectional and asymmetric multi-terraces caused by the migration of alluvial sediments. The host rocks are grey in colour, moderate to fine-grained and immature lithic sandstones and feldspathic lithic sandstones are better sorted, with a good diagenetic development and a compact cementation, which result in a relatively poor permeability. The uranium ore bodies mainly occurred in calcareous sandstones

and gravel conglomerates, rich in plant relicts and apparently controlled by paleochannels and etchingfilled structure.

According to the controlling factors, the morphology and occurrence of ore bodies, the existing form and distribution pattern of uranium in ores and the isotopic dating of uranium minerals, it is considered that the uranium deposit in sandstones is of strata-bound type and occurs in the covering rocks of platform. The rich ore zones were formed under the Mesozoic arid paleoclimatic condition by epigenetic process on the base of local uranium accumulation during the periods of deposition and diagenesis of the sediments.



1.背散射电子成份象。充填于古植物细胞腔中的短柱状铀石和不规则状沥青铀矿(较大的白色立方体是方铅矿)。1020× 2.与照片1—1对应的铀的X射线象(25kv)。1020× 3.与照片1对应的Si的X射线象(25kv)。1020× 4.砂岩中的碎屑状沥青铀矿(黑色颗粒)光薄片,125× 5.与照片4对应的沥青铀矿的 α 轨迹,125× 6.含沥青铀矿的长石碎屑,光片,250× 7.砂岩中由泥质、铁质和细粉砂组成的“假杂基”(黑色),光薄片,125× 8.“假杂基”中吸附状铀的 α 轨迹,125×



1. 背散射电子成份象。灰色为白垩铁矿，灰白色为沥青铀矿。900× 2. 与照片1对应的u的x射线象，900×
 3. 与照片1对应的Se的x射线象，900× 4. 砂岩中的黄铁矿结核（灰白色）与凝胶化有机质条带（黑色），反射光，2×
 5. 分布于黄铁矿结核边缘及有机质条带中的沥青铀矿。放射性照片2× 6. 沥青铀矿以胶结物形式环绕砾石及碎屑边缘产出。反射光，100×
 7. 沥青铀矿沿水化黑云母的解理产出。反射光，320× 8. 沥青铀矿交代蠕虫状长石碎屑，呈交代残余结构。反射光，250×