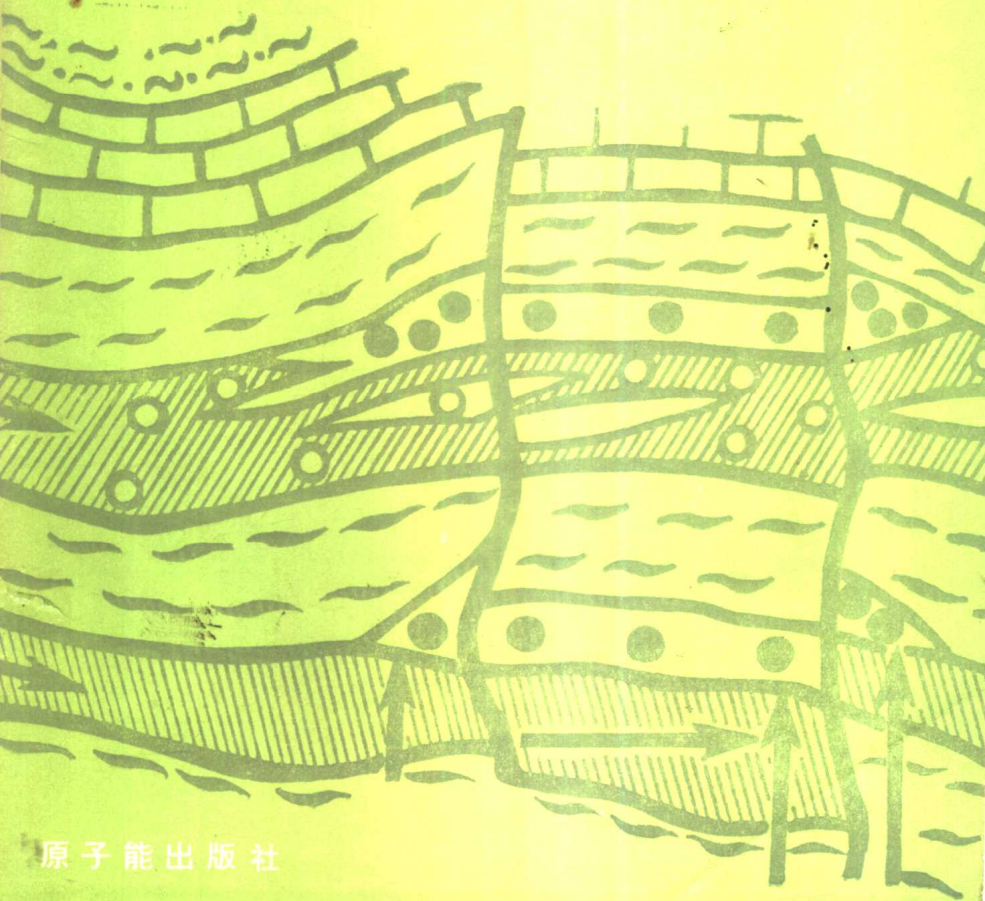


水成铀矿床的 找矿标志和预测基础

〔苏〕H.B.古勃金 A.A.斯米尔诺夫



原子能出版社

水成铀矿床的找矿 标志和预测基础

[苏] H. B. 古勃金

A. A. 斯米尔诺夫

雷 文 高 译

陈 祖 伊 校

原子能出版社

**ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ И ОСНОВЫ
ПРОГНОЗА ГИДРОГЕННЫХ УРАНОВЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Н.В. Губкин А.А. Смирнов
Атомиздат, 1981

水成铀矿床的找矿标志和预测基础

[苏] Н.В. 古勃金

А.А. 斯米尔诺夫

雷文高 译

陈祖伊 校

原子能出版社出版

(北京2108信箱)

原子能出版社印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·新华书店经营

☆

开本787×1092¹/₃₂·印张2¹/₄·字数46.3千字

1985年2月第一版·1985年2月第一次印刷

印数1—1600统一书号: 15175·586

定价: 0.40元

内 容 简 介

本书简要阐述了有关地下水、铀在地下水中的迁移条件以及水成铀矿床的形成、再造和破坏的条件及过程方面的资料。

根据已知矿床的新资料，拟定了水成铀矿床的地质和放射性水文地球化学找矿标志。阐明了矿化分布的特征。提出了预测和评价水成铀矿床规模的方法。

本书适用于从事水成铀矿床预测和找矿的地质人员和水文地质人员。对地质院校师生也有参考价值。

目 录

第一章 有关水成铀矿床的基本情况	1
一、水成铀矿床的基岩矿石和再沉积矿石的形成、再造和破坏条件	5
二、水成铀-沥青、铀-煤和铀-磷矿床的形成特征	28
第二章 水成铀矿床的找矿标志	36
一、必不可少的找矿标志	37
二、更为明确的找矿标志	43
三、找矿标志——矿化的指示剂（主要的放射性水文地球化学找矿标志）	47
第三章 矿床预测的方法指南	51
一、找矿标志的显示	52
二、预测矿床规模的确定	58
三、根据矿床开拓和开采条件对预测矿床进行评价	62
参考文献	64

第一章 有关水成铀

矿床的基本情况

铀与其它成矿元素一样，在天然条件下，不仅存在于岩石中，而且存在于地表水和地下水（冷水和热水）溶液中。这些水从其淋蚀的岩石中获取铀，在相应的地质构造和地球化学条件下，铀从地下水中沉淀形成矿床。

П. Я. 安特罗波夫建议把这种矿床取名为“水成铀矿床”。兹将水成铀矿床形成的地质构造和地球化学条件概述如下。原生铀矿化主要为沥青铀矿、铀黑，部分为钍铀碳氢矿。沥青铀矿化和铀黑矿化的比例取决于矿床形成部位还原环境的差异性或在矿石随后遭受氧化作用的情况下，取决于矿石的氧化程度。

在铀-沥青和铀-煤矿床中，可能形成铀-有机化合物，而在铀-磷矿床和鱼骨化石中，部分铀则进入磷块岩中。

原生矿石中常出现金属硫化物。硫化物类型及其数量比例取决于矿区总的地球化学条件和成矿时硫化氢环境的差异性。

原生矿石中一般总有次生的碳酸钙式碳酸镁；见有萤石、硅酸盐和某些别的矿物。

地下水在运动过程中，在不同的时间内，处于补给区、径流区和排泄区。补给区为一些山岳褶皱和局部隆起。正是在这里，由于大气降水而形成基岩地下水的主体，水中的矿物成分和气体成分也开始形成。与此同时，岩石中和有机物

中的所有化学元素，（这些元素在氧化环境中能溶解于冷水，或由于离子交换能进入溶液）都以某种浓度而转入溶液（水）中。来自大气和氧化作用带的气体，其中包括耗于岩石和有机质的氧化作用的氧气，在有机质的氧化过程中形成碳酸，碳酸在天然环境中引起诸如碳酸盐的溶解，从而形成易溶于水的相应金属的重碳酸盐，还引起长石的破坏等。

水中呈溶解状态的氧、碳酸和重碳酸盐，为铀从岩石进入水溶液以及以六价碳酸盐络离子—— $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ 、 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ 的形式在水中迁移创造有利条件。此时水中的铀

浓度不仅取决于水中的气体成分，而且取决于岩石中的铀含量、岩石渗透性和水动力条件，并可达 $n \times 10^{-7} - n \times 10^{-4}$ 克/升。花岗岩类和某些片岩类岩石的水中，铀的浓度最高，而石灰岩、白云岩、泥灰岩、纯石英砂和砂岩的水中，其浓度最低。

对成矿起决定作用的是，在地下水中不仅有成矿元素（其中包括铀），而且硫酸盐（呈硫酸根离子—— SO_4^{2-} 状态）的浓度亦很大。众所周知，液态或气态烃储积体附近的硫酸根离子，在去硫作用中，会形成对成矿元素的还原和沉淀所必需的 H_2S 和 HS^- 。 SO_4^{2-} 离子对元素不直接起还原作用，在相应的地球化学环境中与这些元素一道作距离不等的迁移（镭、钡和某些别的元素除外，因为它们和 SO_4^{2-} 离子一起形成不溶或难溶的化合物）。

硫酸根离子从溶解的矿物，特别从岩石（甚至往往为第四纪沉积物）中的石膏以及从氧化硫化物和硬石膏转入溶液，也就是进入地下水中。

当地下水在氧化环境发育的山岳和局部隆起区运动时，其中的铀浓度偏高和相对较高（可达 $n \times 10^{-4}$ 克/升）。在构

造洼地，只有那些在沿原生或后生氧化岩石和沿切穿山麓区下构造层岩石的构造带流动的水中，铀的浓度才与相应补给区相等或略低。下构造层的上部带通常为后生氧化岩石，其氧化作用发生在相应漫长的陆相发育时期。水成铀矿床形成时期的主要成矿水正是那些沿着原生或后生氧化岩石运动（如果这些水流入的地质构造具强还原性的硫化氢环境）的水。

众所周知，山岳和局部小型隆起的岩石遭受侵蚀，剥下的物质被地表水带入与其毗连的水盆地或平原。在剥蚀过程中，不仅露出一些同类的新岩石，而且还露出具有其他矿物成分或物质成分的下伏岩石。相应地，在不同阶段，各种化学元素都进入同一补给区的水中，这就使得各种成矿元素也随地下水一起进入成矿地质构造。这些现象本身又使得同样的一些矿床具有成矿的多期性和矿化的分带性（特别是在切割坚硬致密岩石的大型构造裂隙带中，其它成矿元素叠加在一种物质成分的矿石之上）的特点。

地下水从补给区迅速流向径流区，进入相毗连的洼地，在洼地中又沿透水岩层或构造带（其中包括切割下构造层岩石）运动。与此同时，水也淋蚀成矿地质构造。洼地中的水就变成了承压水和热水或炽热水（达200—300℃或更高）。水在这些条件下运动时，由于在去硫作用中硫酸根离子的氧化反应消耗游离氧以及各种元素其中包括氧化环境中不迁移的元素（如铁）和硅酸（达几百毫克/升）等源源不断地加入，水的矿物成分和气体成分以及总矿化度均发生了变化。也发生了水和岩石的离子交换。生物化学成因的气体（烃、氮，而去硫作用时则为硫化氢）以及由于放射性衰变而产生的气体（氦、氡）都溶解于水中。由于伴有气压扩散现象的

水的分子和离子的移动，以及由于地台洼地地质剖面中弱动力水中溶解离子的重力分异，因而也使得水的化学成分和矿化度都发生了变化。这时，地台构造洼地深部层位中水的总矿化度增到250—300克/升（当地质剖面中出现岩盐层时，例如在普里皮亚特盆地，可达400—450克/升）。按其成分水主要变成了氯-钠质水或钠-钙质（镁质）水。与此同时，主要由于离子运移时的气压扩散作用以及深层水中离子的重力分异作用，在深层水中集聚了较多的重元素其中包括各种各样的金属。这些作用的结果，形成了垂直的水化学分带。

在与高山岳区相毗连的构造洼地中，可见到双重水化学分带性。因为在这种情况下，层位不深的地下水补给区占有相对较低的标高位置，而层位较深的地下水补给区则相反，占的标高位置较高。根据上述情况，与层位不深的水动力条件相比，通常可见到深层的水动力条件增高。双重水化学分带的特点是，层位不深的地下水的矿化度自上而下地逐渐增高（达250克/升），而随后深层地下水的矿化度也自上而下地逐渐减少（达几克/升）。

地下水主要在谷坡、峡谷和网状细谷处向冲积层和洪积层（厚为几米至200米以上）中排泄，同时也沿透水构造带（穿过上覆层）向地表或水盆（其中包括海盆）排泄。海水之下发现有山岳，在那里露出各种时代（直到最古老的）的地下水从其中流出的岩石。海盆内存在着对地下水排泄最有利的条件，因为这些盆地高程上几乎都低于所有陆地的地面，海水的密度只有矿化度大约为200—300克/升的地下水密度的 $\frac{8}{9}$ — $\frac{5}{6}$ 。随洼地内岩石的下陷，层间水具有相应的承压水性质。因此，它们不仅作水平方向运动，而且既沿构造破碎带，还穿过塑性不大的、未遭破坏的粘土岩石自下而上地

流动。除致密的或塑性大的粘土外，盐层（无构造带发育的）和喷发岩层（无裂隙发育的）也是实际隔水层，不过喷发岩多半都是裂隙发育的。

众所周知，地壳的许多洼地带在后来变成了山岳褶皱区，同时，水动力条件和水化学条件也发生了相应的变化（矿化水变成含其它气体成分的低矿化水）。

一、水成铀矿床的基岩矿石*

和再沉积矿石的形成、

再造和破坏条件

如上所述，所有地下水几乎都含一些铀。然而原生或后生氧化岩石中的含水层和切割这些岩石的构造带对铀在水中的迁移最为有利。后生氧化岩石不仅是与地下水补给区相毗连或曾相毗连的那部分含水层，而且大多数情况下为长期与大气相接触的下构造层岩石的上部带。陆相条件下堆积的许许多多中、上构造层的沉积岩和火山-沉积岩系也遭受了后生氧化作用。

沿原生或后生氧化岩石运动的地下水，其中铀的浓度一般都偏高或较高（ 10^{-6} — 10^{-4} 克/升）。

当地下水补给区岩石中铀的本底含量偏高时，实际上在不含固态、液态和气态烃，褐煤，炭质物或煤的未氧化的透水岩层，可以见到铀在水中明显迁移。因此，由上述岩石和原

* Коренная руда 是指原地生成的矿石，本文译作基岩矿石和基岩矿床，根据上下文关系，个别地方也译成原地生成。——译者注

生或次生氧化岩石构成的含水层（带），可以成为成矿水层（带）。

在所有其它情况下，地下水中铀的浓度较低(10^{-6} — 10^{-7} 克/升水)。

然而，不能根据上述情况认为铀矿床只能在成矿水层或带中形成。已知，承压地下水（其中包括成矿水）常常沿构造断裂流入未受氧化的，含煤或含油气的岩石中存在的上覆含水层，铀在这些岩石水中的浓度都很低（实际上往往不再迁移）。因而，铀矿床只能在远景含水层或带中形成。这一点将在下面论及。

自然界中可见到产于成矿地质构造中的含基岩矿石（矿化没有迁移）和再沉积矿石的水成铀矿床。后者只能在构造受剥露以后，从由地下水造成的氧化环境作用下受到破坏的基岩矿石形成，这时在个别情况下，就在这些水的流向上，发生铀和硫化物矿化的局部再沉积。再沉积矿石的产出位置可能并往往远离原生矿石或其残留矿石和成矿地质构造（几米至几十公里）。

下面将论述基岩矿床及其形成、再造和破坏条件。

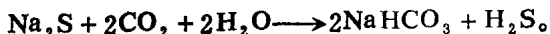
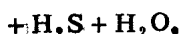
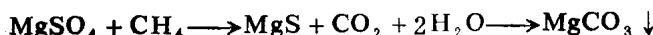
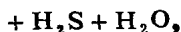
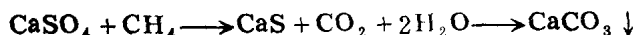
几乎所有铀矿床的铀矿石中都有某些金属硫化物的存在，矿床都位于现在或早先可能出现过硫化氢环境的地质构造中，上述事实以及1951—1960年间，在作者指导下进行的专门的实验研究结果都证明，天然条件下在工业铀矿床形成的地段，和形成其它金属硫化物的元素一样，地下水中铀的主要还原剂和沉淀剂乃是硫化氢（在还原性的硫化氢地球化学环境地段）。

在还原性的硫化氢地球化学环境中形成的铀的硫化物，与一些其它的元素（诸如钠、钙、镁等）硫化物一样，在天

然条件下是不稳定的。它们分解后立即形成铀的氧化物。铀酰硫化物被硫化氢从溶液中沉淀，这在参考文献^[6]中已有论述。

水成铀矿床是在几十万年和几百万年过程中形成的（见下述）。在地下水中，在如此漫长的时期内，只有当这些水（在其运动过程中）中的硫酸根离子与有去硫细菌（去硫作用）参与的相当大的或孤立的液态或气态烃储积体相互作用才能形成高浓度的硫化氢（达1500毫克/升或可能更高）。

去硫作用反应如下：



由上式可见，在去硫作用第一阶段，形成了钙、镁或钠的硫化物以及游离碳酸和水。但这些金属硫化物在天然条件下是不稳定的，并很快分解，而金属就转入碳酸盐。这些硫化物中的硫形成硫化氢，而游离碳酸便与碳酸盐结合。在发生去硫作用的地段，水中没有游离碳酸的富集，不形成纳尔赞矿泉水*。

鉴于上述，铀和其它金属与硫酸根离子（当金属与硫不发生反应时）在地下水中共同迁移乃是令人感兴趣的。基岩的水成原生铀矿石和硫化物矿石，只形成于油气储积体附近，即硫酸根离子和烃形成了硫化氢的地段。应当指出，迄今为止

* 北高加索有治疗作用的碳酸矿泉水。——译者注

内生热液成矿理论实质上没有解决有关硫的来源或金属与硫共同迁移等问题。

可能除了某些溶解于水中的变种以外，液态、气态和固态沥青本身特别是植物残骸、炭质物和煤，对金属，其中包括铀都不起还原作用。对此，可以根据铀在石油中的低含量和在已知许许多多大面积的含煤盆地和煤矿中极少有硫化物-铀矿化产出作出判断。工业铀-煤矿床仅出现在有利于已形成的烃储集和长期保存的地质构造中（一直到其被剥露）。图1—4所示为这类构造，图5所示为在含煤层之上有或早先曾有屏蔽层的背斜和埋藏古河道及其岔沟的上游地带或拐弯部位。在这些场所的较古老岩石之上，产有炭质砂岩层，为实际上不透水的粘土或灰泥所覆盖。在所有这些情况下，重金属的主要还原剂和沉淀剂同样是地下水中的硫酸根离子与烃相互作用时形成的硫化氢——炭质物的变质产物。

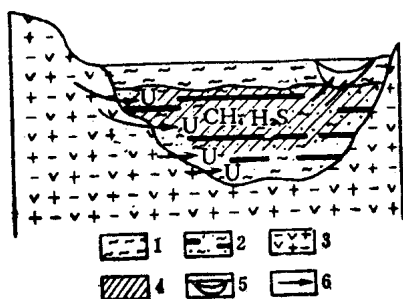


图1 充填有为实际上不透水粘土（屏蔽层）所覆盖的泥砂质含煤沉积的洼地中的水成铀矿床形成的地质水文地球化学条件示意图：

- 1——粘土；2——含煤泥砂质沉积；3——含裂隙和水的受变质的沉积、喷发、侵入岩石组合；4——硫化物-铀矿化；5——河流和冲积层；6——地下水流向

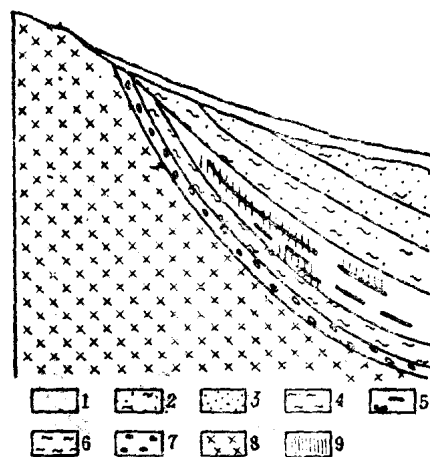


图2 上、下均为实际上不透水岩层所屏蔽的含煤砂质沉积中的水成铀矿床形成的地质水文地球化学条件示意图：
 1——浮土；2——泥砂质沉积；3——砂质沉积；4——粘土、粉砂岩；
 5——含煤砂质沉积；地下水沿与图面相垂直方向的运动；6——泥岩；
 7——砂岩、细砾岩；8——受变质的沉积岩和火成岩；9——矿化

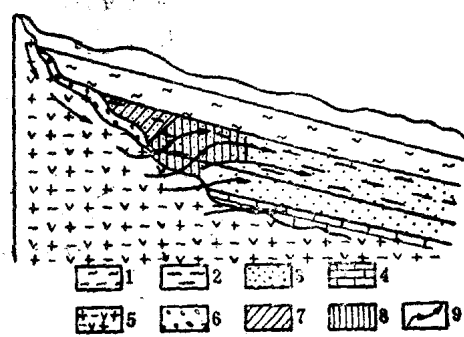


图8 单斜层内被不透水粘土所覆盖（“封闭”）的炭质砂中的水成铀矿床形成的地质水文地球化学条件示意图（烃储积体迄今可能受破坏）：
 1——粘土；2——炭质砂；3——砂；4——灰岩；5——古老的受变质沉积岩和火成岩岩系；6——实际上不透水的古风化壳残骸；
 7——气态烃储积体；8——硫化物-铀矿化；9——地下水流向

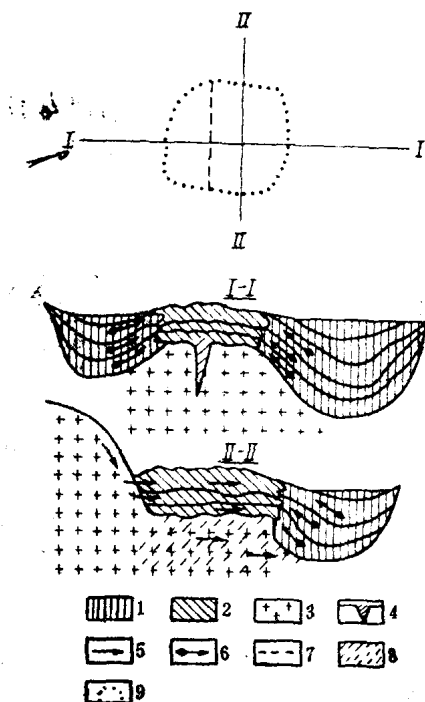


图4 含烃和炭质物岩石中水成铀矿床形成的地质水文地球化学条件示意图:

1——含气体的含煤泥砂质沉积; 2——含矿的泥砂质沉积和喷发岩层的互层(早先含气体, 因而造成强还原性的硫化氢环境发育和从流过的地下水中金属的沉淀); 3——花岗岩; 4——含矿构造带; 5——含铀地下水运动方向; 6——由煤产生的气体的流动方向; 7——平面上的构造带; 8——剖面上含矿构造带的投影; 9——矿田

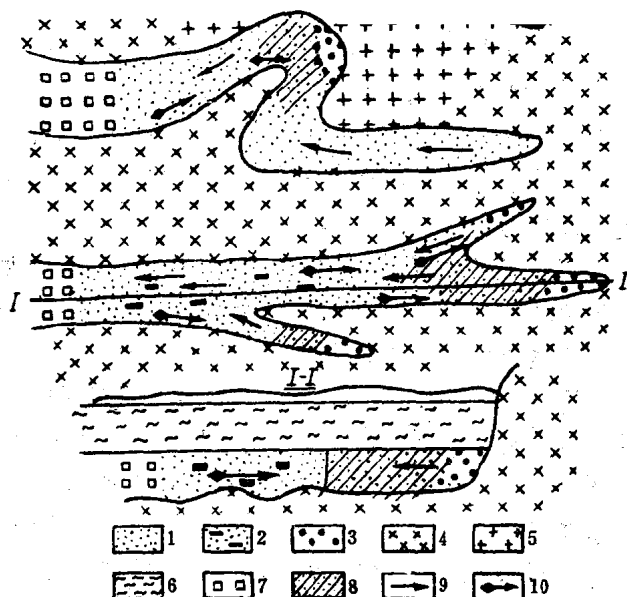


图5 埋藏古河道上游地带、拐弯部位和岔沟中水成铀矿床形成的地质水文地球化学条件示意图(含矿砂质沉积和砂质细砾沉积上部地质平面图和水文地质剖面图)：

1——砂；2——炭质砂；3——由褐煤和炭质物(砂中的)在其变质过程中所产生的气态烃；4——受变质的沉积岩和火成岩岩系；5——花岗岩；6——粘土；7——褐煤；8——硫化物-铀矿化；9——地下水流向；10——炭质物在植物残骸变质过程中所产生的气体的流向

植物残骸、炭质物和煤不能直接造成去硫作用。这是因为同这些物质发生去硫作用是一种吸热反应，需要外来热，因而，在外生天然条件下是不可能的；而同液态、粘性和气态烃发生去硫作用，则是一种放热反应^[7]。

植物残骸、炭质物和煤，和石油一样，在某种程度上都吸附铀，但这些物质所吸附的铀是不牢固的，不能形成工业铀矿床。在外生的地壳环境中，游离氢的浓度是不大的（主要是在储烃层和煤矿床中）。氢在地下水中的溶解度是微不足道的（差不多比硫化氢的溶解度低2500倍）。因此，它对

工业铀矿床的形成不起实质性的作用。此外，它同样基本上不参与硫化物矿化（可能也包括铀矿化）的形成过程。

气态烃其中包括溶于地下水中的烃，不仅不还原，而且也不吸附某些金属。但它的某些溶解的变种则构成铀铀碳氢矿之类的铀矿物的成分。

某些研究者^[4]把存在于岩石中的同生-成岩的金属硫化物当作铀的还原剂。实际上，硫化物对地下水中存在的铀不产生或不能产生任何直接的影响。然而，众所周知，在氧化的硫化物-铀矿床中，硫化物氧化时，便形成硫酸和二价硫酸铁。硫酸随地下水运移，对其它未氧化硫化物发生作用而形成硫化氢，硫化氢又对溶解的铀和其它金属起还原作用，在逐渐迁移的胶结带中形成硫化物。在这一作用中，为了使较多的铀再沉淀，在氧化矿石中，需有较高含量的硫化物。正因为如此，上述现象只出现在早先已形成的矿床中。氧化作用一旦触及所有早先已形成的硫化物-铀矿化，硫化物-铀矿化的再沉积作用就会急剧地减弱，而后，随着氧化作用沿这一层位继续伸展，再沉积作用实际上就会完全终止，矿化因此而被破坏（图6）。矿化的再沉积作用也是由局部地段保留下来的还原性的硫化氢环境所造成的，此种环境是在地下水中硫酸根离子对炭质物变质时所生成的残留液态沥青和粘性沥青或气态烃发生反应时形成的。此种条件下生成的硫化氢环境，从外表上看，几乎往往是不明显的，然而即便是这些低浓度的硫化氢，往往也足以能从沿氧化矿体运动而使其中铀浓度提高（ $n \times 10^{-4}$ — $n \times 10^{-3}$ 克/升）的地下水中部分地获取铀。

当岩石中有机物和硫化物铁失或不足时，氧化矿石中的铀仅部分地再沉淀，因此，随着氧化作用开始沿矿体展开，