

花岗岩型和火山岩型铀矿化的成因

王 传 文

(北京铀矿地质研究所)

近二十年来我国铀矿地质界在许多地区,特别是在华南花岗岩带和火山岩带找到了丰富的铀矿资源。花岗岩型和火山型铀矿已成为我国两个重要的铀矿化类型。它们在空间上和成因上都与酸性岩浆岩有密切的联系。因此,查明花岗岩区和酸性火山岩区的铀矿化成因是顺利进行铀矿地质工作的重要前提。

国内外铀矿地质学家都十分重视产于这两类地区的脉状铀矿床的成因研究和讨论。他们从不同角度提出不同的成因假说。

我国的铀矿床研究者曾对这两类铀矿化控制因素和矿化成因做了大量的工作,提出了许多有意义的研究成果。本文在他们的工作基础上将简要地探讨华南的区域地质背景、铀矿化类型、花岗岩型和火山岩型铀矿化的某些成因问题和成矿模式。

一、区域地质背景

该区包括扬子准地台东南缘的江南台隆、华南褶皱系和东南沿海褶皱系。在江南台隆中出露的最古老地层有四堡群、冷家溪群及与其相当的地层以及其上的板溪群;在华南地槽系内可见到的老地层有板溪群。至于华南是否还有更老地层存在还是个有待研究的问题。在上述地层之上广泛覆盖着震旦至志留系的冒地槽沉积层及更新的地层。经过加里东运动,尤其印支运动,本区已转化为地台。

燕山运动时由于来自太平洋方向的强烈挤压作用,本区又开始了一个新的发展阶段。构造运动主要表现为断块活动,产生了若干深断裂,并且老的深断裂又开始了新的活动;酸性岩浆作用相当强烈,形成了大量的花岗岩体和大面积的酸性火山岩(伴随少量的中性熔岩),构成了燕山期的巨大的花岗岩带和中酸性火山岩带;白垩—第三纪发育了一系列的红色断陷盆地,并伴随有明显的基性岩浆的喷溢,出现了若干层橄榄玄武岩和碱性玄武岩。值得注意的是除了江南台隆南缘的震旦—寒武系是一个典型的富铀层之外,在其下的元古界也发现了几层富铀层的线索。

上述地质条件为燕山运动以来的花岗岩型和火山岩型铀矿床的生成创造了有利的条件。

二、铀矿化类型

在所有燕山期酸性岩浆活动之后,铀矿化广泛发育于花岗岩和火山岩内及其附近的地层

中国脉状铀矿床矿化类型分类及其特征表

表 1

铀矿化类型	矿化类型特征	主要围岩类型	含矿构造条件	围岩蚀变类型	矿物共生组合	热液性质	铀矿化年龄 (百万年)
花岗岩型	钠长石交代型 (钠交代型)	花岗岩 沉积岩	碎裂岩带 网状裂隙带	钠长石化、碳酸盐化、绿泥石化、赤铁矿化、水云母化	沥青铀矿、绿泥石、赤铁矿、方解石、钠长石	碱性热液	373 310 100?
	钾长石交代型 (钾交代型)	花岗岩 伟晶岩 变质岩	断裂带	钾长石化、碳酸盐化、绿泥石化、赤铁矿化	沥青铀矿、绿泥石、赤铁矿、方解石、正长石、钾微条纹长石	同上	43
	微晶石英 充填交代型 (硅化带型)	花岗岩 变质岩	断裂带及其旁侧 的次级裂隙带	硅化、水云母化、赤铁矿化、萤石化、黄铁矿化	沥青铀矿、微晶石英、赤铁矿、萤石、黄铁矿、有时有铀石	强酸性热液	87 67
	水云母交代型	花岗岩	网状裂隙带 较小的断裂带	水云母化、高岭石化、蒙脱石化、赤铁矿化	沥青铀矿、水云母、蒙脱石、绿脱石、萤石、黄铁矿	酸性热液	67
火山岩型	钠长石交代型 (钠交代型)	酸性火山岩 变质岩	断裂带及其次 级网状裂隙带	钠长石化、碳酸盐化、绿泥石化、赤铁矿化、磷灰石化、水云母化	沥青铀矿、绿泥石、赤铁矿、方解石、钠长石、磷灰石	碱性热液	120
	微晶石英 充填交代型 (硅化带型)	酸性火山岩	岩层顶板收缩 裂隙带、顺层裂隙带、切层断裂带	水云母化、硅化、赤铁矿化	沥青铀矿、赤铁矿、微晶石英、萤石	强酸性热液	88
	水云母交代型	中酸性火山岩 次火山岩	断裂带 裂隙带	水云母化、黄铁矿化、萤石化	沥青铀矿、含钍沥青铀矿、铀钍矿、水云母、萤石、胶硫钼矿、黄铁矿、钛铀矿、钍石、磷灰石、方解石	酸性热液	100
	迪开石交代型	酸性火山岩	顺层破碎带	硅化、迪开石化、水云母化	沥青铀矿、微晶石英、萤石、水云母、铀石、钛铀矿、胶硫钼矿、黄铁矿	强酸性热液	87

注：此表资料多引用有关专题的工作报告，除373、310百万年两数据取自西北地区外，其它数据均取自华南。

中。由于地质条件的差异和先后生成的含铀热液性质的不同，导致我国脉状铀矿化类型的丰富多采。

根据铀矿化与花岗岩和火山岩在空间上、成因上的联系，可将我国的脉状铀矿化划分为花岗岩型和火山岩型两类，并进而根据矿石矿物共生组合和围岩蚀变特征，将每个类型分别划分为四个亚类。各亚类的地质特征见表1。因为钠长石化型、微晶石英充填交代型和水云母交代型可出现在花岗岩内，也可产于火山岩中，因此，实际上总共有五个亚类。

三、对下降说主要根据的讨论

尽管对脉状铀矿床成因概念众说纷云，但就其基本分歧而言，可归纳为两种基本观点：下降说和上升说。下面将对下降说几点主要依据进行一些讨论。

1. 对矿岩生成时差的解释

下降说提出产铀花岗岩和火山岩与铀矿化的生成年龄时差大,而否定铀矿化与酸性岩浆作用有成因上的联系。它常采用最早生成的岩浆岩的年龄和铀矿化的年龄之差做为矿岩时差。华南燕山期花岗岩是多次侵入的复式岩体,而所有的铀矿化均晚于燕山期的岩浆活动。我们认为矿岩时差以最晚一次酸性岩浆的成岩年龄与铀矿化年龄之差来计算较为合宜。燕山期花岗岩年龄依次为185、160、135、125和102百万年,各期铀矿化年龄分别为87、67和48百万年。如果用最晚一次花岗岩生成年龄与微晶石英充填交代型铀矿化年龄之差计算,矿岩时差只有15百万年。华南晚侏罗世至早白垩世的火山岩与铀矿化之间的年龄时差也只有15百万年或更小些。

根据矿岩有一定的时差和铀矿化出现在多次酸性岩浆活动全部结束之后,推测含铀流体不是直接来自某一次活动的酸性岩浆,而是来自硅铝壳深部的酸性岩浆发生带。华南燕山运动是多幕的,大约每隔10—25个百万年有一次明显的断裂构造运动。这样铀矿化年龄与酸性岩浆岩生成年龄之间有一定时差是理所当然的。

2. 断陷红色盆地与铀矿化作用的关系

华南白垩—第三纪广泛发育了一系列红色磨拉石建造的断陷盆地,而同时也大量发育有花岗岩型和火山岩型铀矿化。据此,某些持下降说者认为华南燕山期脉状铀矿化与红色盆地的生成均与干旱的古气候有关,在全球范围内有三次铀的重要生成时期,即元古代、晚古生代及中生代。

据报导^[2,3],萨斯喀切温铀城区铀矿化年龄为1800百万年,相当于早元古代末期,早于中元古代阿萨巴斯卡砂岩;第二期和第三期产于阿萨巴斯卡盆地一带,其铀矿化年龄为1100—1000百万年(相当于中元古代末期)和400—500百万年(相当于奥陶—志留纪),均晚于阿萨巴斯卡砂岩。澳北区早期铀矿化为1700百万年(相当于早元古代末期混合岩化时期);第二期铀矿化(主成矿期)年龄为800—920百万年,约相当于中元古代末期或更晚一些时间;第三期铀矿化年龄为400—500百万年,相当于奥陶—志留纪。后两期均晚于中元古代科姆波尔吉砂岩。

西欧海西期铀矿化时间与红层形成时期也并不完全吻合。铀矿化年龄为275百万年,相当于早二叠世(早奥顿世),而红层生成于中二叠世(萨克森世)。法国勒鲁瓦^[4]曾指出,铀矿化最小年龄值应该是275百万年,而不是科斯托拉尼用法内的几块样品测得的240—250百万年。我国西北祁连山钠长石化型铀矿化年龄为310百万年,相当于晚石炭世,晚于上泥盆统红色磨拉石建造老君山砂砾岩。

通过上面几个实例的分析,我们认为脉型铀矿化与古气候并无内在的成因联系。

华南白垩—第三纪铀矿化时代与红色断陷盆地的生成时间大体上是吻合的。这种吻合的基本原因很可能是铀矿化和断陷盆地生成的基本条件都以张性深大断裂的发育为前提。含铀热液的上升必须以深大断裂为通道,而迅速沉积的红层和大幅度下陷的断陷盆地也需要张性深大断裂不断的张开和发展。

3. 铀矿化与现代地形的关系

马涅(R. Magne)^[5]指出,矿床越是产于低洼地带,储量就越大,矿石品位也就越高,显然,铀矿化是与目前的地形相配合的。据此他提出法国脉状铀矿床是表生热水浸出成因。

我国也有人持同样观点。

从我国大量的实际情况来看,有的大型花岗岩型铀矿床出现在地形低洼处,但许多著名的花岗岩型铀矿床则居于高山地带。我们认为,说大铀矿床产于低洼地带,还不如说在一个区内各脉型铀矿床在垂向上的分布是受古地形制约的,即各矿床的垂幅在空间上的排列是随着古地形的起伏而起伏的。产生这种现象的原因,可能是生成矿床的部位原来有个物理化学转换面,即含铀热液向上运移到地壳一定深度时,周围的温度、压力均有明显的改变,导致热液与围岩起化学反应,最终生成铀矿床。这个物理化学界面与古地形大体上有个固定的垂幅,因而由各矿床组成的所谓“壳层”型态与古地形也就大体上吻合。

4. 铀矿化与各次酸性岩浆铀含量关系

华南燕山期花岗岩的含铀量较高,平均达15—20ppm。但各期次侵入体的铀含量是波动的,从早到晚生成的花岗岩的铀含量并无明显增加趋势。因此,下降说认为酸性岩浆演化不能导致铀的富集。

我们认为各次上升的酸性岩浆虽然都是来自酸性岩浆发生带,但后者并非完全处于封闭状态。当地壳遭受各次强烈的构造运动的时候,酸性岩浆发生带还在不断的扩大和发展,早生成的岩浆一部分向上运移,另一部分仍留在原地,新生成的岩浆一次一次的参加到残留岩浆中去。因此,先后侵入和喷发的酸性岩浆的铀含量不大可能形成有规律性的变化。

通过对下降说几点主要依据的讨论,我们认为这个学说的依据并不是十分充分的,有些地质事实它很难给予圆满的回答。诸如无论在花岗岩型或在火山岩型中均有一定的铀矿化类型序列,碱性热液生成的钠长石化型均早于酸性热液生成的铀矿化类型;铀矿化时代均集中生成于几个时间间隔内,尽管早白垩世晚期至第三纪的气候条件大体上是相似的,而铀矿化年龄并不是连续的;在有的火山岩型铀矿化热液中铀钍共同运移、共同沉淀于同一铀钍矿物中,形成含钍沥青铀矿、铀钍矿等工业矿物;以六价铀运移形式的铀酰向下渗流到氧化界面为何不还原沉淀下来,而能继续向下渗流,加热后又上升还原成矿等等。陈肇博^[1]在他的文章中指出过这类问题。

四、铀源、矿化剂和溶剂的来源

通过上面的讨论,我们认为用上升说解释花岗岩型和火山岩型铀矿床的成因还是值得重视的。陈肇博^[1]研究了我国一些火山岩型铀矿床之后提出了“双混合”成因模式。1977年莫洛(M. Moreau)^[6]也强调了深部酸性岩浆演化对利木赞浅色花岗岩内铀矿化的联系,并且他不否认在地壳浅部循环地下水参与含铀热液中的可能性。他们的热液铀矿床成因模式,强调了深部岩浆分异对含铀流体的成因联系,又抛弃了含铀热液直接来自最终冷凝为花岗岩体那一部分岩浆,并考虑了循环地下水的作用等等。

1. 铀源

一般认为斑克洛夫特含铀伟晶岩铀矿床、罗辛伟晶白岗岩铀矿床、玛丽凯思林矽卡岩铀矿床以及我国的某些伟晶岩、矽卡岩、伟晶白岗岩铀矿化点和铀矿床都与酸性岩浆活动在空间上和成因上有密切的联系。这个地质现象有力地说明,某些酸性岩浆侵入体在其结晶晚期或高温气热阶段,铀均有明显的富集。据此,我们认为铀不仅可以呈晶质铀矿等形式停留在

花岗岩和酸性火山岩中,而且随着岩浆进一步演化,它还可以进入伟晶岩阶段和矽卡岩阶段,它也有可能在地壳深部酸性岩浆发生带岩浆结晶的晚期进入含矿流体内。

在产铀花岗岩和酸性火山岩内发现的受断裂控制的砖红色钠交代岩,普遍具有含铀量高的特点(30—40ppm),一般高于围岩1—2倍,其中铀的异常点和矿化点较多,甚至达到工业富集的程度。特别值得指出的是,当含钠的碱性热液通过酸性火成岩、闪长岩、变质岩、砂岩、砾岩,甚至大理岩时,均可形成含铀碱交代岩,甚至生成钠长石化型铀异常点和铀矿床,说明这种钠质碱性热液本身是含铀的。这种强碱性含铀热液的广泛出现和它在一定的铀矿化类型序列中均出现在早期,说明铀来自地表条件下循环地下水的可能是很小的。加之在火山岩型含铀热液中铀、钍共同运移和共同沉淀,表明在中低温条件下铀可能来自地壳的深部。

由于含铀流体和含铀热液具有较强的酸性或碱性,在上升过程中对其所经过的富铀层、富铀花岗岩和富铀酸性火山岩中的活动铀进行汲取,进一步提高其含铀浓度是有可能的。但这种作用的活动范围仅限于断裂带内及其两侧很近的距离,所以对提高含铀热液中铀的浓度来说是很次要的,不起主要作用。

2. 主要矿化剂的来源

根据现代火山作用的大量实际资料,可以认为花岗岩型和火山岩型含铀热液中的主要矿化剂F、Cl、CO₂、P₂O₅、H₂S很可能主要来自深部酸性岩浆发生带,当然不能完全排除来自围岩和循环地下水的可能是。然而它不能做为重要的来源。

3. 含铀热液溶剂的重要来源

五十年代以来的深钻资料证明,在深达3—4公里以下的地壳深部仍然有循环的地下水。华南现代温泉热水的温度超过100℃以上,也说明地下水至少可以在深达4公里以下进行循环。这些情况告诉我们,来自深部岩浆源的含铀流体,在上升的途中必然会与循环的地下水相遇,二者混合后才形成了具有成矿能力的含铀热液。从最近我们对两个火山岩型铀矿田的铀矿石及蚀变围岩所做的氧同位素分析资料来看, δO^{18} 值主要介于+5—+7‰范围内,也证明除了岩浆水之外,循环地下水也是含铀热液的一个重要组成部分。

五、花岗岩型和火山岩型铀矿化成因模式

根据华南花岗岩型和火山岩型铀矿床产出的地质背景、铀矿化类型及铀矿化成因所应该考虑的问题,提出下列成因设想:

1. 富铀酸性岩浆的形成

燕山运动时太平洋板块向中国大陆俯冲,使华南硅铝壳中下部夹有富铀层的古老地层产生了广泛的深熔作用,生成了富铀的酸性岩浆。这时地壳曾遭受过好几次挤压运动,地幔热流、地幔流体和地幔物质也相应的几次上升到深熔带,导致深熔带的不断扩大和一次一次的酸性岩浆的侵入和喷发。

2. 含铀流体的产生及不同含铀流体先后分馏

华南地壳在经历了多次的挤压和运动主幕之后,逐渐转入拉张状态。这时的深熔带也就失去进一步产生深熔作用的能力,随后逐渐冷却下来。超过临界含量的多余挥发物,如CO₂、

F、Cl、B、H₂S、H₂O等不能均匀地溶解在酸性岩浆熔体内，并随时准备分馏出来。早白垩世后期，尤其是在晚白垩世和第三纪时，主要是张性形式出现的深大断裂深入到深熔带，处于超临界含量的多余挥发物，必然向减压方向的张性深断裂内移动，并携带一些碱金属、硅和铀等共同组成含铀流体。

B. A. 尼柯拉耶夫^[7]根据戈兰松的实验得出的挥发物在硅酸盐熔体中的有限溶解度结论，进一步指出，逸出的气相成分会不断地、逐步地变化，因为不同挥发物有不同的饱和限度。可以设想，在深熔带的酸性岩浆中各种挥发份的含量是不同的。应该说，不同挥发物的分馏顺序是既决定于挥发物的种类，也决定于各种挥发物的含量。

根据华南花岗岩型和火山岩型矿化类型序列，推测在深熔带最早分馏出的挥发物是大量的CO₂，而其它挥发份则较少。其原因可能是从上地幔上来的CO₂较其它挥发份含量多和被深熔的地层中有富碳酸盐层，使深熔带更富含CO₂，它最早达到并超过饱和限度。超过临界含量多余的CO₂最早分馏出来，并与Na、U、H₂O一起构成含铀流体。随着岩浆的继续冷却，F、Cl等挥发物也超过饱和限度，开始分馏，同SiO₂、K、U、H₂O、少量CO₂和H₂S等组成矿化流体。或分馏出以F、Cl挥发份为主，CO₂较少的贫SiO₂、K和富U的矿化流体。这些先后生成的含铀流体都是在先后发育的张性深断裂相配合的条件下向减压带集中和向上运移。

3. 不同含铀热液的形成

含铀流体当上升到地壳一定高度与循环地下水相遇时，混合成富含Na、CO₂和贫F、Cl、H₂S的早期贫铀和富铀的碱性热液和晚期的富含F、Cl、SiO₂及一定量K和少量CO₂的强酸性含铀热液或富含F、Cl和少量CO₂、H₂S的酸性含铀热液。根据别捷赫金^[8]提出的SiO₂在NaCl或KCl水溶液中的运移形式和我国脉型铀矿床的围岩蚀变特征，推测在强酸性富含SiO₂的含铀热液中，SiO₂的运移不是呈易溶的硅酸钠($x\text{Na}_2\text{O}$, $y\text{SiO}_2$)，而是呈硅酸钾($x\text{K}_2\text{O}$, $y\text{SiO}_2$)形式。

4. 铀的析出和与其相伴随的围岩蚀变

当超临界状态的含铀碱性热液上升到地壳浅部，进入到碎裂岩带或裂隙带时，由于外压力大幅度突然下降，CO₂从热液中大量逸出，导致部分碳酸铀酰络合物的分解，另外由于含铀热液与围岩进行中和反应，也引起另一部分碳酸铀酰络合物的分解，致使围岩产生钠长石化等围岩蚀变和铀主要呈沥青铀矿形式析出。

其后，含大量SiO₂的强酸性含铀热液，当它上升到地壳一定高度时，待其温度大约降至300℃左右，其中的SiO₂随之成为不稳定状态，大量SiO₂迅速析出，并交代两侧的围岩，生成规模巨大的充填交代硅质脉。铀则集中于残留的热液中，并在更晚阶段出现的规模较小的断裂带内与围岩继续进行反应，出现大量水云母（和迪开石），直到热液温度达到200℃左右或更低和pH值近于弱碱性时，铀先后几次呈沥青铀矿及其它形式析出，同时相应先后析出赤铁矿-微晶石英、胶黄铁矿-微晶石英、黄铁矿-萤石等矿物共生组合，以及矿后的脉石矿物。

更晚出现的不含SiO₂的含铀酸性热液，也是在上升到地壳一定高度，与围岩进行中和反应，生成大量水云母或其它粘土矿物，待热液温度降至200℃以下及pH值近于弱碱性时，铀在热液中处于不稳定状态，并呈沥青铀矿等铀矿物析出，萤石、黄铁矿等也随之一起沉积。

在深熔带中分异出的含铀流体，大体上按碱性、强酸性、酸性流体的次序析出。而产生

酸性火山岩的深熔带尽管与产生花岗岩的深熔带没有本质上的区别,但析出的含铀流体的次序仍有不同,大体上按碱性、酸性、强酸性的次序析出。

花岗岩型和火山岩型铀矿床的成因基本上是相同的,可以用一个统一的成因模式加以说明。上述成因模式的基本思想与陈肇博的火山岩型“双混合”成因模式是一致的,但我们没有强调过渡岩浆室,而更强调了深熔带对各种含铀流体的重要作用,以及不同挥发物在硅酸盐熔融体内的有限溶解度在很大程度上取决于它们的浓度,即其浓度大小决定于分馏次序等等。

关于我国的花岗岩型和火山岩型铀矿化成因,有关研究者正在做深入的探讨。目前一些重要的基础地质工作做的还不够深入,野外和室内工作做的还不够系统,室内模拟实验还刚刚开始,所以上面所说的问题只能做为初步的讨论,还有待于今后进一步做深入的工作。

本文在写作过程中引用了不少有关同事的实际资料和观点,可以说是集体劳动的总结,在此表示谢意。

参 考 文 献

- [1] Chen Zhaobo, 1981, "Double mixing" genetic model of uranium deposits in volcanic rocks and the relationship between China's and Pacific plate tectonics, Metallogenesis of Uranium of the 26th International Geological Congress in Paris, 1980, Beograd.
- [2] Beck, L. S., 1977, Changing ideas on metallogenesis of Saskatchewan's uranium deposits. Canadian Mining Journal, Vol. 98, No4.
- [3] Ryan, G. R., 1977, Deposits of Australia. Geology, Mining and Extractive Processing of Uranium.
- [4] Leroy, J., 1978, Métallogénie des gisements d'uranium de la division de la Crouzille (Cogema-Nord Limousin-France), Thèse.
- [5] Magne, R., 1970, Rapport annuel d'activité C. R. R. Nancy.
- [6] Moreau, M., 1977, L'uranium et les granitoïdes: essai d'interprétation. Geology, Mining and Extractive Processing of Uranium.

A MODEL OF THE GENESIS OF GRANITE-TYPE AND VOLCANITE-TYPE URANIUM MINERALIZATION

Wang Chuanwen

(Beijing Research Institute of Uranium Geology)

Abstract

Through an investigation on the geological setting and geochemical environments of granite-type and volcanite-type uranium mineralization in south China, a genetic model of ore-forming processes has been formulated and summarized as follows:

During the Yenshan movement, due to the subduction of the Pacific Plate beneath the Chinese continent, the old strata intercalated with uranium-rich beds in the middle and lower parts of the sial of south China were repeatedly compressed and infiltrated with such constituents as fluids and hot flows of the ascending mantle, giving rise to extensive anatexes and generating subsequently substantial amounts of uranium-rich acid magma.

Having undergone several times of compressive actions, the crust of south China turned into a state of tension, and at the same time, the anatectic zone lost its ability of further remelting and cooled down gradually. The superfluous volatiles of supercritical content such as CO_2 , F, Cl, H_2S and H_2O could not be solved uniformly in the acid magma. Uranium, volatiles and other materials were fractionated out again and again as a result of the repeated occurrence of the deep tensile fracture. The fractional order of various volatiles seems to have depended not only on the sorts of volatiles, but on their contents as well. During the earlier stage, the superfluous CO_2 of supercritical content was first fractionated out and, together with Na, U and H_2O , formed uranium-bearing fluids; during the later stage, the volatiles F and Cl, which were also in a state of supercritical content, became fractionated out along with SiO_2 , K, U, H_2O and minor amounts of CO_2 and H_2S , composing another uranium-bearing fluid or even forming the third uranium-bearing fluid rich in F, Cl and U while depleted in SiO_2 and K.

These uranium-bearing fluids, when ascending to a certain level of the crust, would surely meet with circulating ground water, forming in turn uranium-rich or uranium-poor, Na-, CO_2 -containing alkaline hydrothermal solutions, strong

acid uranium-bearing hydrothermal solutions abundant in F, Cl, SiO₂ and subordinate amounts of K and CO₂, as well as acid uranium-bearing hydrothermal solutions containing abundant F, Cl and lesser amounts of CO₂ and H₂S.

These uranium-bearing fluids would conduct neutralization reaction, silicification, hydromicazation and argillization. When the temperature of hydrothermal solutions fell to or even below 200°C, uranium precipitated in the form of pitchblende, making up uranium ore deposits of different mineralization types. It is worth while to note that for microcrystal quartz filling-metasomatic type, uranium was poor in the early-stage silicification zone and was not concentrated until the late stage. A possible explanation for this is that SiO₂ migrated in the form of soluble K-silicate ($xK_2O, ySiO_2$) in the strong acid K-bearing solutions and when the temperature fell to about 300°C, it became unstable and its precipitates formed a gigantic silicification zone while uranium was concentrated in the residual hydrothermal solutions; a further decrease in temperature and acidity of these solutions would cause the concentration and precipitation of uranium in late stage minor fissure zones.

My basic idea about the genesis of the granite-type and volcanite-type uranium ore deposits agrees fairly well with Chen Zhaobo's "double mixing" genetic model of volcanite-type uranium ore deposits. However, instead of over-emphasizing the role of transitional magma chambers, my model only lays stress on the important part that the anatectic zone played in the formation and migration of various uranium-bearing fluids, the dependence of the fractional order of a variety of volatiles on the limited solubility and concentration of these volatiles in silicate melts and some other factors.

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