

幔源铀成矿作用探讨

王正其^{1,2)}, 李子颖¹⁾

1)核工业北京地质研究院,北京,100029; 2)东华理工大学,江西抚州,344000

内容提要:地幔流体及深源铀成矿作用是当前铀矿地学界备受关注的前沿课题。文章扼要阐述了幔源铀成矿的地球动力学背景,评述了热点铀成矿理论。通过地幔流体参与铀成矿的现实性与地幔含铀性的论证,结合粤北“交点型”铀成矿地质地球化学特征,认为地幔中铀含量存在不均一性,在大陆型热点活动(地幔柱)区的岩石圈地幔通常含有较高的铀丰度;提出在热点驱动下,地幔流体(如 CO₂、F 等)能够溶解或萃取地幔岩中的铀并得以浓集形成富铀成矿流体,幔源铀成矿是可能的。对幔源铀成矿作用机理作了初步探讨。

关键词:热液型铀矿;地幔流体;幔源铀;成矿作用;热点

近年来,随着研究的深入,众多的地质事实和地球化学数据显示,很多原先认为是地壳或地壳浅层热液作用形成的铀矿床,实际上与幔源物质(流体)参与密切相关(杜乐天,1989,1996,2001;李子颖等,1998,2006),深源铀成矿作用已成为当前备受铀矿地学界关注的前沿课题和争论焦点(黄世杰,2006)。新一轮铀矿找矿工作着眼于寻找中、大型热液型铀矿床,切入点首先是已知矿区(矿田)的扩大。只有以新的成矿理论作指导,有新思路才能在原有找矿成果基础上有大的新突破。热点(地幔柱)铀成矿理论的提出,对地幔源区性质,壳幔作用过程与作用形式,以及成矿作用研究提出了新的研究思路和课题,为深部铀矿找矿战略实施提供了理论依据。探讨并完善热点铀成矿理论具有重要理论和现实意义。

这里所述的幔源铀成矿是指成矿流体与铀均来自地幔,与通常意义上的地幔流体铀成矿是两个不同的概念,后者在强调地幔流体参与铀成矿作用的同时,认为铀来自壳源岩石。本文在简要阐述热点铀成矿理论的基础上,旨在讨论幔源铀成矿作用的可能性。

1 幔源深部铀成矿地球动力学背景

地幔柱(mantle plume)构造理论是在研究“热

点”(hotspots)及其形成机制基础上提出的。Morgan(1972)在定性解释 Wilson(1963)提出的太平洋运动板块下存在固定的地幔热点时,认为热点活动起源于地幔柱(Davies,2005;Wilson,1963,1973;Morgan,1972)。自地幔柱理论提出以来,很多学者从不同角度对其进行了探讨、补充和完善。经过理论与实验模拟、地震三维层析成像探索,证实热点地区的岩浆活动不可能起源于岩石圈,而必定与岩石圈下的地幔上浮有关。通常认为,地幔柱是由一个巨大直径的头部(即地幔柱顶冠)和一个比顶冠直径小得多的尾柱(直径约几百千米)组成;由于放射性元素分裂、释放热能导致核幔边界(CMB)或过渡层(D")的热物质(地幔羽状物质)在自身浮力驱动下,呈狭窄的柱状经过地幔上升到岩石圈底部,呈盆状向上张开形成巨大的球状顶冠(头部);侧向扩张导致上部的坚硬的岩石圈运动,中心部位由于高温地幔羽状物质对岩石圈物质的熔融而形成火山作用(Anderson,1972,1975;Burke et al.,1976;Maruyama,1994;Opligger et al.,1997;邓晋福等,1994;刘丛强等,2001;牛树银等,1996,2001,2002;侯增谦等,1996;任向文等,2002;Pirajno,2004)。

地幔柱理论逐渐趋于成熟,已成为地球科学研究的一种新的学说,引起众多矿床学家的兴趣和关注,对矿床学研究带来了深刻的影响。热点活动被

注:本文为国防基础科研项目(编号 A0120060596)的成果。

收稿日期:2007-04-14;改回日期:2007-06-04;责任编辑:章雨旭。

作者简介:王正其,男,1964年生。现为东华理工大学副教授、核工业北京地质研究院博士研究生。主要从事铀矿地质科学研究及教学工作。通讯地址:344000,江西省抚州市东华理工大学地球科学与测绘工程学院;电话:0794-8258286(办);传真:0794-8258309;Email:zhqwang@ecit.edu.cn。

认为是地幔流体上升的重要途径,也是地幔流体对岩石圈,乃至与地壳发生作用、形成成矿流体并导致大规模岩石圈成矿事件的重要原因。随着矿床学研究的深入,特别是近十年来同位素地球化学示踪研究表明,世界范围内很多重要矿床,如澳大利亚的奥林匹克坝多金属矿床、中国内蒙古的白云鄂博稀土矿床、中国南方的粤北铀矿区和相山矿田等,相继发现地幔物质参与成矿的迹象(曹荣龙等,1995;刘丛强等,2004;李子颖等,2006;杜乐天,2001;王正其等^①;刘雷,2005;胡瑞忠,1990,1993,2004)。众多矿床学家认为应该重新审视内生矿床,特别是大型和特大型内生矿床的成矿物质来源、成矿作用过程及其成矿机理等重大基础理论问题。

在上述背景下,李子颖等(2006)依据有关地质事实和地球化学证据,发展了热点概念,指出热点是在地幔柱直接作用下或在其影响下较长时间多期次改造深部壳幔物质于地表的综合地质作用,热点可起源于地壳或地幔的不同深度。依据地质背景不同,将热点活动分为大洋型和大陆型热点。同时指出,上述两种类型热点活动的特点和产物存在一定区别,由于较厚的陆壳硅铝层存在,大陆型热点活动一般产生熔融和混熔,多产生构造伸展、多期次成分复杂的岩浆活动和火山作用、流体活动和热泉等,且岩浆活动多以酸性组分为主。在此基础之上提出了热点铀成矿理论,其基本思想为:热点铀成矿作用是在热点活动或其影响下产生,控制铀成矿的核心因素是热点活动与构造作用的叠合;成矿元素铀主要来自深部,是在复杂的多期次岩浆和流体作用过程的晚期熔体或流体中富集,铀的富集沉淀主要是成矿流体作用于近地表时,由于物理化学条件的改变而产生(李子颖等,2006)。

热点铀成矿理论使铀矿地质工作者从纯粹的强调地幔流体成矿,开始从参与成矿的地幔流体的源区性质、地幔流体组成和性质演变及驱动机制(热点活动)等更深层次来探究热液铀矿床的成因问题。这对铀矿床学而言,是研究思路及认识上的重要创新。

2 地幔流体与铀成矿

地幔流体参与内生成矿作用在国内外许多大型—特大型金属矿床中得到证实(刘丛强等,2004; Groves,1993;Ledair,1993;Mitchell et al.,1981;朱寿华,1995;孙丰月等,1995;毛景文等,1997,2000;牛树银等,2002),铀矿床也不例外。其实,地幔流

体及其成矿作用认识的提出与铀矿地质界有着密切的渊源。早在1988年,杜乐天(1988)根据铀矿床地质研究取得的认识,提出岩浆及其矿床不是从岩浆本身开始,而是从幔汁(HACONS)或烃碱流体开始。后经过多年研究和补充,明确指出热液铀矿床是碱交代作用产物,碱交代岩是幔汁的“化石”,成矿热液是幔汁的转化物;没有幔汁上涌,就没有热液作用和铀成矿。其主要事实依据为:①几乎所有的热液铀矿床与围岩之间都存在矿岩时差,铀矿体产于岩浆冷却固结之后的岩石中;②铀矿体主要呈脉状充填,赋矿围岩没有专属性;铀矿体围岩,特别是矿体根部均发育碱交代岩,而碱交代需要大量的Na、K;部分铀矿体直接赋存于隐爆角砾岩中;③热液组分通常富含F(萤石)、C(碳酸盐矿物)或P(磷灰石等);铀矿石中常可见高温矿物如电气石、白钨矿等,常含有较高的Th含量,伴生有铀钍石等;④富矿体通常与煌斑岩脉密切共生;铀成矿期热液温度150~250℃,而低温矿物却出现在高温的花岗岩体内部(下庄);⑤大型铀矿区(田)均定位于深大断裂之上或附近(杜乐天,2001)。

近年来,对地幔流体参与铀成矿作用提出了新的证据。胡瑞忠等(1993)在研究花岗岩型铀矿床时,认为形成华南产铀岩体的高酸性花岗岩浆分异不出富CO₂的流体,成矿热液中的CO₂来自地幔。仙石铀矿床前期和成矿期成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 分别为4.5‰~5.2‰和1.4‰~6.6‰,成矿期成矿流体 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}=-65\text{‰}\sim-34\text{‰}$,主要脉石矿物方解石的 $\delta^{13}\text{C}=-8.5\text{‰}\sim-3.1\text{‰}$,表明成矿流体的H、O同位素组成与地幔流体非常相似,方解石的 $\delta^{13}\text{C}$ 值位于地幔碳范围内,反映矿化剂CO₂来自地幔(邓平等,2003)。杜乐天(2001)依据铀矿床及其碱交代特征,指出华南地区花岗岩型、火山岩型和碳硅泥岩型三类铀矿床成矿作用具有统一性,都与幔汁碱交代作用有关,与盆—岭构造(拆离构造)有成因联系。对此,胡瑞忠等(2004)从同位素地球化学角度进行了论证,研究表明,华南不同地区不同类型(花岗岩型、火山岩型和碳硅泥岩型)铀矿床的 $n(^3\text{He})/n(^4\text{He})$ 为0.10~2.02 Ra,显示成矿热液中大量幔源He的存在;成矿热液的 $\delta^{13}\text{C}$ 值主要为-4‰~-8‰,碳同位素组成与矿床所处的大地构造单元和成矿时代无关,也与赋矿围岩的岩性无关,均与幔源CO₂有关;认为白垩—第三纪期间地壳拉张导致幔源 ΣCO_2 上升是华南铀成矿统一性的纲。赵军红等(2001)在统计研究中国东南部火山岩型铀矿的

碳同位素基础上得出了相似的结论,处于不同单元和不同成矿时代的火山岩型铀矿床(草桃背、430、570、相山)碳同位素组成表现为统一的值域,其范围为 $-2.287\text{‰} \sim -8.55\text{‰}$,变化范围窄,矿化剂 CO_2 来自地幔或幔源基性岩浆,且与地幔柱的脉冲式运动有关。刘雷(2005)通过氦-氩同位素研究,认为相山铀矿床成矿热液中的 CO_2 总体属于幔源碳,主要是由地幔或分布在铀矿床中的幔源基性脉岩提供的,成矿流体由富 CO_2 和 ^3He 的幔源流体与贫 CO_2 的大气成因流体混合而成。

研究也表明,相山铀成矿作用(115~99Ma)(陈繁荣等,1990;陈跃辉等,1997;范洪海等,2003)明显滞后于火山活动(149~135Ma)(陈繁荣等,1990;陈小等,1999),而与幔源煌斑岩岩墙形成时代(125Ma~109Ma)(覃慕陶等,1998)相当;与铀矿密切共生的萤石的初始 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值(0.71447~0.72072)与当地煌斑岩的 $n(^{87}\text{Sr})/n(^{86}\text{Sr})$ 比值(0.71060)相近或相似(Simonetti et al., 1995; Schrauder et al., 1994, 1996);萤石中 Nd 同位素成分均一,且 $n(^{143}\text{Nd})/n(^{144}\text{Nd})$ (0.51209~0.51217, 平均 0.51212)与当地煌斑岩(0.51214)相似;相山铀矿石 REE 配分模式表现出与赋矿围岩完全不同,而与区内煌斑岩相似;沙洲铀矿床铀矿石具有正 Eu 异常,与围岩花岗斑岩(负 Eu 异常)表现出明显的差异(毛景文等,2005);热液铀矿物总与热液磷矿物(胶磷矿)密切共生(杜乐天,2001);成矿热液富含 CO_2 (平均 63%,按 mol 为单位计算)(周文斌,1995);成矿期萤石中流体包裹体的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-5.5\text{‰} \sim -20\text{‰}$ (姜耀辉,2001), δD 为 $-51\text{‰} \sim -174\text{‰}$ (周文斌,1995),值域基本落于地幔 C、H 同位素变化范围。综上表明,相山铀矿田成矿流体中 Sr、Nd 等物质主要来自当地具有富集地幔特征的岩石圈地幔,幔源流体在铀成矿作用过程中起着重要作用(毛景文等,2005)。

3 幔源铀与铀成矿

传统观点认为,铀成矿主要与壳内热液作用相关,铀源来自壳源岩石,不可能来自地幔。理由是铀元素为亲石元素,经过漫长的地球演化历史,铀趋向在地壳中富集(2.5×10^{-6}),地幔中铀是亏损的,丰度极低(0.014×10^{-6})(陈骏等,2004)。前述分析已经确认,地幔流体在众多热液型铀矿成矿过程起着重要作用。在认识到地幔流体在众多热液型铀成矿过程起着重要作用的前提下,是否存在由幔源铀直

接形成铀矿床的可能性?笔者认为,回答上述问题的关键在于地幔岩的含铀性。

关于地幔岩石含铀性,近年来取得较多的研究成果。浙江西垄和乌石山地区来自地幔岩矿物单斜辉石中 U 含量可达 $25 \times 10^{-9} \sim 1800 \times 10^{-9}$,浆胞中熔体玻璃中 U 高达 $1000 \times 10^{-9} \sim 1860 \times 10^{-9}$,裂隙铀则高达 $3450 \times 10^{-9} \sim 3720 \times 10^{-9}$,比造岩矿物的 U 含量高上百倍;辽宁赛马碱性岩体的铀含量是很高的,碱性岩通常是地幔物质熔融的产物(杜乐天,2001)。Chung 等(2001)认为台湾 Tsaoingshan 高镁钾质岩石是由交代富集地幔的部分熔融形成,其中铀含量为 $17.2 \times 10^{-6} \sim 22.1 \times 10^{-6}$,平均 19.1×10^{-6} 。藏西南钾质火山岩起源于交代富集地幔,铀含量可高达 $20.0 \times 10^{-6} \sim 27.0 \times 10^{-6}$,平均 23.0×10^{-6} (Miller et al., 1999)。相山矿田来自富集地幔的煌斑岩(125~109Ma)中铀含量为 6.4×10^{-6} (毛景文等,2005),是基性岩铀丰度(0.9×10^{-6})的 7 倍。湘东北钠质煌斑岩(136.61Ma)形成于大陆内部软流圈地幔上涌的地幔热点式构造环境,铀含量为 $1.61 \times 10^{-6} \sim 1.73 \times 10^{-6}$ (贾大成等,2003)。滇西新生代超钾质煌斑岩的铀含量范围 $2.76 \times 10^{-6} \sim 9.34 \times 10^{-6}$,平均 5.45×10^{-6} (李献华等,2002)。扬子陆块西缘晚古生代玄武岩的铀含量多为 $0.59 \times 10^{-6} \sim 1.40 \times 10^{-6}$,平均 1.06×10^{-6} (韩吟文等,1999)。地幔矿物中流体包裹体成分研究也表明,富集地幔流体中含有很高的 U 含量,如 Rosenbaum 等(1996)和 Schrauder 等(1996)研究分别得出富集地幔流体中的铀含量为 13.0×10^{-6} 、 $6.0 \times 10^{-6} \sim 51.0 \times 10^{-6}$ (平均 21×10^{-6})。由上可见,富集地幔岩石可含有较高的铀丰度,幔源铀成矿的前提条件是具备的。姜耀辉(2004)通过对相山铀矿田成矿作用研究也得出类似的结论,认为热液铀成矿与岩石圈之下存在一个富含放射性生热元素的富集圈有关。

粤北下庄铀矿田是我国重要的与花岗岩有关的铀矿产出基地。笔者对该区“交点型”铀矿研究表明(王正其等^①),下庄花岗岩体年龄约为 235.8Ma(徐夕生等,2003),辉绿岩侵入时代为 140~90Ma(李子颖等,2006;李献华等,1997);新鲜未蚀变辉绿岩铀丰度为 4.03×10^{-6} ,与核工业 290 所统计结果(铀含量介于 $4.0 \times 10^{-6} \sim 8.1 \times 10^{-6}$ 之间)基本一致,明显高出上地幔铀丰度(0.057×10^{-6})数十至上百倍,也高于上地壳中铀的丰度值(2.5×10^{-6}),表明该区中生代岩石圈地幔富铀;辉绿岩的稀土元素

和微量元素等组成特征与洋岛玄武岩(OIB)具有相似性,推断其源区性质属富集型岩石圈地幔;下庄地区“交点型”铀矿产于 NNE 向硅化断裂带与 NWW 向辉绿岩脉的交汇部位,矿体主要呈脉状充填于辉绿岩内,成矿年龄(76Ma 左右)与下庄岩体之间矿岩时差大,与辉绿岩侵入年龄较为接近;矿石矿物组合简单,主要为沥青铀矿、方解石,其次萤石和黄铁矿,推测“交点型”铀矿成矿流体矿化剂组分主要为 CO₂、F 和 H₂S 等;方解石通常产于矿脉的两壁,沥青铀矿呈脉状位于脉体中间,或沥青铀矿呈分散状与方解石混生;萤石包裹体同位素研究显示,δ¹⁸O_{SMOW} 为 7.40‰~11.02‰,δD 为 -124.44‰~-97.08‰,分别与 Deines(1989)报道的陨石氧同位素组成(δ¹⁸O_{SMOW} 2.5‰~9.0‰)和 Ihinger 等(1991)报道的金伯利岩中石榴子石和单斜辉石巨晶的氢同位素组成(δD -100‰~-130‰)一致;结合前述碳同位素研究结果,表明成矿流体的矿化剂组分(CO₂、F、H₂S 等)来自地幔。铀矿石、成矿期脉石矿物萤石与辉绿岩的稀土元素配分曲线相似,均呈现“右倾”平滑型,ΣLREE/ΣHREE、(La/Yb)_N、(La/Sm)_N 等特征值相近,δEu 介于 0.93~1.13 之间,无明显 Eu 异常;下庄花岗岩在配分曲线型式、稀土元素分馏程度以及 δEu(0.18~0.33)等特征值与铀矿石之间表现出显著的区别(图 1);微量元素蛛网图特征体现出类似现象(图 2);不相容元素比值可以较好的反映物质来源(张本仁,2002),铀矿石的 Zr/Nb、Ba/Nb、Ba/Th、Th/Nb 等比值分别为

16.79、6.76、46.56 和 0.14,辉绿岩的分别为 13.38、8.69、53.06、0.16,花岗岩则分别为 6.48、10.99、7.44、1.39,表明铀矿石的微量元素比值与辉绿岩十分接近,而与花岗岩的差别十分显著,暗示成矿物质与辉绿岩具有相似的源区特征。由上可见,下庄地区“交点型”铀矿是幔源铀成矿的产物,其成矿流体及矿质来源于与辉绿岩具有相似源区性质的富集地幔,推测下庄“交点型”铀成矿与该区中生代活动的大陆型热点(地幔柱)作用相关。

综上所述,不同构造背景下的地幔物质组成存在不均一性,其中的铀含量具有较大的差异,在大陆型热点活动(地幔柱)区的岩石圈地幔通常含有较高的铀丰度(放射性生热元素含量高是地幔柱理论基础之一);地幔流体化学成分(如 CO₂、F 等)能够溶解或萃取地幔岩中的铀并得以浓集形成富铀成矿流体;在“热点”驱动及其它条件具备时,如切穿地壳的深断裂构成成矿流体上升的通道,则幔源铀直接导致铀成矿作用是可能的。

4 幔源铀成矿作用机理浅析

通常地球化学观点是,铀为变价元素,U⁴⁺为难溶元素,不可能在热液中迁移,必须氧化成 U⁶⁺才有可能在溶液中迁移,并在一定的条件下被还原沉淀而得以成矿。大量的资料和研究表明,地幔流体中氧逸度极低,并含有一定量的 CH₄、H₂S、H₂ 等还原性气体(杜乐天,1989,2001;张鸿翔等,2000,刘丛强等,2001),地幔环境处于高温、高压、还原状态。显然,在这样的条件下,铀元素很难被氧化并以 U⁶⁺形

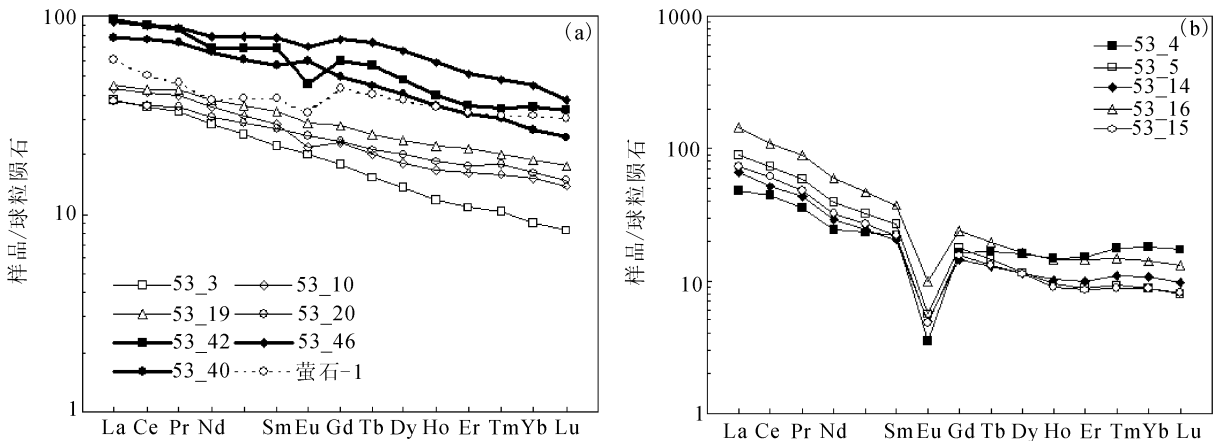


图 1 “交点型”铀矿床各类样品的稀土元素球粒陨石标准化曲线(据 Taylor et al. ,1985;据王正其等[●])

(a) 辉绿岩(细线)、萤石(点线)与铀矿石(粗线);(b) 花岗岩

Fig. 1 Chondrite-normalized REE patterns of samples from intersection-type uranium ore-deposits in

Xiazhuang area(after Taylor et al ,1985;Wang Zhengqi et al. [●])

(a) diabase(slimline), fluorite(dotted line)and uranium ore(bold line);(b) granite

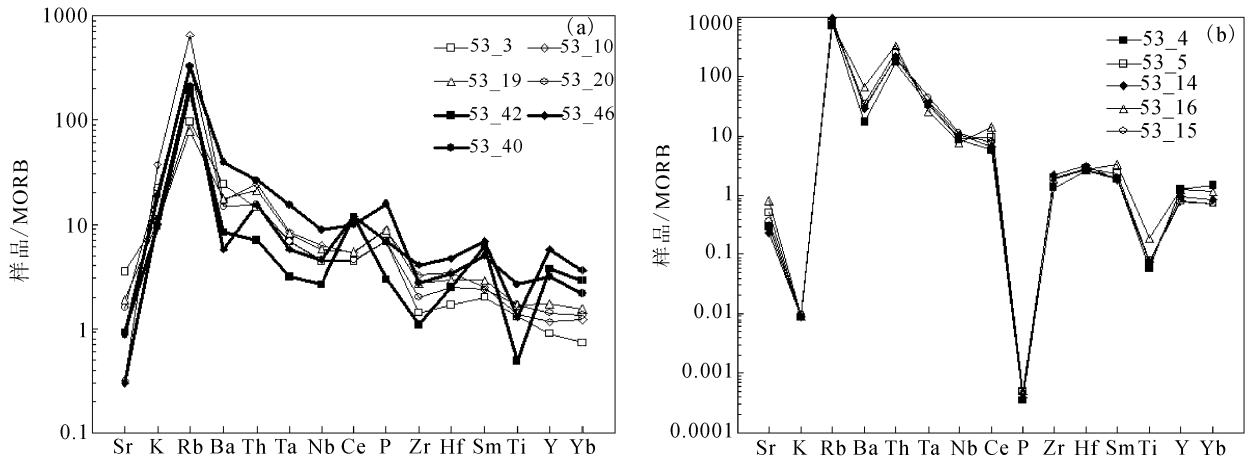


图 2 “交点型”铀矿床各类样品的微量元素标准化蛛网图(据 Sun and McDonough,1989;据王正其^①)

(a) 辉绿岩(细线)与铀矿石(粗线);(b) 花岗岩

Fig. 2 Spider diagram of trace elements of samples from intersection-type uranium ore-deposits in Xiaozhuang area

(after Sun and McDonough,1989;Wang Zhengqi^①)

(a) diabase(slimline)and uranium ore(bold line);(b) granite

式迁移,也就不存在铀必须还原才能沉淀成矿的问题。地幔流体处于超临界态,其中铀的地球化学行为与常规温度、压力条件下的实验研究和热力学计算结果存在偏差,因此常规温度、压力条件下的“铀氧化迁移,还原沉淀成矿”理论难以解释幔源铀成矿作用。这是铀矿床学和铀地球化学面临的新的理论问题,该问题的解决对新形势下铀矿勘查与深部资源评价具有重要的现实意义。

据 Lemonine(1975) 研究结果,当溶液中含有 NaHCO_3 时,晶质铀矿的溶解度比纯水中大得多。Parks 等(1986)的实验表明($100\sim 300^\circ\text{C}$, 50MPa 氢压力下, NaCl 溶液),当 pH 小于 2 时,晶质铀矿溶解度显著增加。刘正义等^②、刘正义等(1982)将晶质铀矿置于 $\text{KCl} + \text{Al}(\text{HO})_3$, $\text{pH} = 1.15$ 溶液,在 400°C , 40MPa 条件下,溶液中 U 含量可达 130×10^{-6} ,表明较高温度、压力条件下,含碱金属及铝的卤化物的酸性溶液对铀的活化迁移是非常有利的。Giblin 等(1987)研究也表明,在与空气隔离(无氧供给)、较高温度下,沥青铀矿可以在卤水溶液中溶解(张景廉等,2006)。实验表明,中低温条件下溶液中普遍存在的碳酸铀酰络合物 $[\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$,在高温下(超过 400°C)不复存在;在 NaCl 溶液中,沥青铀矿的溶解度随温度增加而增加(陈安福^③)。含有 CO_2 和 F 溶液中,当 pH 值低于 5,且 f_{O_2} 极低状态下,溶液中可以形成稳定的四价铀的氟配合物 (UF_2^{2+} 或 UF_4) (Romberger,1984)。 UF_4 虽然是难

溶的,但 UF_4 和碳酸盐作用能生成易溶络合物 ($[\text{UF}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$)。Liu Zhengyi(1989)实验发现,在 200°C , 25MPa 含铀的碳酸盐—硫化物热液和碳酸盐—硫化物—硅酸盐热液,当热液中 ΣCO_2 浓度降低到一定程度时,沥青铀矿沉淀明显增强,表明含铀热液适度的减压沸腾对铀成矿是有利的。

基于上述研究结果,笔者对幔源铀成矿作用机理作如下初步讨论:在地幔柱作用下的大陆性热点环境,岩石圈地幔局部经交代作用和部分熔融等过程,可形成富铀的熔体或流体。地幔流体为超临界流体,具有独特的溶解、萃取和输运能力(刘丛强等,2004;温志坚等,2002);依据随温度增高成矿溶液的 pH 值会逐渐降低,溶液向酸性方向演变的特点,可以推断高温状态下富含 CO_2 、F、 H_2S 等组分的地幔流体, pH 值要较沥青铀矿沉淀成矿时溶液 pH 值低得多。据此认为,在热点驱动下,超临界态的地幔流体能够溶解、萃取岩石圈富集地幔岩中的铀,逐渐形成富铀成矿流体;推测流体中铀可能以 UO_2 溶解态,或以稳定的四价铀的氟配合物 (UF_2^{2+}) 及氟碳酸盐络合物 ($[\text{UF}_2(\text{CO}_3)_3]^{4-}$) 形式存在,或以某种螯合物形式溶解于超临界态 CO_2 中迁移(崔洪友等,2000;Everett,1997);当发育导通岩石圈地幔的断裂,这种超临界态的富铀成矿流体自深部上升,并充填到地壳浅部的构造空间部位,由于温度、压力等条件发生显著变化(降低),一方面随温度下降,溶液的 pH 值会逐渐升高,溶液中的上述铀物种变得不稳

定;另一方面,温度、压力下降至成矿流体临界点附近,导致超临界态成矿流体发生沸腾作用,结果方解石率先发生沉淀,氟与Ca离子形成萤石(CaF_2),而后流体中 UO_2 浓度逐步升高、过饱和,最终导致沥青铀矿的沉淀成矿。

5 结论与建议

地幔流体在热液型铀矿床形成过程中起着重要的作用。地幔中铀的组成具有不均一性,大陆型热点活动(地幔柱)区的岩石圈地幔通常含有较高的铀丰度;除壳源岩石外,富集地幔也可构成热液铀成矿的重要铀源;在“热点”驱动下,地幔流体能够溶解或萃取地幔岩中的铀并浓集形成富铀成矿流体,幔源铀直接导致铀成矿作用是可能的。

常规温度、压力条件下的“铀氧化迁移,还原沉淀成矿”理论难以解释幔源铀成矿作用,其中铀的迁移与富集成矿机理是铀矿床学面临的新的理论问题,建议开展还原态超临界流体中铀地球化学行为的实验与热力学研究。

注 释

- ① 王正其,张国玉. 2005. 广东翁源县中洞地区交点型铀矿成矿条件研究. 东华理工学院. 核科技报告, 16~56.
- ② 刘正义. 1982. 岩浆晚期或期后蚀变中花岗岩的锆石及晶质铀矿的活化实验研究. 核工业北京地质研究院年报. 核科技报告, 111~115.
- ③ 陈安福. 1980. 根据矿物气液包体研究资料讨论我国热液铀矿床形成的物理化学条件. 核工业北京地质研究院. 核科技报告, 36~48.

参 考 文 献 / References

曹荣龙,朱寿华. 1995. 地幔流体与成矿作用. 地球科学进展, 10(4): 324~329.

陈繁荣,沈渭洲,王德滋,刘昌实. 1990. 1220 铀矿田同位素地球化学和矿床成因研究. 大地构造与成矿学, 14(1):69~78.

陈骏,王鹤年. 2004. 地球化学. 北京:科学出版社, 49~57.

陈小明,陆建军,刘昌实,赵连泽,王德滋,李惠民. 1999. 桐庐、相山火山—侵入杂岩单颗粒锆石 U—Pb 年龄. 岩石学报, 15(2): 272~278.

陈跃辉,陈祖伊,蔡煜琦,施祖海,封全宏,付锦. 1997. 华东南中新生代伸展构造时空演化与铀矿化时空分布. 铀矿地质, 13(3):129~138.

崔洪友,沈忠耀,王涛. 2000. 超临界 CO_2 螯合萃取金属离子及其影响因素. 化工环保, 20(4):14~18.

Davies G F. 2005. 地幔柱存在的依据. 科学通报, 50(17):1801~1813.

邓晋福,莫宣学,赵海玲,罗照华,杜杨松. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆活化. 现代地质, 8(3):349~356.

邓平,沈渭洲,凌洪飞,叶海敏,王学成,濮巍,谭正中. 2003. 地幔流体与铀成矿作用:以下庄矿田仙石铀矿床为例. 地球化学, 32(6): 520~528.

杜乐天. 1988. 幔汁—(HACONS)流体. 大地构造与成矿学, 12(1): 87~94.

杜乐天. 1989. 幔汁(HACONS)流体的重大意义. 大地构造与成矿学, 13(1):97~99.

杜乐天. 1996. 烃碱流体地球化学原理——重论热液作用和岩浆作用. 北京:科学出版社, 165~230.

杜乐天. 2001. 中国热液铀矿基本成矿规律和一般热液成矿学. 北京:原子能出版社, 57~110, 151~237.

范洪海,凌洪飞,王德滋,刘昌实,沈渭洲,姜耀辉. 2003. 相山铀矿田成矿机理研究. 铀矿地质, 19(4):208~213.

韩吟文,陈北岳,柳建华,许继锋. 1999. 扬子陆块西缘晚古生代玄武岩岩浆的性质和演化——玄武岩、辉绿玢岩稀土元素、微量元素地球化学研究. 地球科学, 24(3):234~239.

侯增谦,李红阳. 1998. 试论地幔柱构造与成矿系统——以三江特提斯成矿域为例. 矿床地质, 17(2):97~113.

侯增谦,卢记仁,李红阳,吕庆田. 1996. 中国西南特提斯构造演化——幔柱构造控制. 地球学报, 17(4):439~543.

胡瑞忠,毕献武,苏文超,彭建堂,李朝阳. 2004. 华南白垩纪—第三纪地壳拉张与铀成矿关系. 地学前缘, 11(1):153~159.

胡瑞忠,金景福. 1990. 上升热液浸取成矿过程中铀的迁移沉淀机制探讨——以希望铀矿床为例. 地质论评, 36(4):317~325.

胡瑞忠,李朝阳,倪师军,刘莉,于津生. 1993. 华南花岗岩型铀矿床成矿热液中 CO_2 来源研究. 中国科学 B 辑, 23(2):189~196.

黄世杰. 2006. 略谈深源铀成矿与深部找矿问题. 铀矿地质, 22(2): 70~75.

贾大成,胡瑞忠,卢焱,谢桂青,丘学林. 2003. 湘东北钠质煌斑岩地幔源区特征及成岩构造环境. 中国科学(D辑), 33(4):344~352.

姜耀辉,蒋少涌,凌洪飞. 2004. 地幔流体与铀成矿作用. 地学前缘, 11(2):491~496.

姜耀辉. 2001. 地幔流体成岩成矿作用地球化学研究[博士后出站论文]. 南京:南京大学, 76.

李献华,胡瑞忠,饶冰. 1997. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学. 地球化学, 26(2):14~31.

李献华,周汉文,韦刚建,刘颖,钟孙霖,罗清华,李寄 YU. 2002. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr—Nd 同位素特征及其对岩石圈地幔组成的制约. 地球化学, 31(1).

李子颖,黄志章,李秀珍,林锦荣. 1998. 华南铀成矿区域特征标志. 世界核地质科学, 1998, 21(1):1~4.

李子颖,李秀珍,林锦荣. 1999. 试论华南中新生代地幔柱构造、铀成矿作用及其找矿方向. 铀矿地质, 15(1):9~17.

李子颖. 2006. 华南热点铀成矿作用. 铀矿地质, 22(2):65~69.

刘丛强,黄智龙,等. 2001. 地幔流体及其成矿作用. 地学前缘, 8(4): 231~241.

刘丛强,黄智龙,许成,张鸿翔,苏根利,李和平,漆亮. 2004. 地幔流体及其成矿作用——以四川冕宁稀土矿床为例. 北京:地质出版社, 65~80.

刘丛强,李和平,黄智龙,苏根利. 2001. 地幔氧逸度的研究进展. 地学前缘, 8(3):73~82.

刘雷. 2005. 地幔去气与铀成矿关系——以江西相山火山岩型铀矿为

- 例[博士论文]. 中国科学院地球化学研究所, 60~110.
- 刘正义. 1982. 热液铀矿床中铀的活化及其找矿意义. 铀矿地质, 3: 488~494.
- 毛景文, 李晓峰, 张荣华, 王义天, 赫英. 2005. 深部流体成矿系统. 北京: 中国大地出版社, 199~218.
- 毛景文, 李延和, 李红艳, 王登红, 宋鹤彬. 1997. 湖南万古金矿床深部流体成因的氦同位素证据. 地质论评, 43(6): 646~649.
- 毛景文, 魏家秀. 2000. 大水沟碲矿床流体包裹体的 He、Ar 同位素组成及其示踪成矿流体的来源. 地球学报, 21(1): 58~60.
- 牛树银, 侯增谦, 孙爱群. 2001. 核幔成矿物质(流体)的反重力迁移——地幔热柱多级演化成矿作用. 地学前缘, 8(3): 95~101.
- 牛树银, 李红阳, 孙爱群, 王宝德, 许传诗, 谢汝斌, 杨志宏, 毕伏科. 2002. 幔枝构造理论与找矿实践. 北京: 地震出版社, 46~85.
- 牛树银, 孙爱群, 李红阳, 张建珍, 罗殿文, 叶东虎. 1996. 江淮地幔亚热柱德演化及其对华北地区成矿的控制作用. 地球学报, 17(4): 413~423.
- 任向文, 吴福元. 2002. 大陆岩石圈地幔形成与演化研究的新进展. 地球物理学进展, 17(3): 514~522.
- 孙丰月, 石准立. 1995. 试论幔源 C—H—O 流体与大陆板内某些地质作用. 地学前缘, 2(1): 401~412.
- 覃慕陶, 刘师先. 1998. 南岭地区花岗岩型和火山岩型铀矿床. 北京: 地质出版社, 20~65.
- 温志坚, 毛景文. 2002. 超临界流体的研究进展及其对成矿地球化学研究的启示. 地质论评, 48(1): 106~112.
- 徐夕生, 邓平, O'Reilly S Y, Griffin W L, 周新民, 谭正中. 2003. 华南贵东杂岩体单颗粒锆石激光探针 ICPMS U—Pb 定年及其成岩意义. 科学通报, 48(12).
- 张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文. 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社, 155~161.
- 张鸿翔, 徐志方, 黄智龙, 刘丛强. 2000. 地幔流体基本特征及成因. 地质地球化学, 28(2): 1~5.
- 张景廉, 周鲁民, 黄克玲. 2005. 铀矿物—溶液平衡. 北京: 原子能出版社, 55~124.
- 赵军红, 胡瑞忠, 蒋国豪, 谢桂青. 2001. 初论地幔热柱与铀成矿的关系. 大地构造与成矿学, 25(2): 171~178.
- 周文斌. 1995. 华东中生代典型铀成矿水热系统与成矿作用研究 [博士论文]. 南京: 南京大学, 142.
- Anderson D L. 1975. Chemical plume in the mantle. *Geol. Soc. Am.*, 86: 1593~1600.
- Anderson D L. 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. *Nature*, 297: 391~393.
- Burke K C and Wilson J T. 1976. Hotspots on the Earth's surface. *J. Geophys. Res.*, 93: 7690~7708.
- Chung S L, Wang K L, Crawford A J, Kamenetsky V S, Chen C H, Lan C Y. 2001. High-Mg potassic rocks from Taiwan: Implications for the genesis of orogenic potassic lavas. *Lithos.*, 59: 153~170.
- Deines P. 1989. Stable isotope variations in carbonatites. In: Bell K. ed. *Carbonatite and Evolution*. London: Allen and Unwin, 301~359.
- Everett L, Shock, David C, Sassani and Heidi Betz. 1997. Uranium in geologic fluids; Estimates of standard partial molal potentials, and hydrolysis constants at high temperatures and pressures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(20): 4245~4256.
- Giblin A M, Appleyard E C. 1987. Uranium mobility in non-oxidizing brines: field and experimental evidence. *Applied Geochemistry*, 2: 285~295.
- Groves D I. 1993. The continuum model for late-Archean lode-gold deposits of the Yilgarn Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, 28: 366~374.
- Ihinger P D and Bell D R. 1991. The isotopic composition of hydrogen in nominally anhydrous mantle minerals. *EOS. Trans. Am. Geoph. Union.*, 72: 537.
- Ledair A D. 1993. Crustal-scale auriferous shear zones in the Central Superior Province, Canada. *Geology*, 21: 1298~1307.
- Lemoine A. 1975. Contribution a l'etude du comportement de UO₂ en milieu aqueux a haute temperature et haute pression; unpub. Nancy, 111.
- Liu Zhengyi. 1989. Experiment on concentration mechanism of uranium in hydrothermal solutions. *Progress in geosciences of China (1985~1988)*——Paper to 28th IGC. V, II: 29~34.
- Maruyama S. 1994. Plume tectonics. *J. Geol. Soc.*, 100(1): 24~49.
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W, Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet; Geochemical and Sr—Nd—Pb—O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399~1424.
- Mitchell A H G and Garson M S. 1981. Mineral deposits and globe tectonic setting. London: Academic Press *Geology Series*, 98~112.
- Morgan W J. 1972. Plate motions and deep mantle convection. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 132: 7~22.
- Opligier G L, Murphy J B, Brimhall G H. 1997. Is the ancestral Yellowstone hotspot responsible for the Tertiary "Carlin" mineralization in the Great Basin of Nevada. *Geology*, 25: 627~630.
- Parks G A, Pohl D C. 1986. Hydrothermal solubility of uraninite, UO₂. Abstract from 69th Canadian Chemical Conference. Saskatoon, June 1~4.
- Pirajno F. 2000. *Ore Deposit and Mantle Plumes*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 556.
- Romberger S B. 1984. Transport and deposition of uranium in hydrothermal systems at temperatures up to 300, geochemical implications. In: Devivo B, et al. eds. *Uranium Geochemistry, Mineralogy, Geology, Exploration and Resources*, IMM, 12~17.
- Rosenbaum J M, Zindler A and Rubenstone J L. 1996. Mantle fluids; Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 3229~3252.
- Schrauder M S and Navon O. 1994. Hydrous and carbonatitic mantle fluids in fibrous diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 767~771.
- Schrauder M S, Koeberl C and Navon O. 1996. Trace element analyses of fluid-bearing diamonds from Jwaneng, Botswana. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 4711~4724.
- Simonetti A and Bell K. 1995. Nd, Sr and Pb isotope systematics of

fluorite at the Amba Dongar carbonatite complex, India; Evidence for hydrothermal and crustal fluid mixing. *Economic Geology*, 90:2018~2027.

Wilson J T. 1963. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Can. J.*

Phys., 41:863~870.

Wilson J T. 1973. Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, 19:149~164.

Discussion on Mantle-derived Uranium Mineralization

WANG Zhengqi^{1,2)}, LI Ziyang¹⁾

1) *Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing, 100029;*

2) *East China Institute of Technology, Fuzhou, Jiangxi, 344000*

Abstract

Studies of mantle-derived fluids and deep-sourced uranium mineralization have become one of the most interesting researches for uranium geoscientists in the world. The geodynamic regime of mantle-derived uranium metallogenesis and theory of hotspot uranium metallogenesis are briefly discussed. Through analysis on mantle-derived fluids attached to uranium mineralization and content of uranium in mantle, combining with geological—geochemical characteristics of "intersection-type" uranium ore-deposits in north Guangdong, it is showed that the content of uranium in mantle was inhomogeneity, lithospheric mantle relation to continental-type hotspot generally contained higher uranium abundance, and concluded that, within the activity of hotspot, mantle fluids(e. g CO₂, F) were capable of dissolving or extracting uranium contained in mantle rocks to form mineralization fluid, mantle-derived uranium to form ore-deposit may be actualized. Mechanism of mantle-derived uranium metallogenesis was also discussed.

Key words: hydrothermal-type uranium deposit; Mantle-derived fluids; mantle-derived uranium; mineralization; hotspot

