

文章编号: 0258-7106(2013)06-1211-10

# 安徽庐江砖桥科学深钻内的铀钍赋存状态研究\*

熊欣<sup>1</sup>, 徐文艺<sup>1</sup>, 贾丽琼<sup>2</sup>, 吕庆田<sup>1</sup>, 李骏<sup>1,2</sup>

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 中国地质大学地球科学学院, 北京 100083)

**摘要** 2012年深部探测项目 SinoProbe-03-06 在安徽省庐江县砖桥地区实施了 2012 m 科学深钻, 在钻孔深部正长岩中发现铀钍异常, 局部已达工业边界品位。系统的岩芯观测、显微镜下研究以及电子探针分析揭示, 铀钍的赋存状态主要有 2 种: 一种呈铀钍的独立矿物如铀钍矿、铀钍石、晶质铀矿形式存在; 另一种以类质同象形式赋存于锆石、磷灰石、金红石等副矿物中。独立铀钍矿物主要呈 2 种形式产出: 一种呈自形赋存于钠长石中, 常与锆石在空间上伴生; 另一种主要呈微细颗粒散布于金红石、磷灰石、硬石膏等热液蚀变矿物中。与铀钍矿化相关的蚀变主要有钠长石化、电气石化、硬石膏化等高温热液蚀变。砖桥深钻距庐枞盆地南缘铀矿床(点)不远, 且均与正长岩有关, 虽然两者的铀钍矿化、铀钍比值、赋存状态、蚀变矿化等一系列特征均存在差异, 但两者之间可能存在成因联系, 科学深钻所揭示出的铀钍矿化可能代表了铀钍在盆地深部岩体中的高温成矿样式。

**关键词** 地质学; SinoProbe 科学深钻; 铀钍矿化; 电子探针; 庐枞盆地

中图分类号: P619.14; P619.13

文献标志码: A

## Modes of occurrence and composition of uranium and thorium minerals in deep drilling program in Zhuanqiao of Lujiang, Anhui Province

XIONG Xin<sup>1</sup>, XU WenYi<sup>1</sup>, JIA LiQiong<sup>2</sup>, LÜ QingTian<sup>1</sup> and LI Jun<sup>1,2</sup>

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China;

2 Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

### Abstract

Deep drilling program named SinoProbe-03-06 was conducted in Zhuanqiao area of Lujiang in Anhui Province. Thorium and uranium anomalies were found in the syenite from the deep drilling, which had reached marginal grade in some places. The authors investigated the thorium and thorium-bearing minerals and summarized the relationship between rock-forming minerals and accessory minerals by using microscope and electron microprobe techniques. The results indicate that thorium and uranium have two modes of occurrence in the deposit, i. e., independent thorium minerals, and isomorphic form existing in uranium minerals or micro-isomorphic form lying in accessory minerals. Independent uranium and thorium minerals assume two forms, i. e., euhedral crystal wrapped in albite, often associated with zircon in space; fine particles dispersed in rutile, apatite, anhydrite and other hydrothermal alteration minerals. Alterations associated with uranium and thorium mineralization are albitization, tourmalinization, anhydritization and other high-temperature hydrothermal alterations. A series of features, such as uranium and thorium mineralization, uranium and thorium ratio, mode of occurrence and al-

\* 本文受到国土资源部公益性行业科研专项项目 SinoProbe-03(项目编号: 201311166(SinoProbe-03-07))资助

第一作者简介 熊欣, 女, 1989年生, 硕士研究生, 矿床地球化学专业。Email: XiongXin-1989@163.com

收稿日期 2013-04-28; 改回日期 2013-09-12。张绮玲编辑。

teration in deep drilling, are quite different from those of uranium deposits (ore spots) nearby. That difference might indicate a genetic link which suggests that uranium and thorium mineralization in deep drilling might reveal high temperature type uranium deposits in the rock bodies in the depth of the basin.

**Key words:** geology, SinoProbe, deep drilling, uranium and thorium mineralization, electron microprobe, Luzong basin

长江中下游是中国重要的铜铁多金属成矿带之一(常印佛等,1991;翟裕生等,1992;唐永成等,1998;周涛发等,2008;2011),带内中生代岩浆活动强烈,并发育有多个火山岩盆地,庐枞盆地就是其中之一。庐枞盆地内发育有白垩系龙门院、砖桥、双庙和浮山4组具有橄榄安粗岩系列特征的火山岩,成矿作用以铁矿化为主,产出以著名的“玢岩铁矿”矿床组合为特征的一系列不同类型的火山-次火山热液型铁矿床和沉积改造型铁矿床及硫铁矿、硬石膏和明矾石矿床(刘湘培等,1988;刘湘培,1989;周涛发等,2008;2010;2011;范裕等,2010)。此外,庐枞地区也是长江中下游地区的一个主要铀矿产区(朱杰辰等,1992;陈一峰,1994;陈一峰等,1996;庄金银等,2009;李朝长等,2010;曹达旺等,2012;陈时亮等,2012),区内共发现铀异常点1315个、铀矿化点27个、铀矿点15个、铀矿床3个,富铀矿床主要产于盆地南东的大龙山岩体及黄梅尖岩体边缘外带中侏罗统罗岭组地层中(陈一峰,1994;陈一峰等,1996;曹达旺等,2012;陈时亮等,2012)。相比铁铜多金属矿床,庐枞盆地中的铀矿床研究程度明显滞后和不足。

目前在国内根据赋存围岩可将铀矿床划分为花岗岩型、火山岩型、砂岩型、碳硅泥岩型四大类(巫建华等,2005)。前二类矿床的产出环境虽有所不同,但成矿过程具有一定的相似之处,近年来较多学者认为二者均由含铀花岗岩体及深部上升的富铀热水溶液提供物质来源(范洪海等,2003;姜耀辉等,2004;巫建华等,2005),以往教科书中认为铀矿床只是低温浅成热液矿床的概念需要修正,应包括高温深成铀矿成矿作用(杜乐天,2011),即铀钍矿床在高温阶段经历慢汁碱交代作用就开始矿化,经过多期次、多源、多种作用叠加,最终沉淀于低温环境下(杜乐天等,1984;杜乐天,2002;2011;范洪海等,2003;姜耀辉等,2004;巫建华等,2005)。因此,富铀花岗岩体是铀成矿的物质基础,了解矿床深部岩体在岩浆、高温热液阶段的矿化、迁移、富集特征具有重大的找矿意义(杜乐天等,1984;杜乐天,2002;2011;范洪海等,2003;姜耀辉等,2004;巫建华等,2005;李朝

长等,2010)。

2012年,国家公益性行业科研专项“深部矿产资源立体探测技术及实验研究”之SinoProbe-03-06项目在庐枞盆地的砖桥地区完成2012 m科学钻探(孔号:刘屯ZK01,孔位坐标:117°28′45.47″E,31°0′4.09″N),中国地质科学院地球物理与地球化学研究所的 $\gamma$ 测井显示,钻孔内1500~1900 m之间存在高放射性异常,局部铀已达到工业边界品位(项目内部交流,相关资料测井单位另行发表)。本文在系统的野外地质工作的基础上,对刘屯ZK01孔钍铀异常岩芯样品开展岩相学研究和电子探针分析工作,剖析该钻孔钍铀赋存状态,并结合前人对区域铀矿的研究,探讨了铀、钍在盆地深部的可能迁移、富集特征,以期为庐枞地区铀矿勘查与盆地深部找矿提供线索。

## 1 区域地质

庐枞盆地位于安徽庐江县(庐)和枞阳县(枞)之间,主要受区域性I级深大断裂——郟庐深断裂和长江构造带的控制(周涛发等,2008;李朝长等,2010),盆地基底东浅西深,属于继承式的中生代陆相盆地(任启江等,1991;周涛发等,2008;2011)。盆地基底出露于北、东、南缘,以奥陶系白云岩、志留系砂岩、泥盆系砂岩、三叠系灰岩、侏罗系砂岩为主,还有少量二叠系灰岩及石炭系硅质灰岩。上三叠统灰岩零星分布于盆地外围,下-中侏罗统磨山组及罗岭组砂岩构成了陆相火山岩盆地的基底;下白垩统陆相火山岩系分布在盆地内部,自下而上包括龙门院、砖桥、双庙和浮山4组以橄榄安粗岩系为特征的火山岩地层(常印佛等,1991;任启江等,1991;翟裕生等,1992;周涛发等,2008;2011),以角度不整合覆盖于基底沉积岩层上。4组火山岩在空间上大致呈同心环状分布,自盆地边缘至盆地中心依次出露龙门院组、砖桥组、双庙组和浮山组,各组之间均为喷发不整合接触,构成4个喷发旋回(任启江等,1991;袁峰等,2008;周涛发等,2008)(图1)。区内各种产状的侵入岩均有出露,这些侵入岩可以划分为早、晚2

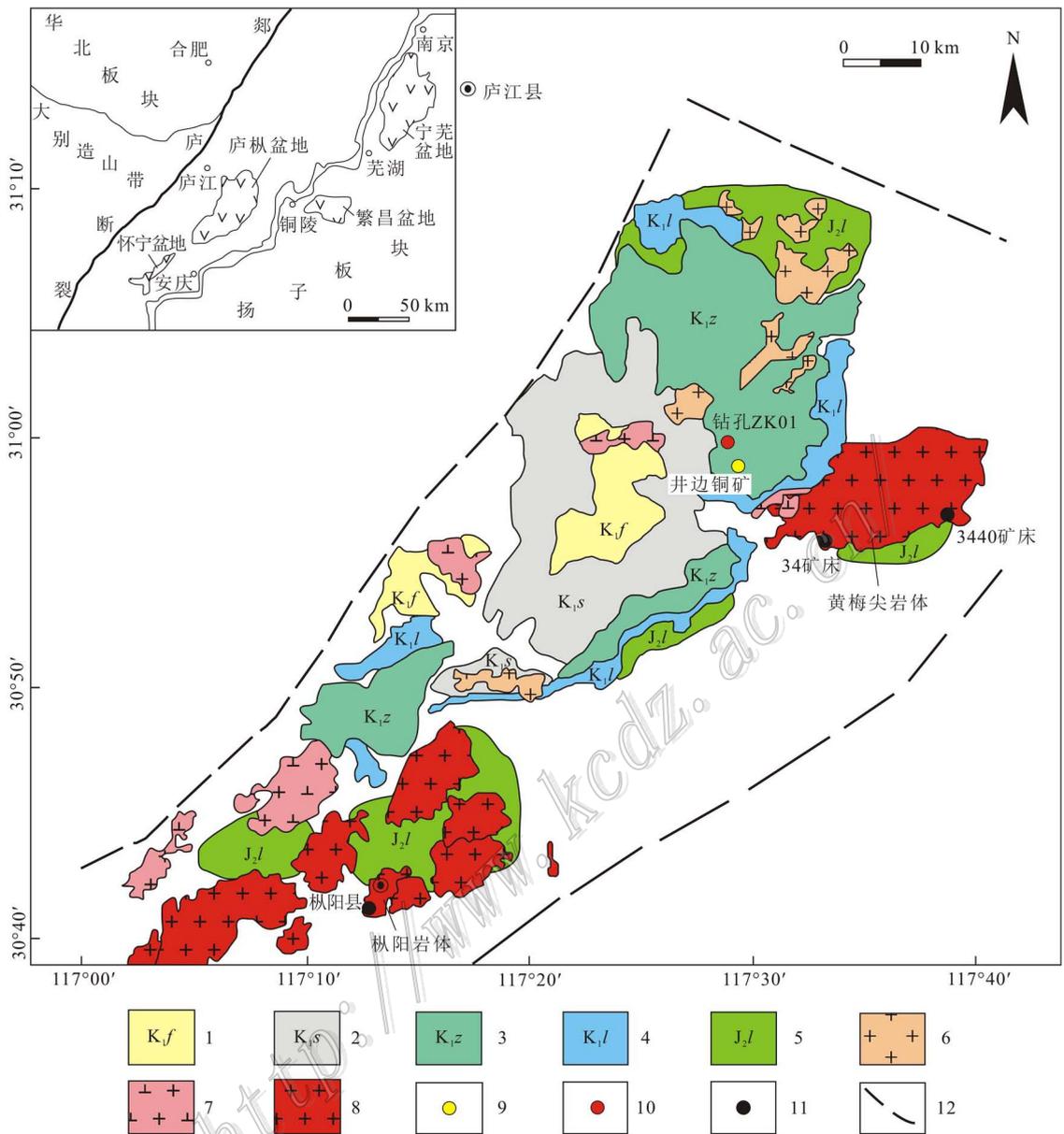


图 1 庐枞盆地地质与铀矿床略图(据周涛发等, 2010 修改)

1—浮山组火山岩; 2—双庙组火山岩; 3—砖桥组火山岩; 4—龙门院组火山岩; 5—罗岭组陆相碎屑沉积岩; 6—二长岩; 7—正长岩;  
8—A型花岗岩; 9—铜矿床; 10—科学钻位置; 11—铀矿床; 12—断裂

Fig.1 Geology and U deposits in the Lu-Zong Basin ( modified after Zhou et al. , 2010)

1—Fushan Formation volcanic rocks; 2—Shuangmiao Formation volcanic rocks; 3—Zhuanqiao Formation volcanic rocks; 4—Longmenyuan Formation volcanic rocks; 5—Luoling Formation continental facies clastic sedimentary rocks; 6—Monzonite; 7—Syenite; 8—A-type granite; 9—Copper deposit; 10—Deep drill hole; 11—Uranium deposit; 12—Fault

期,早期侵入岩主要为二长岩和闪长岩类;晚期侵入岩主要为正长岩类(周涛发等,2011)。此外,在庐枞盆地还有 A 型花岗岩,是平行于长江的北侧 A 型花岗岩带的主要组成部分。

区域上铀矿化受 I 级深大断裂以及长江构造带

内罗河、罗岭-黄屯、头坡 3 条北东向 II 级主干断裂的控制,接触带构造是区内主要的控矿构造类型(陈一峰,1994;李朝长等,2010;曹达旺等,2012)。铀钍伽玛异常点主要分布于庐枞火山岩盆地南东边缘隆起带上,是岩浆演化晚阶段的产物,沿着燕山晚期的

黄梅尖、枞阳 2 个正长岩、石英正长岩体的内外带产出,其中富铀矿床(点)位于大龙山岩体及黄梅尖岩体北缘外带,可划分为昆山铀矿化聚集区、城山铀矿化聚集区、乔庄铀矿化聚集区、大龙山铀矿化聚集区,中侏罗统罗岭组砂岩是主要含矿主岩(朱杰辰等,1992;陈一峰,1994;李朝长等,2010;曹达旺等,2012;陈时亮等,2012)。浮山-黄梅尖基底断裂控制了昆山铀矿化聚集区,分布着 8411、8413 两个矿床、8412、4360 等 9 个矿(化)点及 500 多个异常点(陈一峰,1994;李朝长等,2010)。围岩为砖桥组火山岩( $K_1z$ ),砖桥组主要以辉石粗安岩为特征岩性标志,构成了庐枞盆地火山岩的主体部分(周涛发等,2008,2011)。

## 2 砖桥科学深钻岩石组成与蚀变矿化特征

砖桥科学深钻(ZK01)位于庐枞盆地中部(图1),东距黄梅尖岩体约 15 km。科学深钻开孔于砖桥组火山岩( $K_1z$ ),孔深 2012 m,岩性总体上可划分为 3 段,0~1488 m 主要为粗安岩、辉石粗安岩夹晶屑凝灰岩、硅化砂岩、石英砂岩,常有岩脉穿插;1488~1848 m 为正长岩,局部有粗安岩和薄层砂岩捕虏体;1848~2011.95 m 为黑云母二长岩。其中,铀钍矿化主要位于钻孔 1500~1900 m 之间的正长岩、黑云母二长岩及少量粗安岩中。

钻孔内常见的蚀变类型有钾长石化、黑云母化、钠长石化、硅化、绢云母化、石膏-硬石膏化、电气石化、绿帘石化、绿泥石化、阳起石化、水云母化、碳酸盐化等,时常伴有磁铁矿、黄铁矿、黄铜矿以及赤铁矿(镜铁矿)矿化。与铀钍矿化关系密切的蚀变主要是钠长石化、石膏化、硬石膏化、电气石化。

钠长石化在钻孔内普遍存在,在粗安岩、正长岩、黑云母二长岩内常见他形的蚀变钠长石。钠长石化主要表现为 2 种方式,一种为钠长石呈集合体从斜长石边缘向内以溶蚀的方式进行交代,同时斜长石常被碳酸盐、硬石膏、黏土矿物等交代(图 2A);另一种为钠长石交代钾长石,形成蠕英石和蠕虫状结构(图 2B)。铀钍矿物、锆石、独居石等常呈自形程度较好的晶体分布于钠长石中,且在空间上共生(图 2C)。

在铀钍异常区间内电气石化强烈,颜色为棕褐色、绿褐色,呈环带状,在空间上与硬石膏脉、浸染状黄铁矿伴生,电气石化略早于硬石膏化、黄铁矿化发

生(图 2D)。硬石膏内常可观察到热液磷灰石,硬石膏、磷灰石均常与不规则的铀钍矿物、独居石、含铈硅酸盐共生(图 2E、2F)。

除此之外,黑云母常发生不同程度的蚀变,可形成绿泥石等,并伴随产生磁铁矿和金红石(图 2G)等副矿物,金红石常与不规则的铀钍矿物共生(图 2H)。

根据以上特征可以判断,钻孔内与铀钍矿化有关的蚀变主要是在高温热液阶段,以钠长石化为特征的碱交代。铀钍矿物以 2 种方式存在,一种呈自形程度较好的副矿物形式与锆石等共生;另一种呈不规则态与硬石膏、磷灰石、金红石等热液蚀变产物共生。

## 3 铀钍元素的主要赋存状态

为了查明铀钍的赋存状态,本次对铀钍异常区间内的样品进行了系统的电子探针分析,分析在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针实验室完成,仪器型号为 JXA-8230,加速电压 15 kV,电流 20 nA。根据分析对象的条件,束斑大小在 1~5  $\mu\text{m}$  之间调整。分析中使用的国际标样分别是  $\text{ThSiO}_4$ 、 $\text{ZrO}_2$ 、 $\text{CeP}_5\text{O}_{14}$ 、 $\text{LaP}_5\text{O}_{14}$ ,作为 Th、Zr、Ce 和 La 标样。

### 3.1 铀钍以独立矿物形式存在

钻孔中 1500~1900 m 内铀的独立矿物主要以铀钛矿( $\text{UTi}_2\text{O}_4$ )为主,也存在少量晶质铀矿。铀钛矿在镜下主要呈棕黑色,形态上可分为自形和不规则状 2 种,呈自形的铀钛矿常与岩浆锆石伴生分布在钠长石中,呈不规则状的铀钛矿常与硬石膏、金红石、磷灰石等共生。铀钛矿中  $w(\text{UO}_2)$  在 40%~50% 之间(表 1),部分 U 与 Th 发生类质同象, $w(\text{Th})$  一般在 6%~15% 之间,除此之外,还常见  $\text{CaO}$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{ZrO}_2$  等混入物。钻孔内仅发现少量晶质铀矿,以不规则状产出,与磁铁矿等共生(图 2I)。晶质铀矿( $(\text{Th},\text{U})\text{O}_2$ )主要成分  $w(\text{UO}_2)$  大致占 85%,部分 U 与 Th 发生类质同象, $w(\text{Th})$  高于 10%,除此之外还含有少量  $\text{CaO}$ 、 $\text{FeO}$  等。

钍的独立矿物主要为铀钍石( $(\text{Th},\text{U})\text{SiO}_4$ ),钻孔内铀钍石的含量较铀钛矿和晶质铀矿的含量高得多。铀钍石在镜下颜色主要呈黑褐色、深棕色,同样存在 2 种状态,自形(25  $\mu\text{m} \times 20 \mu\text{m}$ )和他形(5  $\mu\text{m} \times 8 \mu\text{m}$ ),自形晶体呈四方柱与双锥的聚形,形状与锆

表 1 钍(铀)矿物电子探针成分分析表  
Table 1 Electronic microprobe analyses of thorium (uranium) minerals

样品	定名	$w(B)/\%$														总和
		ThO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	F	Ne <sub>2</sub> O	SiO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	ZrO <sub>2</sub>	MnO			
ZK01-1525.5-3	轴钍石	56.84	8.94	0.72	0.10	0.07	0.41	0.21	0.24	0.50	21.99	10.25	0.06	100.33		
ZK01-1529.2-3-1	轴钍石	69.09	13.89	0.06		0.03	0.24		0.13	0.09	17.31		0.03	100.87		
ZK01-1529.2-3-2	轴钍石	68.32	14.16	0.02				0.49	0.08	0.04	16.88			99.99		
ZK01-1573.5-3-1	轴钍石	75.06	8.30		0.07			0.14	0.07	0.14	17.15	0.02		100.95		
ZK01-1606-4-1	轴钍石	72.05	7.46	0.29			1.28	0.07		0.81	18.44			100.40		
ZK01-1614.9-6-1	轴钍石	73.58	6.49	0.12	0.02	0.06	0.05	0.01	0.86	0.68	17.55	0.01	0.03	99.46		
ZK01-1622.6-1-1	轴钍石	63.90	18.62			0.18		0.39		0.04	17.15		0.03	100.31		
ZK01-1623.6-3-1	轴钍石	69.47	12.44			0.07			0.03	0.07	17.15		0.05	99.28		
ZK01-1630.3-1-2	轴钍石	74.97	7.51	0.55			0.20	0.15		0.62	15.53			99.53		
ZK01-1633.4-2-2	轴钍石	51.38	9.52	0.50	0.02		1.24	0.31		0.75	19.01	2.29	0.22	85.24		
ZK01-1634.4-2-6	轴钍石	73.64	6.65	0.33	0.05	0.05	0.24	0.27		0.43	17.98		0.01	99.65		
ZK01-1660.3-4-2	轴钍石	70.02	8.17	0.38			0.52	0.33		0.48	19.60			99.50		
ZK01-1665.6-2-2	轴钍石	64.57	17.04		0.02			0.15		0.72	17.75	0.03	0.02	100.30		
ZK01-1665.6-4-1	轴钍石	71.98	9.49	0.11		0.05	0.14		0.43	0.35	18.03		0.08	100.66		
ZK01-1701.8-2	轴钍石	60.84	19.94	0.27		0.03	0.89	0.19		0.07	18.01	0.08		100.32		
ZK01-1707.2-4	轴钍石	63.21	14.51	0.35			1.26	0.14		0.39	17.98	0.28	0.04	98.16		
ZK01-1728.3-1-2	轴钍石	75.50	6.76	0.28		0.03	0.17	0.17			17.12			100.03		
ZK01-1839.5-5-1	轴钍石	71.57	10.87			0.01		0.01	0.01	0.17	17.60	0.01		100.25		
ZK01-1841.4-1-1	轴钍石	61.12	20.91		0.01	0.02	0.02	0.07	0.10	0.09	17.80	0.09	0.04	100.27		
ZK01-1841.4-4-1	轴钍石	68.22	13.50	0.42				0.14		0.05	17.66	0.04		100.03		
ZK01-1841.4-5-2	轴钍石	46.22	34.15	0.21					0.02		18.42			99.02		
ZK01-1841.9-2-4	轴钍石	72.68	9.08					0.07	0.01	0.19	18.57	0.08		100.68		
ZK01-1842.78-2-1	轴钍石	58.10	23.93		0.07		0.01	0.26		0.16	17.64	0.04	0.01	100.14		
ZK01-1869.68-3-4*	轴钍石	50.52	30.13	0.33			0.01	0.14		0.03	18.19	0.04	0.02	99.48		
ZK01-1529.2-4-1	轴钍矿	6.90	55.44		0.01		0.06	0.48	36.31	0.07	0.14	0.08	0.04	99.53		
ZK01-1622.6-1-4	轴钍矿	11.63	47.93				0.70	2.75	35.17		0.04	0.10	0.11	98.43		
ZK01-1623.6-3-2	轴钍矿	8.43	54.81	0.02	0.12		0.38	2.78	33.31	0.03	0.09			99.97		
ZK01-1636-4-1	轴钍矿	13.10	47.54		0.03		0.05	1.99	37.84		0.09		0.02	100.66		
ZK01-1841.4-4-3	晶质轴钍矿	12.62	85.21	0.33			0.88	0.62			0.26			99.92		

注：\* 其中的  $w(\text{Ce}_2\text{O}_3)$  为 0.29%； $w(\text{La}_2\text{O}_3)$  为 0.48%。

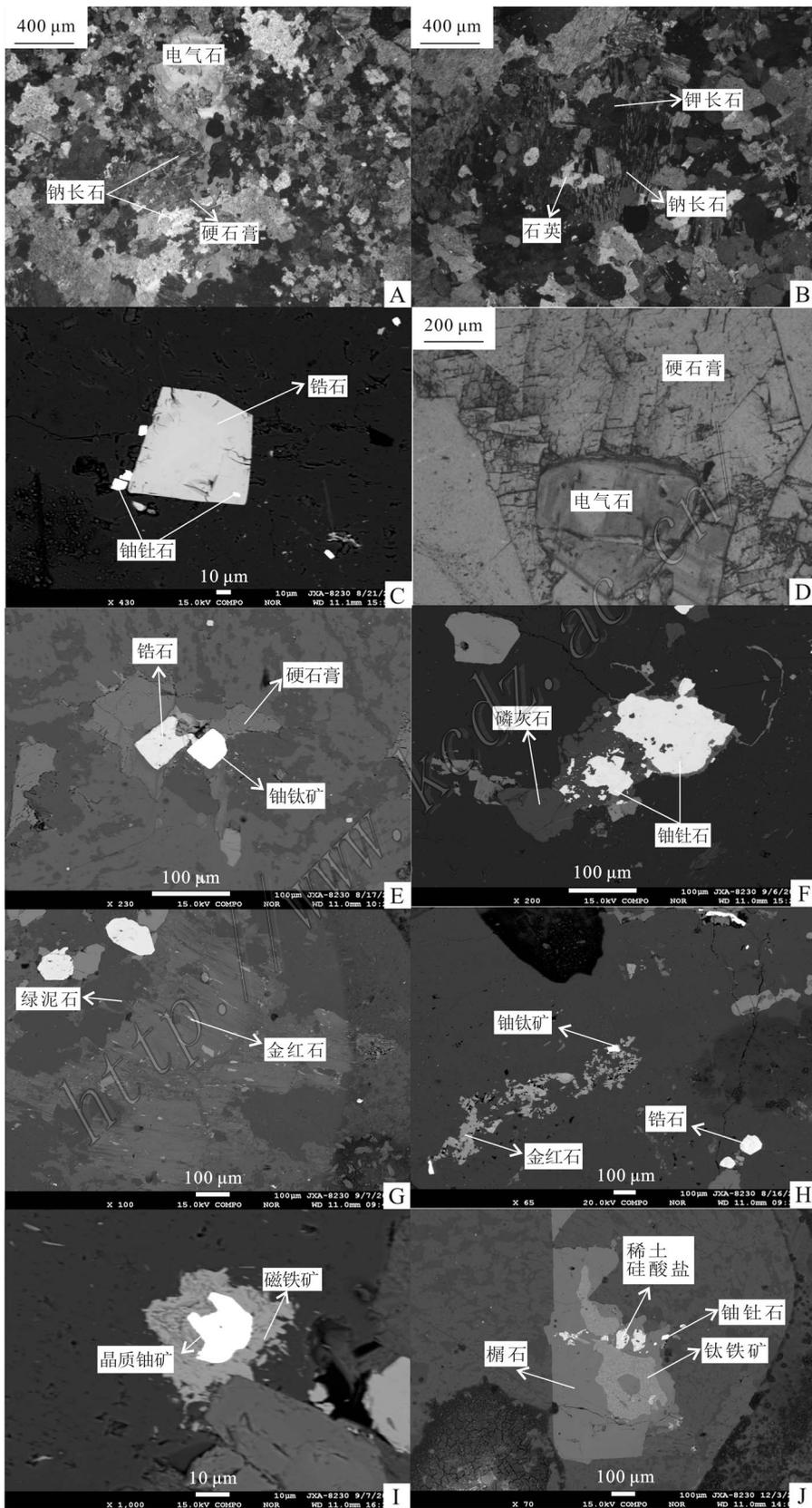


图 2 砖桥深部钻孔矿物组合与蚀变交代特征照片

A. 样品 ZK01-1495.2 内,钠长石呈集合体从斜长石边缘向内以溶蚀的方式进行交代,同时斜长石被碳酸盐、硬石膏、黏土矿物等交代(正交偏光);B. 样品 ZK01-1841.4 内,钠长石交代钾长石,形成蠕英石和蠕虫状结构,中心内有少量钾长石残留(单偏光);C. 样品 ZK01-1701.8 内,铀钍石(电子探针数据 ZK01-1701.8-1)与锆石共生(背散射图);D. 样品 ZK01-1500.2 内,电气石晶形较好,硬石膏受到电气石的控制,可判断电气石化略早于硬石膏形成(单偏光);E. 样品 ZK01-1622.6 内,铀钍矿(电子探针数据 ZK01-1623.6-3-2)与石膏、锆石共生,锆石与铀钍矿皆呈自形(背散射图);F. 样品 ZK01-1665.6 内,铀钍石与磷灰石共生(背散射图);G. 样品 ZK01-1707.84 内,金红石呈星点状分布于绿泥石中,绿泥石为黑云母蚀变而成,保留黑云母假象(背散射图像);H. 样品 ZK01-1529.2 内,金红石与铀钍矿(电子探针数据 ZK01-1529.2-4-1)共生(背散射图);I. 样品 ZK01-1841.4 内,不规则态晶质铀矿(电子探针数据 ZK01-1841.4-4-3)与磁铁矿共生(背散射图);J. 样品 ZK01-1869.58 内,榍石与钛铁矿、稀土硅酸盐、铀钍石(电子探针数据 ZK01-1869.58-3-4)共生(背散射图)

Fig. 2 Mineralization and alteration photos in the deep drill hole of Zhuanqiao

A. In sample ZK01-1495.2, albite alteration occurred from the edge of the plagioclase toward the center in the dissolution way, and plagioclase was replaced by carbonate, anhydrite, clay minerals; B. In sample ZK01-1841.4, albite replaced potassium feldspar and formed quartz with worm-like structure, with a small amount of microcline residue at the center (crossed nicols); C. In sample 1701.8, uranothorite (electron microprobe data ZK01-1701.8-1) intergrown with zircon (backscattered electron image); D. In sample ZK01-1500.2, anhydrite is controlled by the tourmaline, and hence it can be judged that tourmalinization occurred slightly earlier than anhydrite (crossed nicols); E. In samples ZK01-1622.6, brannerite (electron microprobe data ZK01-1623.6-3-2) intergrown with gypsum, zircon (backscattered electron image); F. In sample ZK01-1665.6, uranothorite intergrown with apatite (backscattered electron image); G. In sample ZK01-1707.84, punctate rutile is distributed in chlorite which results from the alteration of biotite with the preservation of the structure of biotite (backscattered image). H. In sample ZK01-1529.2, rutile intergrown with brannerite (electron microprobe data ZK01-1529.2-4-1) (plainlight); I. In sample ZK01-1841.4, irregular uraninite (electron microprobe data ZK01-1841.4-4-3) is dispersed in magnetite (backscattered electron image); J. In sample ZK01-1869.58, sphene and ilmenite intergrown with uranothorite (electron microprobe data ZK01-1869.58-3-4) (backscattered electron image)

石类似。Th 普遍被 U 置换,发生不同程度的类质同象,二者含量存在此消彼长的关系, $w(U)$  主要在 5%~20% 之间,甚至高达 30%,还有少量  $Ce_2O_3$ 、 $La_2O_3$ 、CaO、FeO、 $TiO_2$ 、 $P_2O_5$ 、 $SiO_2$  (表 1)。

### 3.2 铀钍以类质同象的形式存在

除上述铀钍独立矿物外,砖桥钻孔中的铀钍仍以类质同象形式赋存于金红石、锆石、磷灰石、榍石、含铈稀土硅酸盐、独居石等副矿物中。金红石( $TiO_2$ )可分为针状和半自形粒状 2 类,前者为深暗红褐色针状集合体,为岩浆阶段的产物;后者的反射率稍高,颜色更深,晶型较差,常与磁铁矿、绿泥石等共生,为热液阶段产物。第二类金红石与铀钍矿化关系密切,在镜下和电子背散射图像中常可观察到铀钍石、铀钍矿常呈不规则状与金红石共生,此类金红石大多铀钍含量较高, $w(TiO_2)$  常仅有 81%,Nb、Ta、U、Th 质量分数超过 10%,表明两者之间发生了明显的类质同象。

铀钍矿化区间内磷灰石的含量异常升高,磷灰石( $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ )在镜下主要有 2 种形态,以六边形自形状分散在钠长石中和以长柱状与硬石膏脉共生,表明岩浆至热液阶段均有磷灰石的形成。对与铀钍矿物共生的磷灰石常含有 U、Th、 $UO_2$  和  $ThO_2$  的质量分数最高均可达 0.1%。磷灰石中  $w(F)$  在 1%~4% 之间,含 F 的磷灰石一般形成于较高温度条件(姜耀辉等,2004),为高温热液阶段的

产物。

锆石( $Zr[SiO_4]$ )在样品中最为常见,锆石在镜下主要为柱状自形晶和不规则态,前者为岩浆阶段的产物,有时可见明显的岩浆锆石所特有的环带;后者为高温热液阶段的改造产物。岩浆阶段,铀钍石、铀钍矿常以自形晶与锆石在空间上伴生;高温热液阶段,铀钍石、铀钍矿常呈不规则状与锆石共生。锆石普遍存在 Th、U 类质同象,但与不规则分散态的铀钍石、铀钍矿共生的锆石内铀钍含量更高, $w(ThO_2)$ 、 $w(UO_2)$  均可以高于 1%,表明经过热液阶段交代改造的锆石内更富铀钍。

榍石主要呈柱状、柱粒状(图 2J),自形至半自形,具有红褐色-浅褐色多色性,极高正突起,镜下常呈独立副矿物,通过观察背散射图像也可见与稀土硅酸盐、铀钍石、钛铁矿共生(图 2J),通过电子探针分析,榍石内含有少量铀钍。稀土元素矿物如独居石内铀钍含量也较高, $w(ThO_2)$  可高达 1.7%。

## 4 讨论

庐枞盆地砖桥科学深钻中铀钍有关的蚀变、矿化等特征与盆地南缘铀矿床(点)差异明显。就赋矿围岩而言,盆地南缘铀矿床(点)主要产于盆地南缘石英正长岩岩体边缘接触带内的中粗粒石英砂岩内,其铀成矿与混熔型碱性岩浆活动密切相关,成矿

溶液为碱性介质,来自深源,为岩浆热液型铀矿床(陈一峰,1994;李朝长等,2010;曹达旺等,2012;陈时亮等,2012);而砖桥钻孔内铀钍矿化恰好发生在深部1500~1900 m之间,主要产于岩体内,岩性主要为正长岩、二长岩及少量粗安岩。就蚀变流体特征而言,盆地南缘的铀矿形成于碱性介质、还原环境、低压条件、中低温度和快速沉淀的地球化学环境,与矿化相关的蚀变主要为绿泥石化、黄铁矿化、水云母化,是一种有利于铀、钍矿物沉淀富集的还原环境(温志坚等,1997,2000;范洪海等,2003;蒋振频等,2004;章卫星,2007;李朝长等,2010;孟艳宁等,2011)。砖桥钻孔内与矿化关系密切的蚀变为钠长石化、电气石化、硬石膏化、黄铁矿化等,为高温热液阶段产物。就铀钍的赋存状态而言,盆地南缘的铀矿均以沥青铀矿的形式存在,有时甚至以纯沥青铀矿脉形式产出(陈一峰,1994;李朝长等,2010;曹达旺等,2012);而砖桥钻孔中铀钍矿物主要为铀钍石和铀钍矿,仅见少量晶质铀矿,铀的含量明显小于钍。

前人研究表明,虽然庐枞地区铀钍矿床(点)主要产于正长岩、石英正长岩体外接触带粗粒砂岩中,但黄梅尖、枞阳岩体为成矿提供了铀钍来源,铀矿床为多期次、多源、多作用叠加的结果(朱杰辰等,1992;陈一峰,1994;章卫星等,2007;李朝长等,2010;曹达旺等,2012)。铀钍矿床蚀变包括:早期的碱性蚀变(如钠交代、镁交代),以钠交代与铀矿化关系明显,钠长石化是早期碱交代的蚀变产物,与铀-钍型矿化关系密切;晚期的酸性蚀变,如萤石化、水云母化、次生石英化,上述两者的叠加可形成高品位的矿化(温志坚等,1997;吴仁贵等,2000;胡宝群等,2001;汪正其等,2007;李朝长等,2010)。深部钻孔与铀钍矿床早期蚀变矿化特征恰好大致相符,代表了区域铀矿床(点)在深部所经历的高温热液阶段。另外,电气石化为铀矿床高温阶段的典型蚀变,在其他铀矿床也有过报道(吴仁贵等,2000;胡宝群等,2001;汪正其等,2007;Mercadier et al.,2012)。除此之外,热液流体显示出磷的富集,铀矿在热液阶段总出现磷的富集,这在华北、华南、中亚、巴西都有实例(姜耀辉等,2004)。钍和磷的关系较磷和铀的关系更密切,在早期的沉淀过程中,磷、铀、钍可以共沉淀,氟磷灰石一般形成于较高的温度条件(温志坚等,1997;蒋振频等,2004),这些也可以证明深部钻孔内矿化为高温热液阶段的产物。

那么,为什么深部铀钍的赋存方式以及 U/Th

含量比值与浅部矿体有着明显的不同?前人研究和电子探针分析结果表明,随着岩浆演化序列的进行,铀、钍在地球化学行为上表现出不同分配形式,两者尽管共生,但其最大丰度带在空间上并不重叠(Ragland et al.,1967;James et al.,1981;Bajo et al.,1983;Kamineni et al.,1986;Bailey et al.,1994;Whitfield et al.,1959;娄峰等,2011)。众多的研究结果(张祖还等,1986;金景福等,1991;余达淦等,2007;娄峰等,2011)表明,花岗岩浆向超酸、偏碱、铝过饱和、少铁、钙的演化过程中,铀丰度有增长的趋势,而钍丰度则相反,有降低的趋势。因此,在多次叠加的过程中,铀、钍元素有可能发生分离,铀元素常比钍元素更晚沉淀、富集(王凤岗等,2010)。在高温热液阶段,铀钍主要以类质同象方式存储于岩体的副矿物中(Pliler et al.,1962;Emond et al.,1983;Chen et al.,2007),铀的置换能力较强,可以进行等价(如  $U^{4+}$  与  $Th^{4+}$ )或异价的类质同象置换(如  $U^{4+}$  与  $TR^{3+}$ )形成了一系列的含铀矿物,如铀钍矿、独居石、锆石、磷灰石等(Nevskii et al.,1965;Waber et al.,1992),从而被分散于岩体中而不能形成独立矿床。

相比区域上铀矿床(点),科学深钻在位置上更靠近盆地中心,此处盆地基底更深。而火山岩基底、断裂带构造、接触带构造不同级别的构造对铀矿床的形成起到重大作用,它们是由岩浆、断裂、热液蚀变等诸因素联合作用所形成的特殊构造带,提供了成矿热液上升运移的通道和储矿场所(李朝长等,2010)。因此,推测盆地中心基底可能也为正长岩,并且沿着盆地基底向盆地周边(浅部)的黄梅尖、枞阳等正长岩岩体提供深源铀。铀钍元素在由深往浅迁移的过程中,从岩浆高温热液阶段就已开始形成铀钍矿物,并且在浅部经历了表生快速沉积作用,主要赋存于靠近岩体外带的中粗粒砂岩中。

## 5 结 论

(1) 砖桥科学深钻中的铀矿化主要与钠长石化、电气石化等高温蚀变有关,铀钍赋存状态主要有两种,即独立铀钍矿物和以类质同象形式存在于副矿物中。铀的主要矿物是铀钍石和铀钍矿以及少量晶质铀矿,这与区域上铀矿床的赋存状态有所不同。

(2) 铀钍元素在由深往浅迁移的过程中,在岩浆高温热液阶段就已开始形成铀钍矿物,庐枞盆地

深部铀钍的赋存方式以及 U/Th 比值与盆地南缘浅部铀矿体明显不同,这可能是铀、钍元素发生分离、在不同深度富集的结果。

志 谢 衷心感谢匿名审稿人提出的宝贵修改意见!

## 参考文献/References

曹达旺,向 铭. 2012. 安徽庐枞地区富铀矿成矿特征及形成环境浅析[J]. 矿产勘查,32(2):171-175.

常印佛,刘湘培,吴言昌. 1991. 长江中下游铜铁成矿带[M]. 北京:地质出版社,1-56.

陈时亮,吕 达,黄昕霞. 2012. 庐枞盆地南缘黄马青组中含铀砂岩的发现及其意义[J]. 安徽地质,22(3):176-177.

陈一峰. 1994. 庐枞地区铀成矿规律探讨[J]. 铀矿地质,10(4):193-202.

陈一峰,马昌明,樊焕新. 1996. 庐枞地区铀成矿的区域地质背景研究[J]. 铀矿地质,12(2):75-82.

杜乐天,王玉明. 1984. 华南花岗岩型、火山岩型、碳硅泥岩型、砂岩型铀矿成矿机理的统一性[J]. 放射性地质(3):1-10.

杜乐天. 2002. 碱交代岩研究的重大成因意义[J]. 矿床地质,21(增刊):953-958.

杜乐天. 2011. 中国热液铀成矿理论体系[J]. 铀矿地质,27(2):65-68.

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[J]. 铀矿地质,19(4):208-213.

范 裕,周涛发,袁 峰,唐敏惠,张乐骏,马 良,谢 杰. 2010. 庐枞盆地高硫化浅成低温热液成矿系统:来自矾山明矾石矿床地质特征和硫同位素地球化学证据[J]. 岩石学报,26(12):3657-3666.

胡宝群,白丽红,徐达忠. 2001. 下庄铀矿田早期高温成矿作用及其意义[J]. 铀矿地质,17(5):280-284.

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

蒋振频,薛振华,董永杰,周万蓬,喻建发,胡荣泉,张柳贵. 2004. 相山铀矿田 6122 矿床凝灰岩铀钍成成因探讨[J]. 华东理工大学学报,27(2):118-122.

金景福,黄广荣. 1991. 铀矿床学[M]. 北京:原子能出版社.

李朝长,金和海. 2010. 庐枞地区东部黄梅尖岩体及周边地段找铀矿前景分析[J]. 安徽地质,20(3):197-203.

刘湘培,常印佛,吴言昌. 1988. 论长江中下游地区成矿条件和成矿规律[J]. 地质学报(2):74-84.

刘湘培. 1989. 长江中下游地区矿床系列区域成矿模式[J]. 地质论评(5):12-22.

娄 峰,李宏卫,陈光明,敖文波,赖中信,卢映新,杨燕娜. 2011. 花

岗岩演化与铀钍元素富集的关系:以粤北贵东岩体为例[J]. 地学前缘,18(1):110-117.

孟艳宁,范洪海,孙志富,陈璋如. 2011. 相山矿田居隆庵矿床钍矿物特征研究[J]. 矿物岩石地球化学通报,30(12):180-188.

任启江,刘孝善,徐兆文. 1991. 安徽庐枞中生代火山构造洼地及其成矿作用[J]. 北京:地质出版社,1-145.

唐永成,吴言昌,储国正. 1998. 安徽沿江地区铜金多金属矿床地质[M]. 北京:地质出版社,60-85.

王凤岗,范洪海,范存琨. 2010. 马达加斯加南部 Tranomaro 地区砂卡岩型钍矿床的赋存状态及钍矿物特征研究[J]. 世界核地质科学,27(4):10-213.

王正其,李子颖. 2007. 幔源铀成矿作用探讨[J]. 地质论评,53(5):608-615.

温志坚,杜乐天,刘正义. 1997. 相山铀矿田磷灰石与富矿形成的关系[J]. 铀矿地质,15(4):217-224.

温志坚,杜乐天,刘正义. 2000. 相山矿田热液水云母化及其与铀矿化关系研究[J]. 矿床地质,19(3):257-263.

巫建华,刘 帅,余达淦,章邦桐. 2005. 地幔流体与铀成矿模式[J]. 铀矿地质,21(4):196-203.

吴仁贵,余达淦. 2000. 相山铀矿田 611 和 6122 矿床与 34 号矿床钍石建造特征对比[J]. 铀矿地质,16(4):204-211.

余达淦,吴仁贵,陈培荣. 2007. 铀资源地质学[M]. 哈尔滨:哈尔滨工程大学出版社.

袁 峰,周涛发,范裕,陆三明,钱存超,张乐骏,段超,唐敏惠. 2008. 庐枞盆地中生代火山岩的起源、演化及形成背景[J]. 岩石学报,24(8):1691-1702.

翟裕生,姚书振,林新多. 1992. 长江中下游地区铁(金)成矿规律[M]. 北京:地质出版社,12-35.

章卫星,冯为华,张宝松. 2007. 江西邹家山铀矿绿泥石形成温度及其成矿关系[J]. 资源调查与环境,28(4):293-397.

张祖还,赵懿英,章邦桐. 1986. 铀地球化学[M]. 北京:原子能出版社.

朱杰辰,郑懋公,营俊龙,张宏,游云飞. 1992. 大龙山、昆山铀矿床稳定同位素地质特征研究[J]. 铀矿地质,8(6).

庄金银,黄永亮,徐 莹. 2009. 安徽省庐枞地区铀矿水化学特征[J]. 西部探矿工程(3):86-97.

周涛发,范 裕,袁 峰. 2008. 长江中下游成矿带成岩成矿作用研究进展[J]. 岩石学报,24(8):1665-1678.

周涛发,范 裕,袁 峰,宋传中,张乐骏,钱存超,陆三明,David R C. 2010. 庐枞盆地侵入岩的时空格架和对成矿制约[J]. 岩石学报,26(9):2694-2714.

周涛发,范 裕,袁 峰,张乐骏,马 良,钱 兵,谢 杰. 2011. 长江中下游成矿带火山岩盆地的成岩成矿作用[J]. 地质学报,85(5):712-730.

Bailey E H and Ragnarsdottir K V. 1994. Uranium and thorium solubilities in subduction zone fluids[J]. Earth and Planetary Science Letters,124:119-129.

- Bajo C, Rybach L and Weibel M. 1983. Extraction of uranium and thorium from Swiss granites and their micro distribution[ J ]. *Chemical Geology*, 39( 3/4 ): 281-297.
- Chen G N and Grapes R. 2007. *Granite Genesis: In-situ Melting and Crustal Evolution*[ M ]. Netherlands: Springer.
- Emond JS, Bornhorst T J, Noble D C and Rose W J. 1983. Distribution and mobility of uranium and thorium in the peralkaline soldier meadow tuff, northwestern Nevada[ J ]. *Economic Geology*, ( 78 ):353-358.
- James M M, Lee D E and Millard H T. 1981. The distribution of uranium and thorium in granitic rocks of the basin and range province, Western United States[ J ]. *Journal of Geochemical Exploration*, ( 4 ):25-40.
- Kaminen D C, Chung C F and Dugal J B. 1986. Distribution of uranium and thorium in core samples from the underground research laboratory lease area, southeastern Manitoba, Canada[ J ]. *Chemical Geology*, 54( 1/2 ): 97-111.
- Mercadier J, Richard A and Cathelineau M. 2012. Boron- and magnesium-rich marine brines at the origin of giant unconformity-related uranium deposits:  $\delta^{11}\text{B}$  evidence from Mg-tourmalines[ J ]. *Geological Society of America*, 3( 40 ):231-234.
- Nevskii V A and Kozlova P S. 1965. Two genetic types of postmagmatic thorium-rare-earth deposits[ J ]. *Soviet Atomic Energy*, 19( 3 ): 1193-1197.
- Pililer R and Adams J. 1962. The distribution of thorium and uranium in a Pennsylvanian weathering profile[ J ]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26( 11 ): 1137-1146.
- Ragland P C, Billings G K and Adams J A S. 1967. Chemical fractionation and its relationship to the distribution of thorium and uranium in a zoned granite batholiths[ J ]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31( 1 ):17-32.
- Waber N, Schorscher H D and Peters T. 1992. Hydrothermal and supergene uranium mineralization at the Osamu Utsumi mine, Poços de Caldas, Minas Gerais, Brazil[ J ]. *Journal of Geochemical Exploration*, 45( 1/2/3 ):53-112.
- Whitfield J M, Rogers J J W and Adams J A S. 1959. The relationship between the petrology and the thorium and uranium contents of some granitic rocks[ J ]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11( 17 ):248-271.

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