

桂北沙子江铀矿床成矿年代学研究： 沥青铀矿 U-Pb 同位素年龄及其地质意义

石少华^{1, 2)}, 胡瑞忠¹⁾, 温汉捷¹⁾, 孙如良³⁾, 王加昇^{1, 2)}, 陈恒^{1, 2)}

1) 中国科学院地球化学研究所, 矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳, 550002;

2) 中国科学院研究生院, 北京, 100049; 3) 广西 310 核地质大队, 广西桂林, 541213

内容提要:苗儿山矿田为中南地区五大铀矿田之一, 其内分布有我国最大规模碳硅泥岩型的铲子坪铀矿床及诸多花岗岩型铀矿床, 沙子江矿床为矿田内重要的花岗岩型铀矿床之一。沥青铀矿是理想的铀矿床直接定年样品, 同时, 也是 U-Pb 同位素研究的理想矿物。本次研究以沥青铀矿为对象进行 U-Pb 同位素分析, 获得了沙子江矿床早、晚两期铀成矿作用的年代分别为 104.4 Ma 和 53.0 ± 6.4 Ma, 结合铲子坪矿床主成矿期年代 74.1 ± 9.9 Ma, 它们可能分别代表了苗儿山矿田 3 期主要铀成矿作用的时期。沙子江矿床等时线拟合所得高的初始 Pb 值反映了该期成矿作用之前存在铀的预富集作用。3 期成矿作用与华南地区基性脉岩年代数据统计反映的岩石圈伸展期次相对应, 暗示了铀成矿受控于华南岩石圈伸展这一大的动力学环境。

关键词: 沥青铀矿; U-Pb 同位素; 表观年龄; 等时线年龄; 沙子江; 苗儿山

沙子江矿床位于广西桂林市资源县境内, 是苗儿山铀矿田内重要的花岗岩型铀矿床之一, 在上世纪 60~70 年代桂北普查会战时由原中南地勘局发现并提交储量, 经近年来补充勘探已经落实为大型铀矿床。苗儿山铀矿田是中南地区五大铀矿田之一, 其内分布有我国著名的最大规模的碳硅泥岩型铀矿床——铲子坪矿床, 及双滑江、孟公界等诸多规模较大的花岗岩型铀矿床。

成矿年代学是深入探讨和研究矿床的成矿物质来源、成矿机制及成矿动力学背景等问题的基础。有关沙子江矿床成矿年代的工作开展较少, 前人仅测得了一些单个沥青铀矿样品的 U-Pb 同位素表观年龄^①, 所获得的年龄数据分散, 地质意义模糊。苗儿山岩体为赋矿岩体, 近年来对其有较多最新年代学研究成果的报道(王志成, 2002; 孙涛等, 2007; 谢晓华等, 2008), 为本项研究提供了更多科学依据。沥青铀矿是理想的铀矿床直接定年样品, 它避免了诸多金属矿床通常采用与矿石矿物共生的脉石矿物、热液蚀变矿物及含铀副矿物的形成年代代表成矿年代所带来的不确定性, 所测年龄直接代表了铀成矿作用的年代。同时, 沥青铀矿也是 U-Pb 同位

素研究的理想矿物。本文以沥青铀矿为对象, 对沙子江矿床开展了 U-Pb 同位素研究, 限定了沙子江矿床铀成矿年代, 为深入探讨苗儿山地区铀成矿动力学环境提供了重要依据。

1 区域地质背景和矿床地质特征

沙子江矿床大地构造位置处于华南扬子板块江南被动陆缘隆起带南缘, 苗儿山-越城岭花岗岩穹窿构造西翼的苗儿山岩体中段, 南东侧为华夏岛弧系。苗儿山-越城岭花岗岩穹窿构造区是我国南岭铀-多金属成矿带中的重要成矿区, 除去苗儿山矿田, 东翼越城岭隆起边缘晚古生代拗陷区分布有我国著名的碳硅泥岩型铀矿田——全州矿田。中部的新资断陷红盆内分布有众多铀矿点、矿化点, 并发现了不少异常点、带, 为很有远景的铀成矿区^②(图 1)。

苗儿山-越城岭花岗岩穹窿构造区主要产铀地层为震旦系陡山沱组及寒武系清溪组黑色岩系, 中上泥盆统信都组的含碳质石英粉砂岩、泥质岩, 唐家湾组的含碳深灰色厚—巨厚细晶白云岩。苗儿山-越城岭岩体为多期多阶段花岗岩复式岩体, 除苗儿山岩体有少量雪峰期花岗斑岩出露外, 两岩体主体

注: 本文为国家重点基础研究发展规划项目(编号 2007CB411408)和国家自然科学基金项目(编号 40634020)资助成果。

收稿日期: 2009-09-29; 改回日期: 2010-01-26; 责任编辑: 周健。

作者简介: 石少华, 男, 1979 年生。博士研究生, 地球化学专业, 从事矿床学及矿床地球化学研究。Email: ssh311@163.com。通讯作者: 胡瑞忠, 博士, 研究员, 博士生导师。Email: huruizhong@vip.gyg.ac.cn。

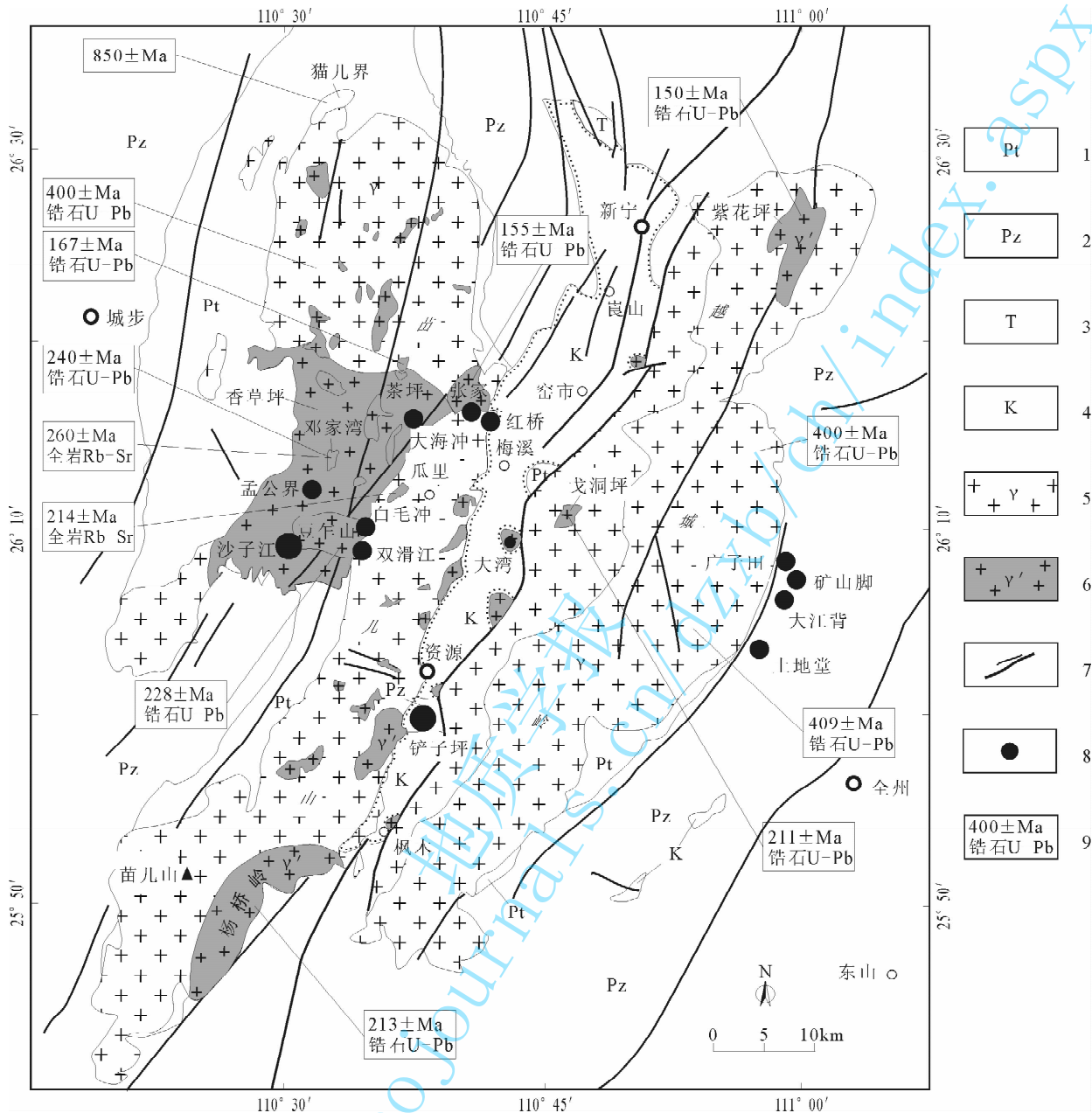


图 1 苗儿山铀成矿区地质略图(底图据孙涛等,2007 修改;矿床位置据方适宜等,2007;盆地边界据广西 310 核地质大队[®];年代学数据据孙涛等,2007 统计和谢晓华等,2008)

Fig.1 Simplified regional geological map of the Miaoershan uranium ore field (modified after Sun et al. , 2007; Fang et al. , 2007; No. 310 Guangxi Geological Party, China National Nuclear Corporation[®] and Xie et al. , 2008)

1—元古宇;2—古生界;3—三叠系;4—白垩系;5—花岗岩体主体相;6—花岗岩体补体相;7—断裂;8—铀矿床及矿点;
9—岩体年代及其测定方法

1—Proterozoic; 2—Paleozoic; 3—Triassic; 4—Cretaceous; 5—main granite body; 6—patched granite body; 7—fault;
8—uranium ore deposit and mineral occurrence; 9—age of granite and its dating method

均以加里东期花岗岩为主,伴有许多印支期及燕山期的花岗岩体(见图 1 中所示岩体年代学数据)。另外,在苗儿山岩体中段及越城岭岩体东侧中上泥盆统见基性岩浆侵入,时代不详。其中,苗儿山岩体中段基性脉岩在资源县瓜里及茶坪等地呈岩墙(群)产

出,岩性复杂,主要矿物组合为黑硬绿泥石、钠长石、叶绿泥石、绢云母等基性岩类低级变质作用矿物组合,常可见其内充填有较多黄铁矿结核;越城岭岩体东侧全州县东山见多个辉绿岩岩株。新资断陷红盆不整合于早白垩世—震旦纪地层及苗儿山-越城岭

花岗岩体之上,呈北北东向沿新宁—窑市—梅溪—资源—枫木等地蜿蜒分布,长达 70 余千米,北宽南窄,总面积达 365 km²左右,由白垩纪一套陆相粗碎屑沉积物组成的类磨拉石建造。区内断裂构造发育,主体为 NNE 向断裂。新资断裂为区内最大断裂构造,并同时发育许多 NNE 向次级断裂,它们是铀矿化的重要部位。

沙子江矿床产在苗儿山岩体中段豆乍山岩体与香草坪岩体接触带附近,香草坪岩体为印支期中粗粒黑云母花岗岩,豆乍山岩体为中粒—中细粒黑(二)云母二长花岗岩,最新锆石 SHRIMP U-Pb 年代学数据显示其成岩年代为 228 Ma 左右(谢晓华等,2008)。矿化段花岗岩蚀变作用发育,蚀变带宽,近矿段常表现为强的赤铁矿化、黄铁矿化、绿泥石化、钾钠长石化、高岭土化;远矿段为白云母化;无矿化段蚀变作用弱或无。矿区构造发育,并伴有较多次级构造裂隙,呈束状构造群排列。构造变异部位及两岩体的接触带常控制了铀矿化的分布。矿体多呈透镜状、脉状及楔状侧幕式排列,具尖灭再现、膨胀收缩、分支复合等特点,矿体产状及形态与矿床内断裂近一致。矿石矿物主要为沥青铀矿,呈浸染状、脉状、肾状及球粒状等产出。另有铀黑、钙铀云母、铜铀云母、钙铀矿等次生铀矿物。与成矿关系紧密的脉石矿物主要有微晶石英、紫黑色萤石及酱红色方解石等。

2 样品采集及分析方法

笔者的初衷是用 U-Pb 等时线方法,精确厘定沙子江矿床铀成矿年代,为此参阅了国内外众多铀矿床同类研究。为了成功拟合铀矿床 U-Pb 年龄,众多研究者进行了诸多样品采集方案的尝试,主要有以下 3 种:①拟合年龄的一组样品全部由沥青铀矿、品质铀矿等铀单矿物组成(Ludwig et al., 1981, 1982, 1985, 1987; Cunningham et al., 1982; 夏毓亮等,1984;黄世杰等,1985;徐伟昌等,1988;邓平等,2003;范洪海等,2003;张国全,2008),该方案拟合的年龄可信度高,但是,样品采集难度大,野外实际采样中通常是沿同一期铀矿脉走向及倾向方向间隔采集,但由于铀成矿作用的复杂性,多期铀成矿作用叠加形成的铀矿脉很容易在产状上表现出同期、甚至同脉的假象。②全部由铀矿石代替铀单矿物的样品选取方案(Ludwig et al., 1981; 夏毓亮等,1984;黄世杰等,1985;徐伟昌等,1988),大大减轻了拟合铀矿床 U-Pb 年龄前期样品准备的工

作量,其理论依据是铀成矿演化至今铀矿石内 U、Pb 同位素已达到均一。然而,同位素均一程度是有待考究的,结果导致了实测中往往存在两类较大偏差:一类是混杂了围岩含铀副矿物的铀子体同位素,所测年龄数据偏大;另一类,原生铀矿物不稳定,混杂了后期蚀变了次生铀矿物的铀子体同位素,年龄数据偏小。③沥青铀矿、品质铀矿等铀单矿物及与其共生的黄铁矿、方铅矿等脉石矿物结合(Hills, 1976; Zartman et al., 2009),其理论依据是两者的 U-Pb 同位素计时体系同时开启。然而,实际情况是野外产状上与铀矿物共生的黄铁矿、方铅矿等脉石矿物成因复杂,很难保证它们与铀矿物的 U、Pb 同源及同期性。

本次研究全部以沥青铀矿为对象,6 件样品采自沙子江矿床内两个矿体,全部在坑道内定点采集。编号 I-1 至 I-5 的 5 个样品采自 02 号矿体沥青铀矿脉,脉宽 2~3 cm,连续性好,沿天井自 1320 m 中段至 1360 m 中段,沿矿体走向及倾向方向间隔取样。编号 II-6 的样品采自 II-9 号矿体 1400 m 中段主斜坡道沥青铀矿脉。编号 Ag-329 及 Ag-47 的两个样品为前人测试数据,样品也为沥青铀矿脉,与赤铁矿或黄铁矿紧密共生。

样品经常规粉碎至小于 300 目,用去离子水(最大程度减小样品中 U 及 Pb 的丢失)反复淘洗至大多数比重较小杂质除去,烘干后在双目镜下挑纯,可观察到新鲜样品颗粒为黑色、黑褐色,具沥青光泽或半金属光泽。重点仔细挑去暗黑色、灰黑色暗淡光泽或无光泽的铀黑及色彩鲜艳且具玻璃光泽的各类次生铀矿物。分析测试工作在核工业北京地质研究院分析测试中心完成,U、Pb 含量采用同位素稀释高分辨率等离子体质谱法测定,Pb 同位素比值使用 IsoProbe-T 质谱仪(英国 GV instruments Ltd.)完成,对 1 μg 铅的²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb 测量精度≤0.005%,详细分析流程见中华人民共和国核工业行业标准(2007)。由于沥青铀矿中初始 Pb 含量高,为消除初始 Pb 扣除带来的不确定性(Hon et al., 1985),本文选择 U-Pb 等时线图解。另外,²³⁸U 和²³⁵U 的相对丰度和半衰期存在差异,样品中放射性成因²⁰⁷Pb 的丰度约为放射性成因²⁰⁶Pb 的 1/20,所得²⁰⁶Pb/²³⁸U 值精度远高于²⁰⁷Pb/²³⁵U 及²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb,本文选用²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄值。

3 测试结果

沙子江矿床 6 件沥青铀矿 U-Pb 同位素分析结

果列于表1,可以看出表1中给出的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表观年龄非常分散。王从周(1985)研究认为3种因素会导致同位素地质年龄的分散:样品的后生变化引起元素化学封闭体系的破坏,使放射性元素的子体、母体发生增减,测试误差以及初始Pb校正所带来的误差。本次研究所用样品新鲜,后生变化不显著,测试误差影响有限。笔者认为,由于沥青铀矿中初始Pb的准确扣除非常困难,表1中表观年龄分散应该主要是由于初始Pb扣除不当造成的。关于U-Pb同位素表观年龄的真实性前人已有较多论述(Ludwig, 1978, 1979; Ludwig et al., 1984; 李志昌等, 2004),本次研究对表观年龄与真实年龄关系进行了模拟计算,表明合理的初始Pb扣除可以获

得与真实年龄(M_0)较为一致的表观年龄。然而,现实情况是无论采用何种初始Pb扣除方案,都存在扣除初始Pb值与矿物实际初始Pb值的差异。此时,可以用 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值来判断所得表观年龄的可靠性:其值越大,所获得的表观年龄越接近真实年龄。足够大的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值(大于 a_2)能够获得与真实年龄逼近的表观年龄;其值较小时(小于 a_1),所获得的表观年龄已经失去了意义。而且,当扣除初始Pb值小于矿物实际初始Pb值时,所获得的表观年龄将大于真实年龄,甚至会出现成矿年龄大于成岩年龄(M_1)的假象,如图中(M_1, a_0)点;当扣除初始Pb值大于矿物实际初始Pb值时,所获得的表观年龄则小于真实年龄(图2)。

表1 沙子江铀矿床沥青铀矿U-Pb同位素测试结果

Table 1 U-Pb isotope composition of pitchblende samples from the Shazijiang uranium ore deposit

样号	含量		Pb同位素组成(atom%)				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	t_{206} (Ma)
	U(%)	Pb(%)	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb			
I-1	66.2	0.7997	0.157	86.880	6.727	6.235	553.38	45336.58	75.6
I-2	60.7	0.9314	0.118	88.799	6.408	4.675	752.53	47481.17	98.9
I-3	67.9	0.9769	0.110	89.490	6.065	4.336	813.55	54320.17	93.7
I-4	58.8	0.7479	0.174	86.062	6.882	6.882	494.61	38854.05	78.5
I-5	66.8	0.6104	0.048	92.779	5.277	1.896	1932.90	195944.70	62.7
II-6	76.8	1.1415	0.013	94.660	4.838	0.489	7281.54	444720.96	104.4
Ag-329 ^①	72.6	0.6080	0.038	93.340	5.178	1.442	2456.32	270042.89	57.9
Ag-47 ^①	46.9	0.6000	0.140	89.490	6.350	4.010	639.21	47971.76	82.9

注:普通Pb扣除采用Pb单阶段演化模型(Doe et al., 1974),年龄计算常数: $t_0 = 4430$ Ma, $a_0 = 9.307$, $b_0 = 10.294$, $\lambda_{238} = 0.155125 \times 10^{-9} / \text{a}$, $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$,表2数据计算方法及参数与表1相同;①数据由广西310核地质大队提供。

结合以上论述,本次分析数据我们得到两个成矿年代。采自02号矿体编号I-1至I-5的5个样品,结合收集到的前人2个测试数据,拟合出很好的沥青铀矿U-Pb等时线,所得等时线年龄为 53.0 ± 6.4 Ma(图3)。采自II-9号矿体编号II-6的样品与其他所有样品测试获得的数据无线性关系。测试所用样品新鲜,可以排除后生变化影响,而且获得的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值高达7281.54,初始Pb扣除对其计算所得表观年龄影响非常有限,笔者认为所获得的104.4 Ma逼近真实值,可能代表了矿床内另外一期成矿作用的年代。

4 讨论

4.1 成矿年代

前人研究认为,华南热液铀矿床几乎都形成于晚白垩世—第三纪(李耀崧, 1982; 张国全, 2008),且诸多矿床都存在大于100 Ma的早期铀成矿作用。沙子江矿床是否也存在这样的早期铀成矿作用? 本次研究获得的104.4 Ma似乎从同位素分析角度给

予了肯定回答,但是更多野外基础地质方面的证据有待深入调查。采样的II-9号矿体沥青铀矿脉体较宽,可达7~8 cm,但延伸较短,规模不大,矿石致密。矿床内更多的矿体是与本次研究的02号矿体特征类似,沥青铀矿脉较细,走向及倾向方向延伸都很长,成矿规模大,矿石较疏松。等时线拟合成矿年代为 53.0 ± 6.4 Ma,可能代表了沙子江矿床的主要成矿年代。不能回避讨论的是等时线拟合所得初始Pb值高达265.97,当然,该值存在一定的不确定性,增加拟合等时线的样品数其值会有变化,但是高异常初始Pb值存在是肯定的。沥青铀矿样品中初始Pb主要有两个来源:①分布于铀矿物形成之前已经存在于围岩中的Pb;②随成矿流体迁移,参与铀成矿并构成铀矿体的Pb。前者与锆石中初始Pb来源类似,后者则是因某一地质事件使先存的铀矿物重新活化聚集成矿,导致U-Pb同位素地质时钟重启,此时初始Pb信息保留着先存铀矿物U-Pb体系中积累的放射性成因Pb。先存铀矿物有可能是铀源区晶质铀矿、铀方钍矿及钛铀矿等形式存在的

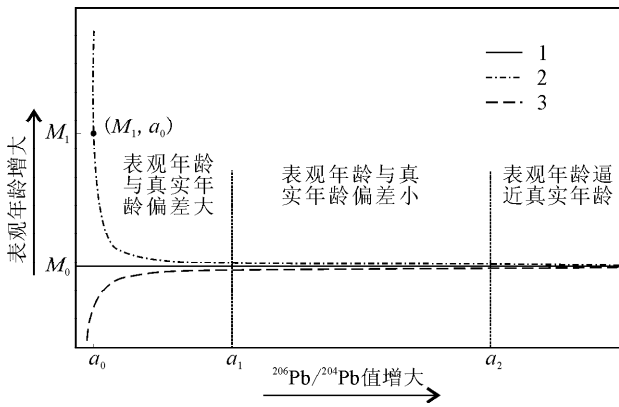


图 2 不同初始 Pb 扣除所得表观年龄与真实年龄关系示意

Fig. 2 Relationship between apparent ages calculated from different initial Pb isotope ratios correction and true ages

1—扣除初始 Pb 值等于实际值;2—扣除初始 Pb 值小于实际值;
3—扣除初始 Pb 值大于实际值; M_0 —真实成矿年龄; M_1 —成矿
年龄; a_0 、 a_1 及 a_2 为实验测定的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值

1—Corrected initial Pb isotope ratio is equal to true value; 2—
corrected initial Pb isotope ratio is less than true value; 3—
corrected initial Pb value is more than true value; M_0 —true
mineralization age; M_1 —diagenetic age; a_0 , a_1 and a_2 represent
 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values of measurements

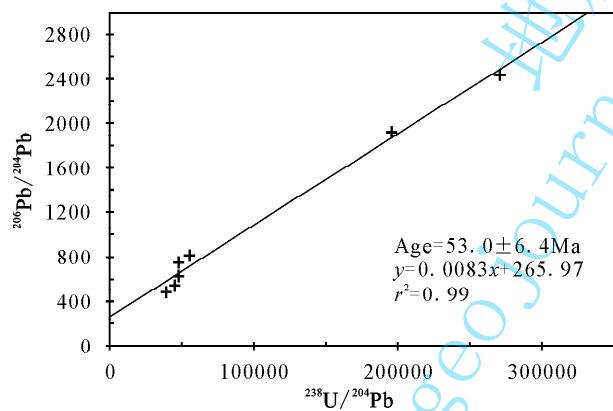


图 3 沙子江铀矿床沥青铀矿 U-Pb 等时线图解

Fig. 3 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ isochron plot of pitchblende samples from the Shazijiang uranium ore deposit

活性铀(章邦桐等,1990a,1990b),也有可能是存在 U-Pb 同位素地质时钟重启之前的铀预富集作用。笔者更倾向于后者,因为用以铀矿床 U-Pb 同位素研究的铀矿物高异常初始 Pb 值并非在所有铀矿床普遍存在,而活性铀矿物提供铀源富集成矿则是明显事实。另外,测定与用于 U-Pb 同位素研究的含铀矿物近于同时形成的低 U、Th 含量矿物的 Pb 同

位素比值,近似作为该含铀矿物初始 Pb 参考值,是锆石等 U-Pb 同位素研究中常用的方案。Both 等(1994)在研究西班牙塞拉曼加某角砾岩型铀矿床时,对与铀矿体紧密共生的方铅矿进行了 Pb 同位素分析,认为所得高的异常 Pb 值($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 2652.6 \pm 0.6\%$)是由于方铅矿结晶时混合了铀预富集 U-Pb 同位素体系中放射性成因 Pb 导致的。如此看来,本次获得的 53.0 ± 6.4 Ma 的成矿时代可能代表了该期成矿作用的最小年代。

徐伟昌等(1988)对铲子坪矿床进行了沥青铀矿 U-Pb 同位素年代学研究,测试结果列于表 2。徐伟昌等按表观年龄将样品分为两组:年龄较大者归为一组,拟合等时线年龄为 72 Ma 左右,而年龄分布于 59 Ma 至更小者归为另外一组,拟合等时线年龄为 43 Ma 左右。因为所给出的表观年龄是基于单阶段 Pb 同位素演化模式的假设计算得到的,其值除受初始 Pb 同位素值扣除影响外,样品中 U 及 Pb 的含量等因素对其影响也非常大,笔者认为这样按表观年龄人为分组是欠妥当的。笔者对 9 组数据重新进行了等时线年龄计算,结果表明:如果 9 组数据全部参与计算,则拟合结果较差;如果去掉 C-9 数据点,其他 8 个样品可以拟合出一条较好的等时线,所得等时线年龄为 74.1 ± 9.9 Ma,可能代表了铲子坪矿床主成矿期的年代(图 4)。

4.2 成矿过程及动力学环境

区内铀矿床(点、化)产于从前寒武纪到第三纪的各类岩石中,成矿成矿时差大,铀成矿显示了就地取材的特点,即铀源岩为就近的各类已固结富铀岩

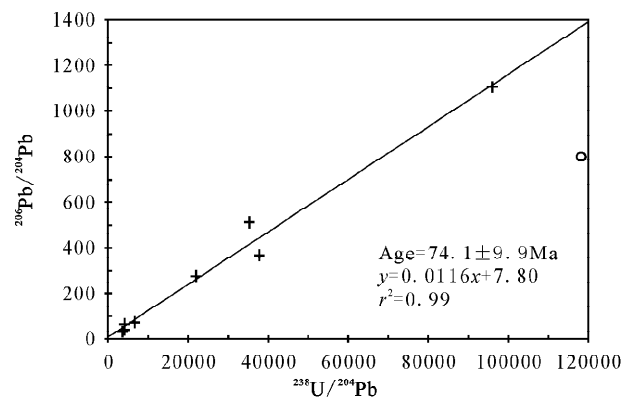


图 4 铲子坪铀矿床沥青铀矿 U-Pb 等时线图解 (空心圆圈 C-9 不参与等时线年龄计算)

Fig. 4 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ isochron plot of pitchblende samples from the Chanziping uranium ore deposit (the sample C-9 with circle was eliminated in isochron plot)

表2 铲子坪铀矿床沥青铀矿 U-Pb 同位素测试结果(据徐伟昌等,1988)

Table 2 U-Pb isotope composition of pitchblende samples from the Chanziping uranium ore deposit (after Xu et al., 1988)

样号	含量		Pb 同位素组成(atom%)				$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	t_{206} (Ma)
	U(%)	Pb(%)	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb			
C-1	70.46	0.934	0.300	83.130	7.270	9.300	277.10	21628.73	76.6
C-2	60.43	0.663	0.082	90.610	6.262	3.120	1105.00	95615.89	72.8
C-3	50.72	1.107	1.120	34.860	18.910	45.110	31.13	3532.20	22.8
C-4	41.10	0.853	1.056	39.660	17.360	42.860	37.56	3975.62	30.6
C-5	54.64	1.000	0.716	54.580	13.480	30.670	76.23	6542.80	56.5
C-6	53.13	1.345	0.810	54.540	14.110	30.530	67.33	4204.00	74.3
C-7	54.12	0.549	0.225	82.180	8.190	9.410	365.24	37684.97	59.0
C-8	53.20	0.790	0.165	84.620	7.500	7.710	512.85	35321.28	89.6
C-9	45.94	0.303	0.110	88.220	6.710	4.950	802.00	118489.96	42.5

石。围岩蚀变等因素可能导致了主成矿期之前部分矿床铀的预富集。然而,主成矿期必定存在某一主导因素导致了铀的大规模活化迁移,那么是什么因素导致了铀的大规模活化迁移呢?目前,铀在成矿热液中主要以碳酸铀酰络离子 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_n^{2(1-n)}$ 形式迁移已取得了较多共识(Cuney, 1978; Leroy, 1978; McLennan et al., 1979; Michard et al., 1987; 胡瑞忠等, 1990, 1993, 2004),成矿流体中 CO_2 的加入对铀的活化迁移至关重要。笔者对沙子江矿床内与矿体关系紧密的方解石脉体进行了广泛的采样,进行了碳同位素分析,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值比较均一,分布在 $-2.8\text{‰} \sim -11.0\text{‰}$ ($n=22$),大部分分布在 $-5.0\text{‰} \sim -9.0\text{‰}$ ($n=14$),属幔源碳范围(石少华等, 2009)。由此看来,区内铀的大规模活化迁移可能主要受控于地幔来源 CO_2 的加入。铀的沉淀聚集则可能是多种因素耦合作用的结果,目前基本可以证实的有:①富铀热液减压沸腾, CO_2 大量损耗,导致铀沉淀。沙子江矿床内流体包裹体中含(多)子晶高盐度包裹体与低盐度包裹体共存,且均一温度较一致,纯气相包裹体随机镶嵌分布,暗示了成矿流体可能发生了沸腾作用(包裹体数据待发表);沙子江矿床内 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}-\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 相关图解显示两者呈明显负相关关系,也暗示了成矿流体发生了 CO_2 去气作用(Zheng, 1990; 石少华等, 2009)。②含铀热液氧化还原电位或氧逸度降低,导致碳酸铀酰络离子解体 U^{6+} 还原为 U^{4+} 沉淀成矿。产铀部位常具强烈围岩蚀变,铀矿体与硅质脉、黄铁矿脉或赤铁矿脉等密切共生。推测提供铀沉淀部位的还原剂可能是多样的:二价铁(Fe^{2+})、硫化物(S^{2-})、某些围岩蚀变所营造的还原环境等。地幔来源 CO_2 主要为区域岩石圈伸展导致地幔脱气作用产生。目前,对晚中生代以来华南地区主要处于伸展应力环境,发生了岩石圈大减薄已取得了较多共识(李

献华, 1999; 朱炳泉等, 2002; 毛景文等, 2004; 胡瑞忠等, 2004; 谢桂青等, 2005; 荆光福等, 2008; Hu et al., 2008)。胡瑞忠等(2004)、Hu等(2008)统计研究表明华南地区岩石圈伸展是分期进行的(145~135 Ma、125~115 Ma、110~100 Ma、95~85 Ma、75~70 Ma、55~45 Ma),铀成矿时代正好与岩石圈伸展事件的时代有很好的对应关系,并认为岩石圈伸展通过向成矿流体提供幔源 CO_2 等矿化剂而制约了铀的成矿时代。本次研究获得的 104.4 Ma、 74.1 ± 9.9 Ma 及 53.0 ± 6.4 Ma 的铀成矿年代与上述统计得到的华南地区几次岩石圈伸展作用在时代上吻合,暗示了铀成矿受控于岩石圈伸展这一大的动力学环境,区内发育的新资断陷红盆及基性脉岩都是岩石圈伸展的直接证据。

5 结论及存在的问题

(1)沙子江矿床存在早晚两期铀成矿作用,成矿年代分别为 104.4 Ma 及 53.0 ± 6.4 Ma。结合铲子坪矿床主成矿期年代 74.1 ± 9.9 Ma,它们可能分别代表了苗儿山矿田 3 期主要铀成矿作用的时期。

(2)沙子江矿床沥青铀矿极高初始 Pb 值是由于 U-Pb 同位素地质时钟重启所致,暗示了主成矿期之前发生了铀的预富集作用。

(3)3 期成矿作用与华南地区几次主要岩石圈伸展作用在时代上吻合,暗示了铀成矿受制于岩石圈伸展的动力学环境。岩石圈伸展引起地幔脱气产生的 CO_2 加入成矿流体,导致铀的大规模活化迁移;而铀的沉淀聚集则是富铀热液减压沸腾发生 CO_2 去气、氧化还原电位或氧逸度降低等因素耦合作用的结果。

(4)区内新资断陷红盆及较多的基性脉岩是区域岩石圈伸展的产物,新资断陷红盆为晚白垩纪产物,而基性脉岩反映的岩石圈伸展时代是否与本次

获得的苗儿山矿田成矿年代一致,有待精确的基性脉岩年代学工作支持。

(5) 沙子江矿床 104.4 Ma 早期铀成矿作用的地质证据有待更详细野外工作论证,在样品采集条件允许时,可补充开展该期成矿作用 U-Pb 等时线工作。

致谢:野外工作得到了金原铀业公司桂林分公司、广西 310 核地质大队及核工业 230 研究所的大力帮助,沥青铀矿单矿物分选由核工业北京地质研究院朱荆富高级工程师完成,成文过程中与核工业北京地质研究院范洪海研究员及中国科学院地质与地球物理研究所许荣华研究员进行了有益的探讨,中国科学院广州地球化学研究所裘愉卓研究员、中国科学院地球化学研究所张乾研究员及核工业北京地质研究院夏毓亮研究员审阅了初稿,并给予了悉心的指导,审稿专家及编辑部对完善本文给予了宝贵意见和建议,作者在此一并表示衷心的感谢。

注 释

- ① 中国核工业地质局. 2005. 中南铀矿地质志.
- ② 广西 310 核地质大队. 1991. 新资盆地黄沙江一湾底地段白垩系地层层序初步研究报告.

参 考 文 献

邓平,沈渭洲,凌洪飞,叶海敏,王学成,濮灏,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.

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.

方适宜,范立亭,朱康任,舒孝敬,欧阳平宁,肖建军. 2007. 孟公界花岗岩型脉状铀矿床成矿构造研究及找矿预测. *铀矿地质*, 23(3): 138~144.

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 CO₂ 来源研究. *中国科学(B辑)*, 2: 189~196.

胡瑞忠,毕献武,苏文超,彭建堂,李朝阳. 2004. 华南白垩—第三纪地壳拉张与铀成矿的关系. *地质前缘*, 11(1): 153~160.

黄世杰,夏毓亮,徐伟昌. 1985. 铲子坪铀矿床成因机制的同位素地质学研究. *铀矿地质*, 1(5): 10~18.

李献华. 1999. 华南白垩纪岩浆活动与岩石圈伸展——地质年代学和地球化学制约. 见:中国科学院地球化学研究所编. *资源环境与可持续发展*. 北京: 科学出版社, 264~275.

李耀崧. 1982. 华南花岗岩型铀矿床成矿时代及成因探讨. 见:杜乐天主编. *花岗岩型铀矿文集*. 北京:原子能出版社, 357.

李志昌,路远发,黄圭成. 2004. 放射性同位素地质学方法与进展. 武汉:中国地质大学出版社, 145~207.

毛景文,谢桂青,李晓峰,张长青,梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展. *地质前缘*, 11(1): 45~55.

石少华,胡瑞忠,温汉捷,孙如良,王加昇,陈恒. 2009. 桂北沙子江铀矿床碳、氧、硫同位素特征及其对成矿过程的指示. *矿物学报(增*

刊), 29: 326~327.

孙涛,王志成,陈培荣,周新民. 2007. 南岭地区晚中生代北带花岗岩研究——苗儿山—越城岭岩体. 见:周新民主编. *南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化*. 北京:科学出版社, 504~520.

王从周. 1985. 中国花岗岩型铀矿床地质特征. 北京:原子能出版社, 290~298.

王志成. 2002. 南岭湘桂段中生代壳源岩浆作用和铀成矿作用. 南京:南京大学博士学位论文, 35~37.

夏毓亮,张彩娥. 1984. 粤北某铀矿床 U-Pb 同位素体系演化特征及成矿模式探讨. *地球化学*, 2: 153~160.

谢桂青,毛景文,胡瑞忠,李瑞玲,曹建劲. 2005. 中国东南部中—新生代地球动力学背景若干问题的讨论. *地质论评*, 51(6): 613~620.

谢晓华,陈卫锋,赵葵东,孙涛,陈培荣,蒋少涌,朱康任,李妮妮. 2008. 桂东北豆仵山花岗岩年代学与地球化学特征. *岩石学报*, 24(6): 1302~1312.

刑光福,卢清地,陈荣,张正义,聂童春,李龙明,黄家龙,林敏. 2008. 华南晚中生代构造体制转折结束时限研究——兼与华北燕山区对比. *地质学报*, 82(4): 451~463.

徐伟昌,黄世杰,夏毓亮. 1988. 铲子坪铀矿床铅-铀同位素演化体系的研究. *华东地质学院学报*, 21(1): 11~21.

张国全. 2008. 华南热液铀矿床地球化学研究——以 302 铀矿床为例. 贵阳:中国科学院地球化学研究所博士学位论文, 32~37.

章邦桐,陈祖伊. 1990a. 内生铀矿床及其研究方法. 北京:原子能出版社, 41~45.

章邦桐,吴俊奇,邱志力,刘义. 1990b. 热液蚀变与铀成矿富集作用的关系. *地质论评*, 36(2): 239~245.

中华人民共和国核行业标准. 2007. 沥青铀矿、品质铀矿的年龄测定方法. 国防科学技术工业委员会发布.

朱炳泉,王慧芬,陈毓蔚,常向阳,胡耀国,谢静. 2002. 新生代华夏岩石圈减薄与东亚边缘海盆构造演化的年代学与地球化学制约研究. *地球化学*, 31(3): 213~221.

Both R A, Arribas A, de Saint-André B. 1994. The origin of breccia-hosted uranium deposits in carbonaceous metasediments of the Iberian Peninsula: U-Pb geochronology and stable isotope studies of the Fédeposit, Salamanca Province, Spain. *Economic Geology*, 89: 584~601.

Cuney M. 1978. Geological environment, mineralogy and fluid inclusions of the Bois Noirs-Limouzat uranium vein, Forez, France. *Economic Geology*, 73: 1567~1610.

Cunningham C G, Ludwig K R, Naeser C W. 1982. Geochronology of hydrothermal uranium deposits and associated igneous rocks in the eastern source area of the Mount Belknap Volcanics, Marysvale, Utah. *Economic Geology*, 77: 453~463.

Doe B R, Stacey J S. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. *Economic Geology*, 69: 757~776.

Hills J H. 1976. Pitchblende and galena ages in the Alligator rivers region, Northern Territory, Australia. *Mineralium Deposita*, 11: 133~154.

Hon K, Ludwig K R, Simmons K R. 1985. U-Pb isochron age and Pb isotope systematics of the Golden Fleece vein——implications for the relationship of mineralization to the Lake City Caldera, Western San Juan Mountains, Colorado. *Economic Geology*, 80: 410~417.

Hu R Z, Bi X W, Zhou M F, Peng J T, Su W C, Liu S, Qi H W. 2008. Uranium metallogenesis in South China and its

- relationship to crustal extension during the Cretaceous to Tertiary. *Economic Geology*, 103: 583~598.
- Leroy J. 1978. The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille District (western Massif Central, France): geologic and fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 1978. 73(8): 1611~1634.
- Ludwig K R. 1978. Uranium-daughter migration and U/Pb isotope apparent ages of uranium ores, Shirley Basin, Wyoming. *Economic Geology*, 73: 29~49.
- Ludwig K R. 1979. Age of uranium mineralization in the Gas Hills and Crooks Gap Districts, Wyoming, as indicated by U-Pb isotope apparent ages. *Economic Geology*, 74: 1654~1668.
- Ludwig K R, Nash J T, Naeser C W. 1981. U-Pb isotope systematics and age of uranium mineralization, Midnite mine, Washington. *Economic Geology*, 76: 89~110.
- Ludwig K R, Goldhaber M B, Reynolds R L, Simmons K R. 1982. Uranium-lead isochron age and preliminary sulfur isotope systematics of the Felder uranium deposit, south Texas. *Economic Geology*, 77: 557~563.
- Ludwig K R, Simmons K R, Webster J D. 1984. U-Pb isotope systematics and apparent ages of uranium ores, Ambrosia Lake and Smith Lake districts, Grants mineral belt, New Mexico. *Economic Geology*, 79: 322~337.
- Ludwig K R, Wallace A R, Simmons K R. 1985. The Schwartzwalder uranium deposit, II: age of uranium mineralization and lead isotope constraints on genesis. *Economic Geology*, 80: 1858~1871.
- Ludwig K R, Grauch R I, Nutt C J, Nash J T, David Frishman, Simmons K R. 1987. Age of uranium mineralization at the Jabiluka and Ranger deposits, Northern Territory, Australia: new U-Pb isotope evidence. *Economic Geology*, 82: 857~874.
- McLennan S M, Taylor S R. 1979. Rare earth element mobility associated with uranium mineralization. *Nature*, 282: 247~250.
- Michard A, Beaucarite C, Michard G. 1987. Uranium and rare earth element in CO₂-rich waters from Vals-les-Basins (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 901~909.
- Zartman R E, Smith J V. 2009. Mineralogy and U-Th-Pb age of uranium-bearing jasperoid vein, Sunshine mine, Coeur d'Alene district, Idaho, USA. *Chemical Geology*, 261: 185~195.
- Zheng Y F. 1990. Carbon-oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂. *Mineralium Deposita*, 25: 246~250.

Geochronology of the Shazijiang Uranium Ore Deposit, Northern Guangxi, China: U-Pb Ages of Pitchblende and Their Geological Significance

SHI Shaohua^{1, 2)}, HU Ruizhong¹⁾, WEN Hanjie¹⁾,
SUN Ruliang³⁾, WANG Jiasheng^{1, 2)}, CHEN Heng^{1, 2)}

1) *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002;*

2) *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049;*

3) *No. 310 Guangxi Geological Party, China National Nuclear Corporation, Guilin, Guangxi, 541213*

Abstract

Miaoershan uranium ore field, one of the five large-scale uranium ore fields in central South China, hosts the largest carbonaceous-siliceous-pelitic rock type uranium ore deposit in China—the Chanziping uranium ore deposit, along with many other granite-type uranium deposits. The Shazijiang deposit is one of important granite-type uranium deposits in the ore field. Pitchblende is not only ideal sample to date uranium mineralization directly but good mineral for measurement of U-Pb isotope testing as well. U-Pb isotope measurements of pitchblende samples from the Shazijiang uranium ore deposit in northern Guangxi of China indicate that there existed two mineralization stages, 104.4 Ma and 53.0 ± 6.4 Ma. Combined with the major mineralization age of 74.1 ± 9.9 Ma for the Chanziping uranium ore deposit, three major mineralization stages can be defined for the Miaoershan uranium ore field (104.4 Ma, 74.1 ± 9.9 Ma and 53.0 ± 6.4 Ma). High initial Pb isotope ratio obtained by pitchblende U-Pb isochron method for the Shazijiang uranium ore deposit suggests that pre-mineralization had already occurred before this major mineralization stage. Three major mineralization stages are consistent with epochs of lithospheric extension in South China as indicated by mafic dikes geochronology, implying that uranium mineralization was constrained by the geodynamic setting of lithospheric extension.

Key words: pitchblende; U-Pb isotope; apparent age; isochron age; Shazijiang; Miaoershan