

文章编号: 0258-7106(2006)01-0071-12

粤北石土岭铀矿床同位素地球化学研究*

朱 捌^{1,3}, 凌洪飞², 沈渭洲², 高剑峰², 邓 平³, 黄国龙³, 谭正中³

(1 成都理工大学地球科学学院, 四川 成都 610059; 2 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学系, 江苏 南京 210093; 3 核工业 290 研究所, 广东 韶关 512026)

摘 要 石土岭铀矿床位于贵东岩体东南部与寒武纪浅变质岩接触带的内带, 矿区内 NWW 向和 NNE 向基性岩脉十分发育。矿体主要赋存于帽峰岩体中, 呈脉状产出, 并受近 EW 向裂隙构造控制。沥青铀矿的 U-Pb 年龄 (135 Ma) 与帽峰岩体的年龄 (220 Ma) 相差明显, 但与 NWW 向辉绿岩脉的年龄 (143 Ma) 十分接近。矿石中黄铁矿的初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (0.71315~0.72579) 介于成矿期间辉绿岩的值 (0.70449~0.70632) 与帽峰和下庄岩体演化至成矿时期 (135 Ma) 的值 (0.75058~0.99507) 之间, 黄铁矿的铅同位素组成呈线性分布, 为基底变质岩铅与帽峰岩体铅及辉绿岩铅之间不同程度的混合。Sr、Pb 同位素组成显示出成矿组分多来源特征; 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 2.0\text{‰} \sim 8.1\text{‰}$, $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} = -63\text{‰} \sim -51\text{‰}$, 反映出成矿流体主要由幔源流体组成; 方解石的 $\delta^{13}\text{C} = -8.3\text{‰}$, 表明矿化剂 ΣCO_2 也来自地幔。因此, 幔源流体在石土岭铀矿床的形成中具有十分重要的意义。

关键词 地球化学; 同位素; 幔源流体; 成矿物质来源; 石土岭铀矿床; 粤北

中图分类号: P619.14; P597+.2

文献标识码: A

Isotopic geochemistry of Shituling uranium deposit, northern Guangdong Province, China

ZHU Ba^{1,3}, LING HongFei², SHEN WeiZhou², GAO JianFeng², DENG Ping³,
HUANG GuoLong³ and TAN ZhengZhong³

(1 Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2 Department of Earth Sciences and State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 3 No. 290 Research Institute, CNNC, Shaoguan 512026, Guangdong, China)

Abstract

The Shituling uranium deposit is located on the granitic side of the contact zone between the southeastern part of Guidong granite and the Precambrian low-grade metamorphic rocks. There occur many NWW- and NNE-striking basic veins in this area. The veinlike ore bodies mainly hosted in Maofeng granite are controlled by EW-trending fissure structures. The U-Pb age of uraninite (135 Ma) is obviously different from the formation age of Maofeng granite but close to the age of NWW-trending diabase veins. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of pyrite (0.71315~0.72579) in the ore are between those of NWW-striking diabase (0.70449~0.70632) and Maofeng and Xiazhuang granites (0.75058~0.99507) at 135 Ma. The linear Pb isotope distribution of pyrite from the ore indicates that Pb in the ore was a mixture of Pb derived from the basement metamorphic rock, Maofeng granite and diabase. The Sr and Pb isotopes show multiple-source characteristics of the ore-forming components. The ore-forming fluids have $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ of 2.0‰~8.1‰ and $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ of -63‰~-51‰, suggesting that the ore-

* 本文得到国家自然科学基金重点项目(40132010)、高等学校博士学科点专项基金(20040284039)和创新群体项目(40221301)的资助
第一作者简介: 朱 捌,男,1966年生,高级工程师,在读博士研究生,主要从事铀矿地质勘查工作。E-mail: zhb@290.net.cn
收稿日期: 2005-06-03; 改回日期: 2005-09-08。

forming fluids were mainly composed of mantle fluids. The calcite $\delta^{13}\text{C}$ of -8.3‰ suggests that the ΣCO_2 in the fluids came from the mantle. Therefore, the mantle fluids might have played an important role in uranium mineralization of the Shituling uranium deposit.

Key words: geochemistry, isotope, mantle fluids, source of ore-forming components, Shituling uranium deposit; northern Guangdong Province

在粤北下庄铀矿田中,石土岭矿床以成矿时间早、成矿温度高、矿床类型属碱交代型而明显有别于其他硅化带型和“交点型”矿床(所谓“交点型”铀矿床是指铀矿床产于NE向或NNE向硅化构造带与NWW向中基性岩脉的交汇部位)。但该矿床的研究程度较低,已有的研究(倪师军,1986;张彦春,2002;吴烈勤等,2003)虽从不同侧面描述了一些成矿特征,但不够系统、全面。本文试图从较为系统的同位素地球化学研究着手,查明该矿床的成矿流体与成矿物质来源,并在此基础上阐明该矿床的成因机制,以加深对华南花岗岩型铀矿床,尤其是碱交代型铀矿床成矿机理的认识。

1 矿床地质特征

石土岭铀矿床位于贵东复式花岗岩体东部的帽峰岩体东南缘及下庄花岗岩与寒武系浅变质岩接触带的内带(图1)。矿区内出露的岩石包括:主要由变质砂岩、石英砂岩、板岩和千枚岩等组成的寒武系牛角河群浅变质岩,印支期下庄花岗岩(单颗粒锆石的U-Pb年龄为 $(228.0 \pm 0.5)\text{Ma}$ (孙涛等,2003)),印支期帽峰花岗岩(单颗粒锆石的U-Pb年龄为 $(219.6 \pm 0.9)\text{Ma}$ (凌洪飞等,2005)),燕山早期石土岭岩体(151 Ma),以及黄陂-张光营组辉绿岩(K-Ar年龄为142.6 Ma(李献华等,1997)),细晶岩、伟晶岩、正长岩和辉绿玢岩等规模不等的脉岩。

与下庄矿田内其他主要赋存于中粒似斑状黑云母/二云母花岗岩中的铀矿床明显不同的是,石土岭矿床绝大部分矿体(90%)赋存在细粒不等粒二云母花岗岩(帽峰岩体)中,仅少部分赋存于下庄花岗岩和正长岩中。铀矿体呈脉状产出,主要矿体受近EW向裂隙构造的控制,其特点是单个裂隙的规模较小,但密集成群出现。裂隙群产状陡、延伸大。仅有少量铀矿体赋存在NNE向裂隙中。

矿床内的矿石矿物以沥青铀矿为主,与其共生的金属矿物虽然种类繁多(如黄铁矿、黑钨矿、方铅矿、辉钼矿、赤铁矿、闪锌矿、辉铜矿、黄铜矿和白铁

矿等),但量少。沥青铀矿既可呈脉状、网脉状产出,也可呈显微粒状或脉状分散于绿泥石化岩石中。脉石矿物有石英、绢云母和少量方解石、萤石及绿泥石,主要以细分散状形式产出。

根据该矿床的矿物共生组合特征,大致可划分出2个成矿阶段:①成矿早期阶段,主要形成黑钨矿和高温石英;②成矿阶段,包括沥青铀矿-赤铁矿-多金属硫化物组合和沥青铀矿-钠长石组合。采用单矿物(沥青铀矿)爆裂法测定的主成矿阶段温度高达 $290\sim 338\text{℃}$ (平均为 318℃ (倪师军,1986)),高于下庄矿田其他铀矿床的成矿温度($200\sim 250\text{℃}$ (王学成,1986;金景福等,1990))。

矿区范围内围岩蚀变强烈,其中成矿早期蚀变包括白云母化、钾长石化、伟晶岩化、电气石化、云英岩化、绿泥石化和绢云母化等,呈面状展布;成矿期蚀变主要是硅化、绢云母化、绿泥石化、赤铁矿化和少量碳酸盐化和萤石化。

2 样品和分析方法

测试用的全岩样品是在对野外采集的样品进行薄片观察的基础上选取的。其主元素由核工业290研究所分析测试中心采用湿化学方法分析,精度优于1%。微量元素、稀土元素,以及C、O、Pb和Rb-Sr同位素由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成。微量元素和稀土元素采用Finnigan Element II型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)测定,相对标准偏差小于5%。对碳酸盐采用磷酸法制备 CO_2 ,应用MAT-252质谱计测定其碳、氧同位素组成,分析精度优于0.2‰。采用Finnigan Triton固体同位素质谱计测定Pb、Rb、Sr同位素比值,测定误差小于0.05%。对样品的Pb同位素测定结果,已根据在相同条件下同时测量的NIST标准Pb-981,采用Todt等(1996)推荐的标准值,进行了质量分馏校正。Sr同位素比值测定采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行质量分馏校正,对Sr同位素标样NIST-987测定的结果为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710263 \pm 8(2\sigma)$ 。Pb、Rb、

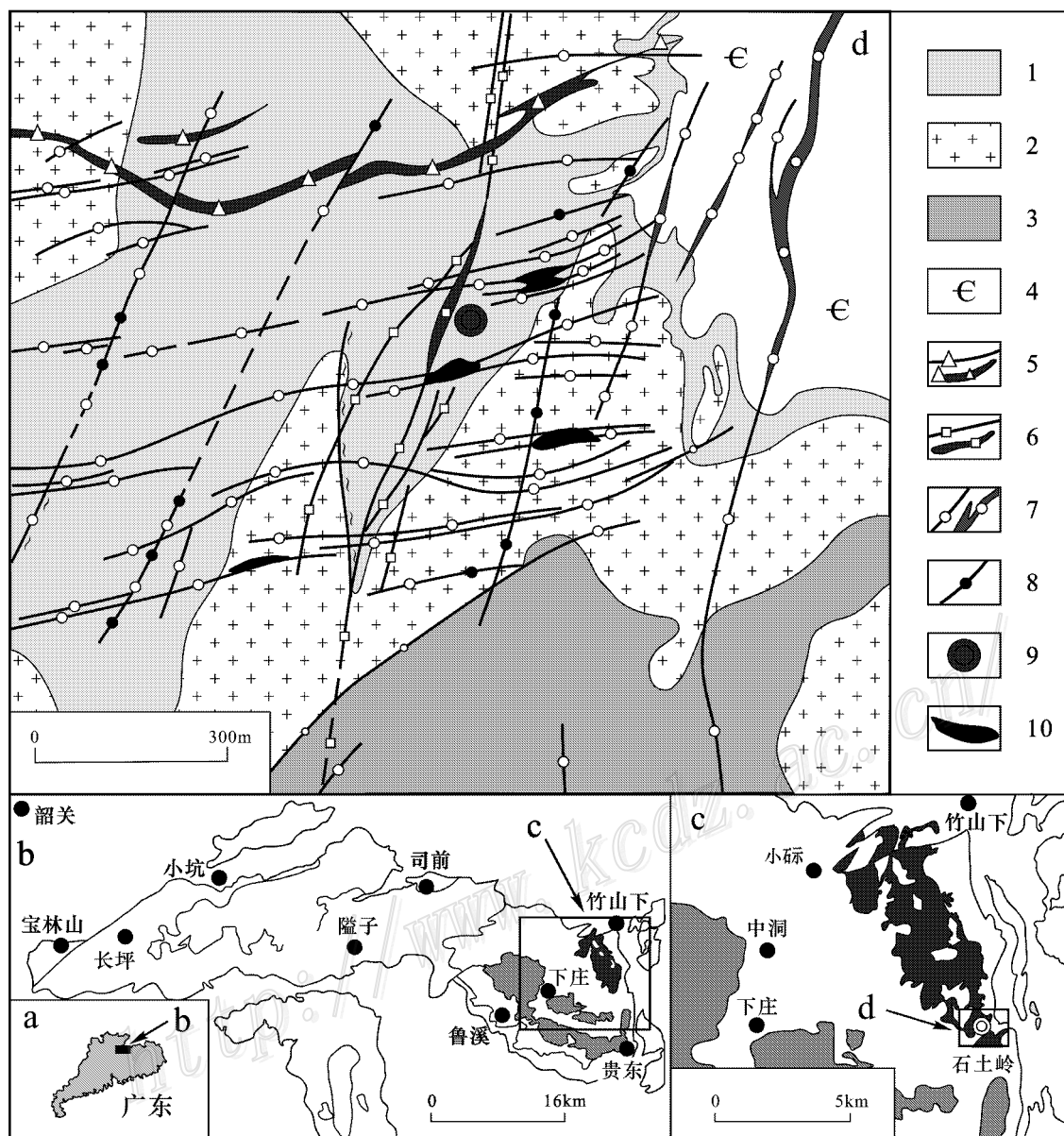


图 1 石土岭矿床地质略图

a. 研究区位置简图； b. 贵东岩体简图； c. 帽峰岩体地质简图； d. 石土岭矿床地质简图。1—帽峰岩体 2—下庄岩体 3—石土岭岩体； 4—寒武纪石英砂岩 5—辉绿岩脉 6—辉绿玢岩脉 7—硅化带 8—碎裂花岗岩 9—石土岭矿床 10—铀矿体

Fig.1 Geological sketch map of Shituling uranium deposit

a. Simplified map showing location of study area； b. Simplified map of Guidong granite； c. Simplified geological map of Maofeng granite； d. Simplified geological map of Shituling uranium deposit. 1—Maofeng granite； 2—Xiaozhuang granite 3—Shituling granite 4—Cambrian quartz sandstone 5—Diabase； 6—Diabase prophyrite 7—Silicified zone 8—Cataclastic granite 9—Shituling uranium deposit 10—Uranium ore body

Sr 的化学分离全流程空白约为 1×10^{-10} g。

选择矿床中碱交代蚀变体内的白云母进行氢、氧同位素分析。样品经粉碎后在双目镜下挑选白云母单矿物，纯度在 98% 以上。进行氧同位素分析的样品用玛瑙研钵磨碎至 180 目以下。氢、氧同位素分析由中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验

室完成。氢同位素分析采用爆裂法提取流体包裹体中的水，用锌法制备 H_2 ；白云母和全岩的氧同位素分析采用 BrF_5 法制备 CO_2 。应用 MAT-251 质谱计测定其氢、氧同位素组成，分析精度分别为 10‰ 和 0.2‰。

表1 石土岭矿床沥青铀矿 U-Pb 同位素年龄

Table 1 Pitchblende U-Pb dating of Shituling uranium deposit

序号	$\tau_{\text{U}}/\%$	$\tau_{\text{Pb}}/\%$	$^{204}\text{Pb}/\%$	$^{206}\text{Pb}/\%$	$^{207}\text{Pb}/\%$	$^{208}\text{Pb}/\%$	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	t/Ma
1	75.72	2.40	0.339	77.40	9.001	13.26	8014.9	228	181
2	51.21	1.65	0.480	65.68	11.29	22.55	5569.3	137	156
3	67.32	1.85	0.427	62.50	13.44	23.63	7290.7	145	127
4	43.82	2.83	0.803	55.57	13.69	29.94	1665.2	69	262
5	28.51	1.00	0.422	71.20	10.39	17.99	5816.2	169	184
6	36.24	1.39	0.451	67.64	11.35	20.25	4948.7	150	192
7	62.00	1.70	0.330	78.31	8.810	12.56	9510.0	237	159
8	19.56	0.67	0.598	64.27	12.13	23.00	4205.2	107	163

序号 1~6 据倪师军,1986;序号 7 据王学成,1986;序号 8 据刘汝洲等^①。

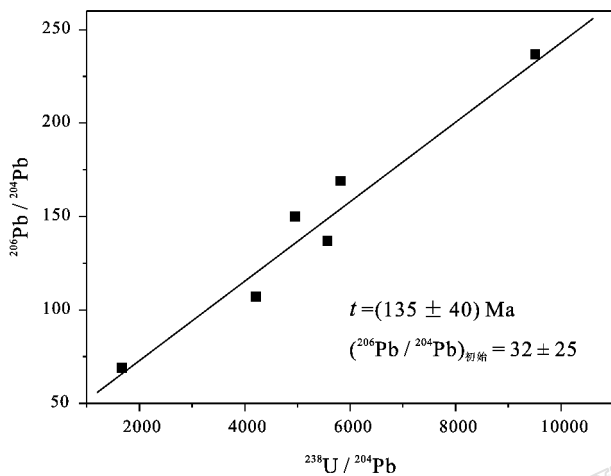


图2 石土岭矿床沥青铀矿 U-Pb 等时线年龄

Fig.2 U-Pb isochron age of pitchblende from Shituling uranium deposit

3 成矿年龄

将已有的沥青铀矿 U-Pb 同位素分析结果列于表 1。由表 1 可知,采用单阶段演化模式计算的年龄值变化相当明显,为 127~262 Ma。这种变化可能主要由模式年龄计算时初始铅扣除不合理所致。在此情况下,只有采用等时线法才可能获得可信的年龄值。因此,本文采用 Isoplot 程序来计算 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线年龄,输入参数: $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 误差为 0.5%, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 误差为 0.05%。将明显偏离相关线的 2 个样品(表 1 内的序号 1 和 3)排除后,对其余 6 个样品计算的等时线年龄为 $(135 \pm 40) \text{Ma}$ (2σ) ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_{initial} = 32.0 (图 2),与吴烈勤等

(2003)对这些数据采用最小二乘法计算的 $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线年龄 138 Ma 相一致。本文采用 135 Ma 代表石土岭矿床内碱交代型沥青铀矿的形成年龄。

4 成矿流体来源

如上所述,碱交代型沥青铀矿的形成时间(135 Ma)与碱交代岩中白云母的 K-Ar 年龄(141 Ma^②)十分相近,因此,导致碱交代作用的流体代表了成矿早期的流体。由于在矿脉中很难选取到足够数量的、可供分析氢及氧同位素组成的脉石矿物样品,因此,笔者采用分析碱交代岩中白云母的氢、氧同位素组成来进行研究。

如表 2 所示,根据白云母的氢、氧同位素组成计算得到的成矿流体的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-51.3\% \sim -63.3\%$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $6.0\% \sim 8.1\%$,代表成矿早期流体的氢、氧同位素组成;由方解石的氧同位素组成计算得到的成矿晚期流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 2.0‰。

蚀变岩石 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化特征已成为判断成矿流体来源的一种重要手段(张理刚,1989;沈渭洲,1997)。蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值主要取决于引起蚀变的热液流体的初始氧同位素组成($\delta_{\text{w}}^{\text{i}}$)和蚀变温度:在温度 $\geq 200^\circ\text{C}$ 条件下,若 $\delta_{\text{w}}^{\text{i}} > \alpha$ (如岩浆水、变质水或深循环大气降水),则蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于新鲜岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值;若 $\delta_{\text{w}}^{\text{i}} < \alpha$ (如浅部循环大气降水),则蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于新鲜岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(张理刚,1989;沈渭洲,1997;Hoefs,1987)。

对碱交代型近矿围岩蚀变带进行的氧同位素研

① 刘汝洲等,1995. 下庄矿田岩浆演化系列及成矿富集作用. 科研报告(内部资料)。

② 全国同位素地质年龄数据汇编(数据库)第一集,1975。(内部资料)。

表 2 石土岭铀矿床的氢、氧、碳同位素组成

Table 2 Hydrogen , oxygen and carbon isotopic compositions of Shituling uranium deposit

样品号	样品名称	t/℃	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$	$\delta\text{D}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
XZ-04	白云母	450	7.4		-82	8.1	-63.3
XZ-15	白云母	450	6.5		-75	7.2	-56.3
XZ-16	白云母	450	5.3		-80	6.0	-61.3
XZ-17	白云母	450	6.8		-70	7.5	-51.3
XZ-12	方解石	180	12.1	-8.3		2.0	
04-02-1	蚀变花岗岩		6.5				
04-02-2	蚀变花岗岩		4.1				
04-02-3	蚀变花岗岩		4.7				
04-02-4	蚀变花岗岩		3.4				
04-02-5	蚀变花岗岩		4.6				

测试仪器 MAT-251 质谱计 ; 测试单位 : 中国地质科学院矿产资源研究所同位素实验室。白云母的温度据倪师军 ,1986。

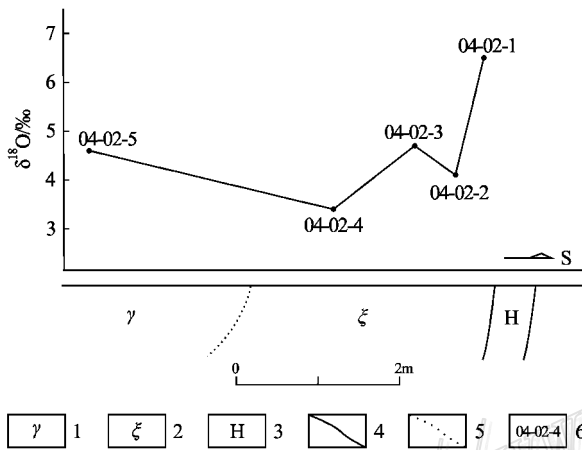


图 3 石土岭铀矿床蚀变带花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化特征
1—花岗岩 2—碱交代岩 3—铀矿脉 4—地质界线 ;
5—岩性过渡界线 6—样品号 (同表 2)

Fig.3 Variation features of $\delta^{18}\text{O}$ in alkaline metasomatic granites of Shituling Uranium deposit

1—Granites 2—Alkaline metasomatic rocks 3—Pitchblende ore vein 4—Geological boundary 5—Transitional lithologic boundary ; 6—Sample number

研究表明 , 随着远离沥青铀矿脉 , 蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值从 6.5‰ 逐渐降低至 3.4‰ (表 2 , 图 3) 。 这表明成矿流体应由富 ^{18}O ($\geq 1\text{‰}$) 的水组成。

在自然界中 , 富 ^{18}O 的水主要是变质水、岩浆水 (包括花岗岩浆水及深部幔源流体) 和深部循环的大气降水。由于矿床产在帽峰岩体内 , 其围岩都是花岗岩或寒武系板岩、千枚岩等浅变质岩 , 成矿期间区域上又未发生明显的变质作用 , 因此 , 在研究区 , 可排除变质水参与成矿流体的可能性。

图 4 是判断富 ^{18}O 成矿流体来源于岩浆水还是深部循环大气降水的一个有效图解。它是根据水-

岩交换过程中流体 δ 值变化公式 (陈振胜等 ,1992)

$$\delta_w^f = [(W/R) \times \delta_w^i + (\delta_r^i - \Delta) \times Z] / [(W/R) + Z]$$

作出的岩浆水和大气降水单独与辉绿岩发生平衡交换后成矿流体氢、氧同位素组成的演化曲线。式中 : δ_w^f 表示经水-岩交换后流体的同位素组成 ; δ_w^i 表示流体的初始同位素组成 , 其中岩浆水的 $\delta\text{D}^i = -70\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}^i = 8\text{‰}$ (Taylor et al. ,1986) , 成矿期间大气降水的 $\delta\text{D}^i = -50\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}^i = -7.5\text{‰}$ (张理刚 ,1989) ; δ_r^i 表示被交换岩石的初始同位素组成 (虽然帽峰岩体是根据石英 $\delta^{18}\text{O}$ 值估计 , 其全岩值变化明显 (3.9‰ ~ 10.8‰) (凌洪飞等 ,2005) , 但研究区内的花岗岩具有高的 $\delta^{18}\text{O}$ 值 (10.3‰ ~ 12.7‰) (王学成 ,1986 ; 凌洪飞等 ,2004) , 因此 , 可假定研究区内花岗岩的 $\delta^{18}\text{O}^i = 10.0\text{‰}$, $\delta\text{D}^i = -70\text{‰}$) ; Δ 代表流体-岩石之间的同位素分馏系数 , 对氧同位素 , 可近似表示为 $\Delta = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$, 对氢同位素 , 可近似表示为 $\Delta = -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8$; A、B、C 表示大气降水在温度为 150℃、250℃ 和 350℃ 条件下与花岗岩交换后的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化曲线 ; D、E、F 则表示原始岩浆水在温度为 350℃、250℃ 和 150℃ 条件下与花岗岩交换后的 δD 与 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化曲线。

由大气降水演化而形成的成矿流体 , 其 $\delta^{18}\text{O}$ 值可介于其初始值 (- 7.5‰) 和被交换岩石值 (10.0‰) 之间 , 但其 δD 值则肯定大于其初始值 [- 50‰ ~ - 37‰ (张理刚 ,1989 ; 金景福等 ,1990)] 。 由于石土岭铀矿床成矿流体的 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值 (- 51.3‰ ~ - 63.3‰) (表 2) 都低于当时大气降水的 δD 值 (- 50‰ ~ - 37‰) , 因此 , 该区富 ^{18}O 的成矿流体也不可能由大气降水通过深部循环而演化形成。

因而 , 形成石土岭矿床的富 ^{18}O 成矿流体 , 最可

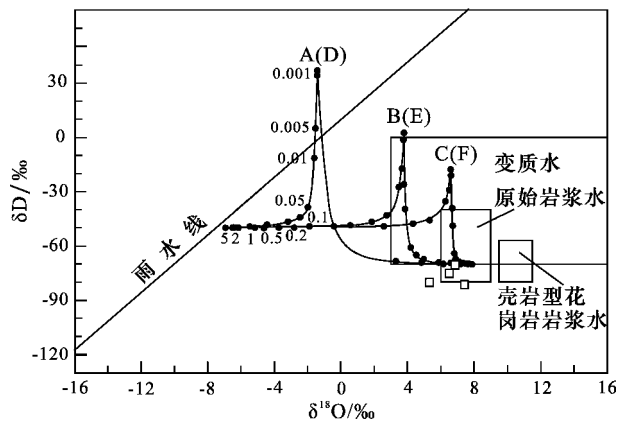


图4 石土岭矿床成矿流体的氢氧同位素组成

曲线是根据封闭体系水-岩交换公式作出的。曲线A、B、C和D、E、F分别代表150°C、250°C和350°C及不同水-岩比值(5, 2, 1, 0.5, 0.2, 0.1, 0.05, 0.01, 0.005, 0.001)条件下大气降水和原始岩浆水与围岩(花岗岩)交换平衡后流体的 δD 和 $\delta^{18}O$ 值变化曲线。计算公式见正文。计算时采用的参数如下:原始岩浆水的 $\delta D^i = -70\text{‰}$, $\delta^{18}O^i = 8\text{‰}$ (Taylor et al., 1986);该区中生代成矿时期大气降水的 $\delta D^i = -50\text{‰}$, $\delta^{18}O^i = -7.5\text{‰}$ (张理刚, 1989);假定岩石的 $\delta^{18}O^i = 10.0\text{‰}$, $\delta D^i = -70\text{‰}$; $\Delta(^{18}O) = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$, $\Delta(D) = -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8$;对氧同位素, $Z = 0.5$;对氢同位素, $Z = 0.005$ (陈振胜等, 1992)

Fig. 4 Hydrogen and oxygen isotopic compositions of Shituling uranium deposit

Curves were drawn according to the water-rock exchange formula for the closed system. Curves A, B, C and D, E, F represent respectively curves of δD and $\delta^{18}O$ of fluids after the exchange equilibrium between meteoric and original magmatic water and wall rock (granite) under the conditions of 150°C, 250°C and 350°C as well as different water-rock ratios (5, 2, 1, 0.5, 0.2, 0.1, 0.05, 0.01, 0.005, 0.001). For the calculation formula, see the text. Parameters for calculation are as follows: $\delta D^i = -70\text{‰}$, $\delta^{18}O^i = 8\text{‰}$ for original magmatic water (Taylor et al., 1986); $\delta D^i = -50\text{‰}$, $\delta^{18}O^i = -7.5\text{‰}$ for meteoric water in Mesozoic ore-forming period (Zhang, 1989); Supposing $\delta^{18}O^i = 10.0\text{‰}$, $\delta D^i = -70\text{‰}$; $\Delta(^{18}O) = 2.68 \times 10^6 T^{-2} - 3.53$, $\Delta(D) = -21.3 \times 10^6 T^{-2} - 2.8$ for rocks; $Z = 0.5$ for oxygen isotope; $Z = 0.005$ for hydrogen (Chen et al., 1992)

能是由岩浆水演化形成。但由于矿区范围内的帽峰岩体[单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 220 Ma(凌洪飞等, 2005)]和下庄岩体[单颗粒锆石 U-Pb 年龄为 228 Ma(孙涛等, 2003)]都是印支期花岗岩,而石土岭矿床中沥青铀矿的 U-Pb 年龄为 135 Ma,成岩、成矿时间相差甚远,因此,该富 ^{18}O 成矿流体不可能来源于上述花岗岩浆。

由此推测,该矿床富 ^{18}O 成矿流体最可能是一种来源于地幔的流体,由直接沿伸展构造上升的幔源

流体(主要)以及可能为基性岩浆(黄陂-张光营组辉绿岩)分异产生的流体(次要)组成。以下统称为幔源流体。

支持该矿床成矿流体主要由幔源流体组成的证据包括:①幔源流体的 δD_{H_2O} 值为 $-90\text{‰} \sim -45\text{‰}$, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $6.0\text{‰} \sim 10.0\text{‰}$ (刘丛强等, 2001),当它们与花岗岩等岩石发生同位素交换时,可以形成石土岭矿床成矿流体的 δD_{H_2O} 值($-63.3\text{‰} \sim -51.3\text{‰}$)和 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值($2.0\text{‰} \sim 8.1\text{‰}$)(图4)。②在矿区范围内通过的黄陂-张光营组辉绿岩规模大(延伸可达 14 km,厚度可大于 40 m),其形成时间[142.6 Ma(李献华等, 1997)]与石土岭成矿时代(沥青铀矿等时线年龄为 135 Ma)十分接近。③石土岭矿床形成时期正是华南地壳强烈伸展时期,发生明显的岩石圈减薄和地幔隆升,导致深层次伸展构造十分发育,从而十分有利于基性岩脉侵入地壳(张勤文等, 1982;胡瑞忠等, 1993;李献华等, 1997;陈跃辉等, 1998),也有利于幔源流体直接向地壳迁移,参与成矿流体的组成。

5 成矿物质来源

5.1 铅同位素

由表3可知,黄铁矿的 $^{208}Pb/^{204}Pb = 38.829 \sim 38.944$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 44.141 \sim 74.716$, $^{207}Pb/^{204}Pb = 16.992 \sim 18.523$ 。由于钍含量很低($3.919 \times 10^{-6} \sim 5.568 \times 10^{-6}$),放射性衰变积累的钍铅可以忽略不计,因此,其 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值(38.829~38.944)可基本代表成矿流体的初始组成。但黄铁矿的钍含量很高($18.019 \times 10^{-6} \sim 28.714 \times 10^{-6}$),因而,由放射性衰变积累的放射成因钍铅的叠加不可忽视。为了获得成矿流体的初始同位素组成,按成矿年龄 135 Ma 对放射成因钍铅进行衰变校正,结果如表3所示。校正后的初始 $^{206}Pb/^{204}Pb$ (23.081~30.176)和 $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15.966~16.352)仍然十分高,反映出成矿流体中放射成因钍铅异常富集。

在 $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ 图解上,黄铁矿数据点的分布范围虽然与帽峰岩体钾长石的铅以及黄陂-张光营组辉绿岩的铅区别明显,但具有明显的线性相关(图5),显示出成矿流体中的铅具有混合成因特征。帽峰岩体钾长石的铅(凌洪飞等, 2005)以及黄陂-张光营组辉绿岩的铅(陆建军等, 2005)位于混合

表 3 石土岭铀矿床黄铁矿的 Pb 同位素组成

Table 3 Pb isotopic compositions of pyrites from Shituling uranium deposit

样品号	$w_U/10^{-6}$	$w_{Th}/10^{-6}$	$w_{Pb}/10^{-6}$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	$(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$	$(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$	$(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$
337-3	19195	4.874	1327	45.175	17.077	38.944	23.468	16.019	38.942
337-4	18019	3.919	1284	44.141	16.992	38.829	23.081	15.966	38.827
337-5	20245	4.322	1211	49.308	17.255	38.851	24.236	16.033	38.850
337-6	28714	5.568	967.5	74.716	18.523	38.837	30.176	16.352	38.835

测试方法及测试单位：U、Th 元素采用湿化学方法，核工业 290 研究所分析测试中心；Pb 同位素采用 Finnigan Triton 固体同位素质谱计，南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室。初始铅同位素组成按成矿年龄 135 Ma 进行校正。

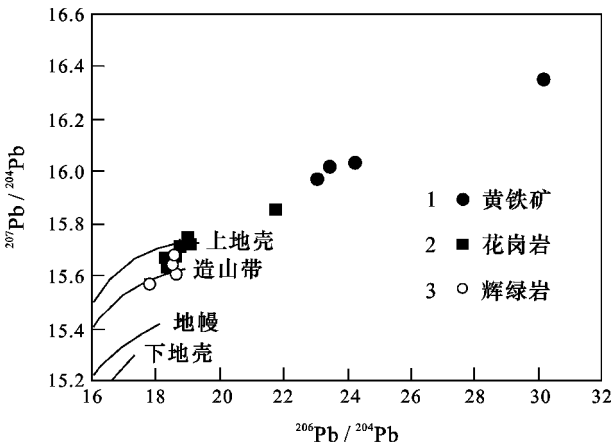


图 5 石土岭铀矿床黄铁矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ 图
1—黄铁矿铅 2—帽峰岩体钾长石铅 3—黄陂-张光营辉绿岩铅
Fig.5 $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{207}Pb/^{204}Pb$ diagram of pyrites from shituling uranium deposit

1—Pb of pyrites 2—Pb of potash feldspar from Maofeng granite ;
3—Pb of diabase from Huangpi-Zhangguangying

趋势的低端，混合趋势的高端应是基底变质岩，因为从目前发表的南岭地区部分基底变质岩的铅同位素组成资料来看，它们具有很高的 $^{206}Pb/^{204}Pb$ （可达 23.746） $^{207}Pb/^{204}Pb$ （可达 16.203）和 $^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值（可达 45.019）（张理刚等，1995）。由此可知，石土岭矿床成矿流体中的铅具有多源成因，即由基底变质岩的铅、帽峰岩体的铅和黄陂-张光营组辉绿岩的铅不同程度的混合而成。

5.2 锶同位素

表 4 列出了矿石中黄铁矿的 Rb-Sr 含量和同位素组成。据成矿年龄 135 Ma 计算的矿石中黄铁矿的初始 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 比值，除样品 337-4 较低（0.71315）外，其余样品均较高，为 0.72445 ~ 0.72579，介于成矿时期辉绿岩的 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{135Ma}$ 值 [0.70449~0.70632（据陆建军等，2005 原始数据计算）]、笋洞花岗岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{135Ma}$ 值 [0.75667 ~ 0.76675（据凌洪飞等，2004 原始数据计算）]及帽峰

表 4 石土岭铀矿床黄铁矿的 Rb-Sr 同位素组成

Table 4 Rb-Sr isotopic compositions of pyrites from Shituling uranium deposit

样品号	$w_{Rb}/10^{-6}$	$w_{Sr}/10^{-6}$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$
337-3	11.35	22.45	1.4660	0.728606	0.72579
337-4	63.50	21.30	8.6411	0.729731	0.71315
337-5	11.13	21.29	1.5146	0.728630	0.72572
337-6	11.43	35.42	0.9352	0.726244	0.72445

测试仪器：Finnigan Triton 固体同位素质谱计；测试单位：南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室。初始锶同位素组成按成矿年龄 135 Ma 进行校正。

花岗岩 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{135Ma}$ 值 [0.75059~0.99507（据凌洪飞等，2005 原始数据计算）]之间，显示出具有辉绿岩 Sr 和花岗岩 Sr 混合来源但可能主要来源于花岗岩的特征。这种混合来源 Sr 主要是成矿流体于向上运移过程中，在与基性岩脉和花岗岩（或其他地壳岩石）相互作用过程中浸取的。

5.3 碳同位素

对矿石中的 1 个方解石样品测定了 $\delta^{13}C$ 值，为 -8.3‰（表 2），接近幔源流体的 $\delta^{13}C$ 值 [-8‰ ~ -4‰（胡瑞忠等，1993）]，而与地壳岩石的碳同位素组成区别明显（如海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 近似 0‰；含有机质岩石的 $\delta^{13}C$ 小于 -20‰；华南花岗岩的 $\delta^{13}C$ 值主要为 -27.0‰ ~ -12.3‰（沈渭洲，1997；Zhao 等 2001）]，表明其成矿组分碳主要来源于地幔。

5.4 微量元素

与中国东部上地壳值（王中刚等，1989）相比，该矿床内沥青铀矿和黄铁矿中相对亏损的元素为 Nb、Zr、Rb、Sc、Ga、Hf、Ba、Cr 和 Th，明显富集的元素为 W、Pb、Sn、Mo、Be、U、Y 等，尤其是 W、Pb、Mo 的富集格外明显（表 5），这与伴生矿物中出现少量黑钨矿、方铅矿、辉钼矿等是一致的。矿石中 Pb 的富集不仅由于它们是从富铀的成矿流体中沉淀形成，而且还可能与其中由铀的放射性衰变积累的放射成因

表5 石土岭铀矿床沥青铀矿和黄铁矿的微量元素和稀土元素组成($w_B/10^{-6}$)Table 5 Compositions of trace and rare earth elements of pitchblende and pyrite from Shituling uranium deposit($w_B/10^{-6}$)

	337-1	337-2	337-3	337-4	337-5	337-6	中国东部
	沥青铀矿	沥青铀矿	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	黄铁矿	上地壳
Li	91.14	66.00	11.14	11.16	10.08	12.07	20
Be	114.5	90.60	2.882	2.565	8.326	3.017	1.95
Cs	5.239	14.63	2.298	2.448	2.192	1.818	3.55
Sc	1.705	1.457	2.140	2.218	2.475	2.391	15
Ga	10.79	11.61	1.731	1.809	1.953	2.488	18
W	2217	1938	11.04	8.382	11.40	35.21	0.91
Sn	19.64	18.02	15.87	20.13	17.37	18.82	1.73
Mo	11.52	10.32	29.48	14.63	36.25	106.0	0.78
Bi	162.2	191.6	108.7	102.3	125.4	88.88	0.23
Nb	2.749	4.226	30.72	31.51	34.69	38.73	12
Ta	0.187	0.325	2.850	2.494	2.954	2.821	0.74
Zr	44.23	12.47	39.51	37.80	40.11	27.48	188
Hf	0.430	0.456	0.812	0.758	0.854	0.663	5.12
Y	222.7	299.1	52.51	51.14	64.05	60.57	17.4
Ba	279.8	297.6	19.47	19.81	23.28	19.96	678
Mn	12919	10550	120.8	124.6	117.4	185.5	
Ti	24.11	28.92	519.4	584.6	508.8	492.7	
V	120.9	122.4	25.46	29.93	23.95	12.27	98
Cr	9.750	4.226	7.212	7.747	5.831	8.783	80
Co	0.641	0.887	44.68	44.24	55.35	37.09	17
Ni	—	—	14.91	13.13	17.73	10.85	38
Cu	10.45	20.07	60.09	61.18	74.41	61.18	32
Pb	3422	4397	1327	1283	1211	967.4	18
Zn	32.49	40.68	200.7	67.70	81.54	579.7	70
Rb	13.16	58.62	15.10	16.33	14.92	12.73	82
Sr	536.7	364.3	21.82	21.80	21.74	35.50	266
Th	1.723	2.842	4.874	3.919	4.322	5.568	8.95
U	极高	极高	19195	18019	20245	28714	1.55
La	326.3	189.5	29.22	30.27	37.71	38.79	34.8
Ce	359.7	203.2	56.74	54.15	73.58	83.09	66.4
Pr	28.15	21.91	6.275	6.246	9.070	8.773	
Nd	106.4	94.44	23.53	22.73	34.21	33.45	30.4
Sm	25.85	31.90	6.990	6.786	9.811	10.52	5.09
Eu	2.737	3.216	0.877	0.805	1.012	1.207	1.21
Gd	38.36	52.00	8.362	8.196	10.85	11.56	
Tb	5.029	7.658	1.823	1.119	1.525	1.599	0.82
Dy	31.21	48.39	7.527	7.019	9.534	9.484	
Ho	5.692	8.967	1.298	1.276	1.673	1.614	
Er	14.39	22.20	3.516	3.394	4.486	4.046	
Tm	1.941	2.871	0.509	0.490	0.655	0.568	
Yb	11.75	16.27	3.416	3.275	4.327	3.742	2.26
Lu	1.598	2.167	0.502	0.472	0.628	0.540	0.35
ΣREE	959.1	704.6	149.9	146.2	199.1	209.0	
LREE/HREE*	7.72	3.39	4.70	4.79	4.91	5.30	
(La/Yb) _N *	18.72	7.85	5.77	6.23	5.88	6.99	
δEu	0.27	0.24	0.35	0.33	0.30	0.33	

测试仪器: Finnigan Element II 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS) 测试单位: 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室。* 单位为 1。

铅有关, 因为, 即使是黄铁矿, 其中的铀含量也高达 $18\ 000 \times 10^{-6}$ 以上(表 5)。黄铁矿含铀量高说明, 它是和铀近乎同期从富铀的成矿流体中沉淀形成的。

由表 5 可知, 矿石中微量元素含量变化相当明显, 而且, 沥青铀矿和黄铁矿对微量元素富集的能力显示出明显的区别: 在沥青铀矿中富集而在黄铁矿

中相对亏损的元素以亲石元素为主,如 Li、Be、Cs、Ga、W、Bi、Pb、Y、Ba、Mn 和 Sr;在黄铁矿中富集而在沥青铀矿中相对亏损的元素则以亲硫元素为主,如 Mo、Cu、Co、Zn、Ti 及 Nb 和 Ta。这种差异可能主要与沥青铀矿由亲石元素组成而黄铁矿由亲硫元素组成有关,即是性质相似的元素间发生一定程度置换的结果。

在微量元素蛛网图上,沥青铀矿和黄铁矿之间

除 Ba、Nb 和 Ta 有差异以外,其他元素的分布模式具有一定的相似性(图 6a)。在矿石(沥青铀矿和黄铁矿)微量元素和赋矿围岩帽峰岩体微量元素(凌洪飞,2005)之间,除 Sm、Nb、Ta 和 Ce 有些差异外,其余元素的分布模式也有一定的相似性(图 6b),反映出两者之间具有一定的亲缘关系。

5.5 稀土元素

如表5和图7所示,矿床中沥青铀矿和黄铁矿

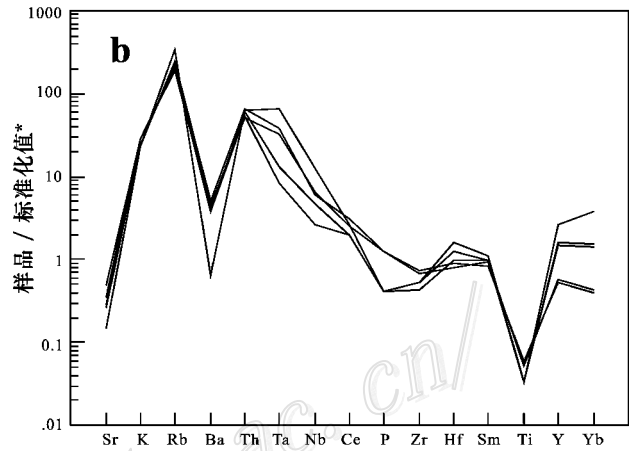
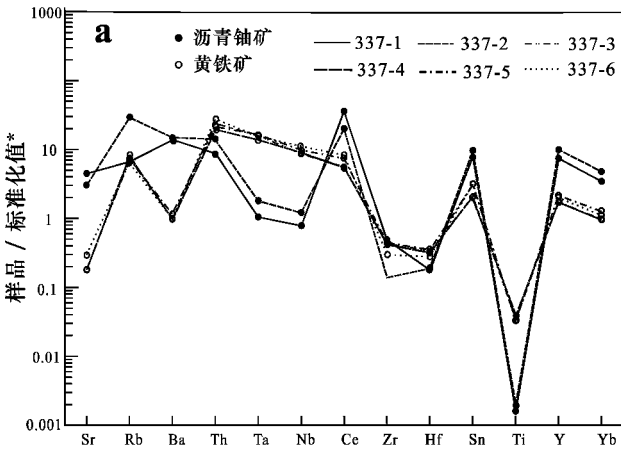


图 6 石土岭铀矿床沥青铀矿和黄铁矿以及帽峰岩体全岩样品的微量元素蛛网图解(标准化值据 Pearce,1983)

a. 沥青铀矿(实心圆)和黄铁矿(空心圆); b. 帽峰岩体(据凌洪飞等 2005)

Fig.6 Trace element spider diagram of pitchblende and pyrite from Shituling uranium deposit and Maofeng granite (Normalized value after Pearce,1983)

a. Pitchblende(solid circle), pyrite(hollow circle); b. Maofeng granite(after Ling et al. 2005)

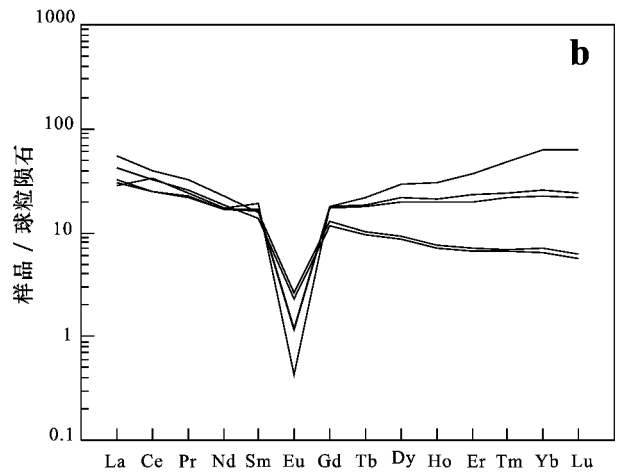
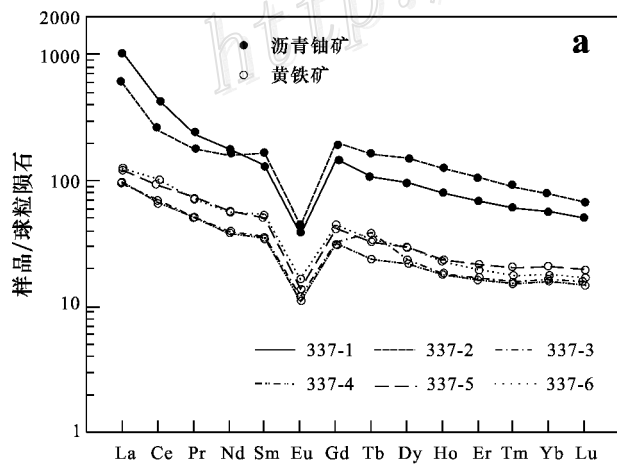


图 7 石土岭铀矿床沥青铀矿和黄铁矿以及帽峰岩体全岩样品的稀土元素球粒陨石标准化曲线(标准化值据 Boynton,1984)

a. 沥青铀矿(实心圆)和黄铁矿(空心圆); b. 帽峰岩体(凌洪飞等 2005)

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns of pitchblende and pyrite from Shituling uranium deposit, and Maofeng granite (normalized value after Boynton,1984)

a. Pitchblende(solid circle), pyrites(hollow circle); b. Maofeng granite(after Ling et al. 2005)

的稀土元素组成既有共性,也有差异性。共性是,它们的 LREE/HREE 比值(分别为 3.39~7.72 和 5.77~6.99)和 δEu 值(分别为 0.24~0.27 和 0.30~0.35)比较接近,分布型式非常相似(图 7),反映两者具有相似的物质来源和形成环境;但两者的稀土元素总量区别明显,沥青铀矿的稀土元素总量较高($704.6 \times 10^{-6} \sim 959.1 \times 10^{-6}$),而黄铁矿的稀土元素总量较低($146.2 \times 10^{-6} \sim 209.0 \times 10^{-6}$)。产生这种差异的原因为:① 如上所述,成矿流体主要由富含 ΣCO_2 的幔源流体组成,铀和稀土元素具有相似的地球化学性质,都以碳酸盐络合物形式进行长距离迁移,尤其是重稀土元素较轻稀土元素更稳定地与铀在一起(张祖还等,1984;王中刚等,1989;李建红等,1995);② U^{4+} 的离子半径(0.97\AA)介于轻稀土元素和重稀土元素之间,当由于某种原因使成矿流体中 ΣCO_2 发生逸出,铀酰碳酸盐络合物和稀土元素碳酸盐络合物同时发生解体,稀土元素便会进入沥青铀矿晶格,使沉淀的沥青铀矿中富含稀土元素(张祖还等,1984);③ U^{4+} 和 REE^{3+} 都不太容易进入黄铁矿的晶格,它们在黄铁矿中可能主要以流体包裹体的形式存在。黄铁矿中铀含量高于 REE 含量表明,成矿流体中铀含量应高于 REE 含量。

赋矿围岩帽峰岩体则具有低的稀土元素总量($68.93 \times 10^{-6} \sim 94.10 \times 10^{-6}$)及较低的 LREE/HREE(1.25~1.95)(La/Yb)($0.44 \sim 1.35$)和 δEu 值(0.02~0.07)(凌洪飞等,2005)。虽然在稀土元素含量上帽峰岩体与矿石有所区别,但它们的配分模式却是相似的,说明两者在来源上可能具有一定的相似性。

5.6 铀的来源

该区的基性岩脉虽然源自富集地幔,但仍具有低的铀含量($<1.6 \times 10^{-6}$)。这表明,幔源流体本身所携带的铀的数量是有限的,不可能提供形成铀矿床所必须的铀源。因此,笔者认为,成矿流体中的铀主要是在幔源流体与地壳岩石(尤其是研究区内的富铀花岗岩(帽峰岩体和下庄岩体))相互作用过程中从中浸取的。其主要依据包括:① 帽峰岩体、下庄岩体不仅铀含量高(平均值高于 16×10^{-6})(凌洪飞等,2005;吴烈勤等,2005),而且白云母化、钾长石化、绿泥石化等碱交代蚀变作用十分强烈,有利于其中的铀发生生活化转移;② 新鲜花岗岩中的铀主要以

一种固定的晶格铀形式存在于黑云母所包裹的副矿物中。在发生碱交代蚀变以后,不仅黑云母中的裂隙铀、黑云母晶格中以及黑云母所包裹的副矿物中的固定铀都容易发生活化转移(倪师军,1987;程华汉等,1998;卢海萍等,2003),而且,锆石等含铀副矿物的数量显著降低,导致下庄岩体和帽峰岩体碱交代岩石的铀浸出率高达 19%~45%(倪师军,1986),从而为成矿流体从中浸取铀创造了极为有利的条件;③ 幔源流体是一种富含 CO_2 的弱酸性流体,在其与帽峰岩体相互作用发生碱交代蚀变过程中,由于蚀变岩石中被激发、活化的铀易与水溶 CO_2 形成稳定的铀酰碳酸络离子 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^-$ 和 $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ (张理刚,1989;),因而易转移进入成矿流体。

6 结论

综上所述,石土岭铀矿床具有如下特征:① 以成矿时间早(135 Ma),成矿温度高(290~338℃),矿床类型属碱交代型而有别于下庄矿田内其他硅化带型和交点型矿床;② 沥青铀矿的 U-Pb 等时线年龄(135 Ma)与含矿帽峰花岗岩的年龄(220 Ma)差异明显,但与黄陂-张光营组辉绿岩的年龄(143 Ma)相近;③ 白云母和方解石的氢、氧同位素研究表明,成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (2.0‰~8.1‰)和 $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}}$ (-63‰~-51‰)与幔源流体的组成相似;④ 成矿组分多来源,其中矿化剂 CO_2 来源于地幔,Pb 来源于基底变质岩与帽峰花岗岩、黄陂-张光营组辉绿岩之间不同程度的混合,Sr 主要来源于帽峰岩体、下庄岩体与黄陂-张光营组辉绿岩之间的混合,铀可能主要来源于花岗岩,尤其是帽峰花岗岩体。

上述特征表明,石土岭铀矿床具有典型的幔源流体成矿的特征。早白垩世末期强烈的深层次伸展构造不仅导致基性岩脉侵位,而且也直接使幔源流体上升进入地壳。富碱、富挥发分并具有极强渗透能力和化学反应能力的幔源流体在与地壳岩石,特别是帽峰花岗岩相互作用的过程中,包括铀在内的成矿组分转移进入幔源流体,并最终导致在有利的物理化学条件下富集成矿。

References

Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements[A]. In :

- Henderson P, ed. Rare earth element geochemistry[C]. Amsterdam : Elsevier. 63~114.
- Chen Y H, Chen Z B and Chen Z Y. 1998. Meso-Cenozoic extensional tectonics and uranium metallogenesis in Southeast China[M]. Beijing : Atomic Press. 1~262 (in Chinese).
- Chen Z S and Zhang L G. 1992. Hydrogen and oxygen isotope fractionation mechanism in the hydrothermal system and its geologic significance[J]. Acta Geologica Sinica, (2): 158~168 (in Chinese with English abstract).
- Cheng H H and Du L T. 1998. Study on heavy minerals of some uranium deposits[J]. Uranium Geology, 14(1): 26~31 (in Chinese with English abstract).
- Hoefs J. 1987. Stable isotope geochemistry[M]. 3th Edition. Berlin, Heidelberg, New York : Springer-Verlag. 1~208.
- Hu R Z, Yu J S, Li Z Y and Ni S J. 1993. Study on the ΣCO_2 source of metallogenic hydrothermal solution of granite type uranium deposits in South China[J]. Science in China (Series B), 23(2): 189~196 (in Chinese with English abstract).
- Jin J F and Hu R Z. 1990. Physicochemical conditions of mineralization of XW uranium deposit[J]. J. Chengdu Coll. Geol., 16(3): 1~9 (in Chinese with English abstract).
- Li J H, Liang L and Liu C D. 1995. Geological and geochemical feature of wallrock alteration of surrounding ore mineralization in uranium deposit 66[J]. Journal of East China Geological Institute, 18(4): 335~343 (in Chinese with English abstract).
- Li X H, Hu R Z and Rao B. 1997. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China[J]. Geochimica, 26(2): 15~31 (in Chinese with English abstract).
- Ling H F, Shen W Z, Deng P, Tan Z Z and Huang G L. 2004. Age, geochemistry and petrogenesis of the Sundong granite, northern Guangdong Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(3): 413~424 (in Chinese with English abstract).
- Ling H F, Shen W Z, Deng P, Jiang S Y, Jiang Y H, Qiu J S, Ye H M and Huang G L. 2005. Geochemical characteristics and genesis of the Maofeng granite, northern Guangdong Province[J]. Acta Petrologica Sinica (in press) (in Chinese with English abstract).
- Liu C Q, Huang Z L, Li H P and Su G L. 2001. The geofluid in the mantle and its role in ore-formation processes[J]. Earth Science Frontiers, 8(4): 231~243 (in Chinese with English abstract).
- Lu H P, Wang R C, Lu X C, Xu S J, Chen J and Gao J F. 2003. Dissolution of zircon at 180°C hydrothermal condition[J]. Progress in Nature Sciences, 13(10): 1042~1047 (in Chinese with English abstract).
- Lu J J, Ling H F, Shen W Z and Deng P. 2006. Genesis of the Huangpi-Zhangguangying diabase dikes in Xiaozhuang uranium orefield, northern Guangdong Province : evidences for element geochemistry and Nd-Sr-Pb-O isotopic characteristics[J]. Acta Petrologica Sinica (in press) (in Chinese with English abstract).
- Ni S J. 1986. A study of the material and the thermodynamical calculating for the depositional mechanism of the uranium deposit 33[D]. Chengdu : Chengdu College of Geology. 1~98 (in Chinese).
- Ni S J. 1987. Characteristics of REE geochemistry and source material of the Shituling uranium deposit[J]. J. Chengdu Coll. Geol., 14(4): 18~28 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins[A]. In : Hawkesworth C J and Norry M J ed. Continental basalts and mantle xenoliths[C]. Nantwich : Shiva. 230~249.
- Shen W Z. 1997. Isotope geology[M]. Beijing : Atomic Press. 1~287 (in Chinese).
- Sun T, Zhou X M, Chen P R, Li H M, Zhou H Y, Wang Z C and Sun W Z. 2003. Strongly peraluminous granites in Mesozoic, Eastern Nanling Range of Southern China : petrogenesis and implications for tectonics[J]. Science in China (Series D), 33(12): 1209~1218 (in Chinese with English abstract).
- Taylor H P and Sheppard S M F. 1986. Igneous rocks : I. Processes of isotopic fractionation and isotope systemation[A]. In : Valley J W, Taylor H P and O'Neil J R ed. Stable isotopes in high temperature geological processes[C]. Rev. Mineral., 16 : 227~271.
- Todt W, Cliff R A and Hanser A. 1996. In : Basu A and Hart S, ed. Earth processes : Reading the isotopic code (Geophysical monograph, 95) [C]. Washington D C, USA : American Geophysical Union. 429~437.
- Wang X C. 1986. Geological and geochemical characteristics of Guidong body and metallogeny of No. 339 deposit[D]. Nanjing : Department of Earth Sciences, Nanjing University. 1~140 (in Chinese with English abstract).
- Wang Z G, Yu X Y and Zhao Z H. 1989. Rare earth element geochemistry[M]. Beijing : Science Press. 1~268 (in Chinese).
- Wu L Q, Tan Z Z, Liu R Z and Huang G L. 2003. Discussion on uranium ore-formation age in Xiaozhuang ore-field, northern Guangdong [J]. Uranium Geology, 19(1): 28~33 (in Chinese with English abstract).
- Zhang L G. 1989. Petrogenetic and minerogenetic theories and prospecting[M]. Beijing : Press of Beijing University of Technology. 1~200 (in Chinese).
- Zhang L G. 1995. Block geology of Eastern Asia lithosphere : isotope geochemistry and dynamics of upper mantle, basement and granite [M]. Beijing : Science Press. 1~252 (in Chinese).
- Zhang Q W and Huang H Z. 1982. The evolution of magmato-tectonic activation of the Meso-Cenozoic ERA in eastern China[J]. Acta Geologica Sinica, 56(2): 111~122 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Y C. 2002. Alkalic mantle fluids and uranium ore-formation in Zhuguang and Guidong granitic massifs[J]. Uranium Geology, 18(4): 210~219 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Z H, Zhao Y Y and Zhang B T. 1984. Uranium geochemistry [M]. Beijing : Atomic Press. 1~403 (in Chinese).
- Zhao Z F, Zheng Y F and Wei C S. 2001. Carbon concentration and isotope composition of granites from Southeast China[J]. Phys. Chem. Earth, 26(9-10): 821~833.

附中文参考文献

- 陈跃辉,陈肇博,陈祖伊. 1998. 华东南中新代伸展构造与铀成矿作用[M]. 北京:原子能出版社. 1~262.
- 陈振胜,张理刚. 1992. 热液体系氢氧同位素分馏机制及其地质意义[J]. 地质学报,(2):158~168.
- 程华汉,杜乐天. 1998. 几个铀矿床碱交代作用中重砂矿物变化的研究[J]. 铀矿地质,14(1):26~31.
- 胡瑞忠,于津生,李朝阳,倪师军. 1993. 华南花岗岩型铀矿床成矿热液中 ΣCO_2 来源研究[J]. 中国科学(B辑),23(2):189~196.
- 金景福,胡瑞忠. 1990. XW铀矿床成矿物理化学条件[J]. 成都地质学院学报,16(3):1~9.
- 李建红,梁良,刘成东. 1995. 622铀矿床近矿围岩蚀变地质地球化学特征[J]. 华东地质学院学报,18(4):335~343.
- 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[J]. 地球化学,26(2):15~31.
- 凌洪飞,沈渭洲,邓平,谭正忠,黄国龙. 2004. 粤北笋洞花岗岩的形成时代、地球化学特征与成因[J]. 岩石学报,20(3):413~424.
- 凌洪飞,沈渭洲,邓平,蒋少涌,姜耀辉,邱检生,黄国龙,叶海敏,谭正忠. 2005. 粤北帽峰岩体的地球化学特征及其成因研究[J]. 岩石学报,21(3):677~687.
- 刘丛强,黄智龙,李和平,苏根利. 2001. 地幔流体及其成矿作用[J]. 地学前缘,8(4):231~244.
- 卢海萍,王汝成,陆现彩,徐士进,陈骏,高剑峰. 2003. 180℃热液条件下锆石表面溶解行为研究[J]. 自然科学进展,13(10):1042~1047.
- 陆建军,凌洪飞,沈渭洲,邓平. 2006. 黄陂-张光营辉绿岩脉成因:元素地球化学和Nd-Sr-Pb-O同位素证据[J]. 岩石学报(待刊).
- 倪师军. 1986. 石土岭铀矿床成矿物质来源探讨及铀沉淀机制的热力学计算模拟[硕士论文][D]. 导师:金景福. 成都:成都地质学院. 1~98.
- 倪师军. 1987. 石土岭铀矿床REE地球化学特征与成矿物质来源[J]. 成都地质学院学报,14(4):18~28.
- 沈渭洲. 1997. 同位素地质学[M]. 北京:原子能出版社. 1~287.
- 孙涛,周新民,陈培荣,李惠民,周红英,王志成,沈渭洲. 2003. 南岭东段中生代强过铝花岗岩成因及其大地构造意义[J]. 中国科学(D辑),33(12):1209~1218.
- 王学成. 1986. 贵东岩体地质地球化学特征及339矿床成因研究[硕士论文][D]. 导师:张祖还. 南京:南京大学地质系. 1~137.
- 王中刚,于学元,赵振华. 1989. 稀土元素地球化学[M]. 北京:科学出版社. 1~268.
- 吴烈勤,谭正中,刘汝洲,黄国龙. 2003. 粤北下庄矿田铀成矿时代探讨[J]. 铀矿地质,19(1):28~33.
- 张理刚. 1989. 成矿理论与找矿[M]. 北京:北京工业大学出版社. 1~200.
- 张理刚. 1995. 东亚岩石圈块体地质:上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学[M]. 北京:科学出版社. 1~252.
- 张勤文,黄怀曾. 1982. 中国东部中生代构造岩浆活化史[J]. 地质学报,56(2):111~122.
- 张彦春. 2002. 贵东花岗岩中碱性上地幔流体与铀成矿[J]. 铀矿地质,18(4):210~219.
- 张祖还,赵乙英,章邦桐. 1984. 铀地球化学[M]. 北京:原子能出版社. 1~403.