

粤北地区 302 矿床沥青铀矿的形成时代、 地球化学特征及其成因研究*

黄国龙^{1,2}, 尹征平², 凌洪飞^{1,*}, 邓平³, 朱捌², 沈渭洲¹

(1 南京大学地球科学与工程学院, 江苏 南京 210093; 2 核工业 290 研究所, 广东 韶关 512026;
3 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

摘要 302 铀矿床位于诸广山岩体东南部, 是中国花岗岩型铀矿床中规模较大、埋藏较深的矿床。研究表明, 沥青铀矿的 U-Pb 和 Sm-Nd 等时线年龄分别为 (68.7 ± 2.7) Ma 和 (70 ± 11) Ma, 与华南花岗岩型铀矿床的主成矿期一致。沥青铀矿低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 ($-11.3 \sim -13.1$)、古老的 Nd 模式年龄 ($1.76 \sim 1.88$ Ga) 以及它们的微量元素和稀土元素组成都与赋矿围岩油洞岩体, 尤其与长江岩体十分相似, 表明铀源可能主要来源于赋矿花岗岩体, 尤其是长江岩体。

关键词 地质学; 沥青铀矿; U-Pb 和 Sm-Nd 等时线年龄; Nd 模式年龄; 铀矿床; 粤北

中图分类号: P619.14

文献标志码: A

Formation age, geochemical characteristics and genesis of pitchblende from No. 302 uranium deposit in northern Guangdong

HUANG GuoLong^{1,2}, YIN ZhengPing², LING HongFei¹, DENG Ping³, ZHU Ba² and SHEN WeiZhou¹
(1 State Key Laboratory for Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 No. 290 Institute, CNNC, Shaoguan 512026, Guangdong, China; 3 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

No. 302 uranium deposit, located in the southern part of Zhuguangshan composite granite body, is the largest uranium deposit of granitic type in China and has evident vertical zoning. U-Pb and Sm-Nd isochron dating of pitchblendes from the deposit yields reference ages of (68.7 ± 2.7) Ma and (70 ± 11) Ma, respectively. These two ages are consistent with the main formation period of uranium deposits of granitic type in South China. Low values of $\epsilon_{Nd}(t)$ ($-11.3 \sim -13.1$) and old Nd model ages ($1.76 \sim 1.88$ Ga) of the pitchblendes are very similar to data of the host granite bodies (Changjiang and Youdong). Trace and rare earth element characteristics are also similar to those of the granites. All these indicate that uranium of the ore deposit might have been derived from the host granites, especially from the Changjiang granite.

Key words: geology, pitchblende, U-Pb and Sm-Nd isochron age, Nd model age, uranium deposit, northern Guangdong

位于粤北地区的 302 铀矿床为中国花岗岩型铀矿床中规模较大、埋藏较深的矿床。前人对该矿床从不同侧面进行过较为深入的研究(金景福等, 1985; 1992; 陈培荣等, 1990; 倪师军等, 1992; 1994; Zhang et al., 2006)。本文主要对该矿床不

* 本文得到全国危机矿山接替资源找矿专项(200544040)、核工业地质局“十一五”基础科研项目(南京大学)及教育部科学研究重大项目(306007)的联合资助

第一作者简介 黄国龙, 男, 1962 年生, 研究员, 主要从事铀矿勘查和岩石矿物研究。Email: hgl290@tom.com

** 通讯作者 凌洪飞, 男, 1960 年生, 教授, 博士生导师, 从事同位素地质研究和教学。Email: hfling@nju.edu.cn

收稿日期 2009-03-31; 改回日期 2009-05-27。李德先编辑。

同部位的沥青铀矿开展详细的年代学与地球化学研究,以便在此基础上,深入了解沥青铀矿的形成时代以及铀的来源。

1 矿床地质概况

302 铀矿床位于诸广山岩体东南部长江矿田中部的一个由 NE 向棉花坑断裂和 NW 向油洞断裂夹持的区域内(图 1)。铀矿体就产于其中一组近 SN 向展布的含矿构造蚀变带中,沿含矿构造蚀变带(由碎裂花岗岩、硅化碎裂花岗岩及构造透镜体组成)两侧广泛发育呈不规则团块状出现的正长岩、石英正长岩及伟晶岩。矿床上部的围岩为印支期油洞岩体中粒-中细粒小斑状二云母花岗岩(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (232 ± 4) Ma),矿床中-下部的围岩为燕山早期长江岩体中粒黑云母花岗岩(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 (160 ± 2) Ma),并伴有幔源性岩脉贯入。区域上出现断陷红盆(如丹霞盆地和南雄盆地等)和断陷带(如长江断陷带和百顺断陷带等)。

铀矿体主要呈似脉状、扁豆状或透镜状产于印支期油洞岩体和燕山早期长江岩体中的断裂蚀变带内。铀矿化的垂幅大,自地表(海拔 500 m 左右)至深部(海拔 -647 m)均见有工业铀矿体分布。

矿床热液活动可划分为矿前期、成矿期和矿后期 3 个阶段。其中,矿前期还可细分为含钨石英脉和碱交代高温石英脉 2 个亚阶段;成矿期可细分为含铀隐晶、微晶石英脉和含铀紫黑色萤石脉 2 个亚阶段;矿后期可细分为粘土-条带状萤石-石英脉与方解石脉以及晶洞石英 2 个亚阶段。

矿石物质成分较为简单,矿石矿物以沥青铀矿为主,另有少量铀的次生矿物。沥青铀矿主要赋存于含矿构造带(硅化碎裂岩、碎裂花岗岩、构造角砾岩)的微晶石英脉、方解石-萤石-石英脉体中,以胶状形式呈肾状、葡萄状、皮壳状、球粒状生长,其存在形式有脉状、团块状、分散球粒状。其中赋存于红色微晶石英脉中的沥青铀矿以微球粒状为主(多为微粒集合体),粒度小,单个沥青铀矿粒度介于 $21 \mu\text{m} \times 14 \mu\text{m} \sim 0.4 \mu\text{m} \times 0.5 \mu\text{m}$ 之间,而赋存于灰色和白色微晶石英脉中的沥青铀矿呈细粒状或微粒集合体产出,粒度较大,已见最大颗粒为 $1.8 \text{mm} \times 1 \text{mm}$ 。与沥青铀矿伴生的金属矿物主要是黄铁矿,其次为赤铁矿和少量的方铅矿、辉钼矿、黑钨矿等;伴生的脉石矿物有微晶石英、萤石、方解石和少量绿泥石、绢云母等。

围岩蚀变发育,其中高温热液蚀变有云英岩化、碱性长石化;中低温热液蚀变有硅化、绢云母化、赤铁矿化和黄铁矿化、萤石化、绿泥石化、碳酸盐化、高岭石化等。与铀矿化关系密

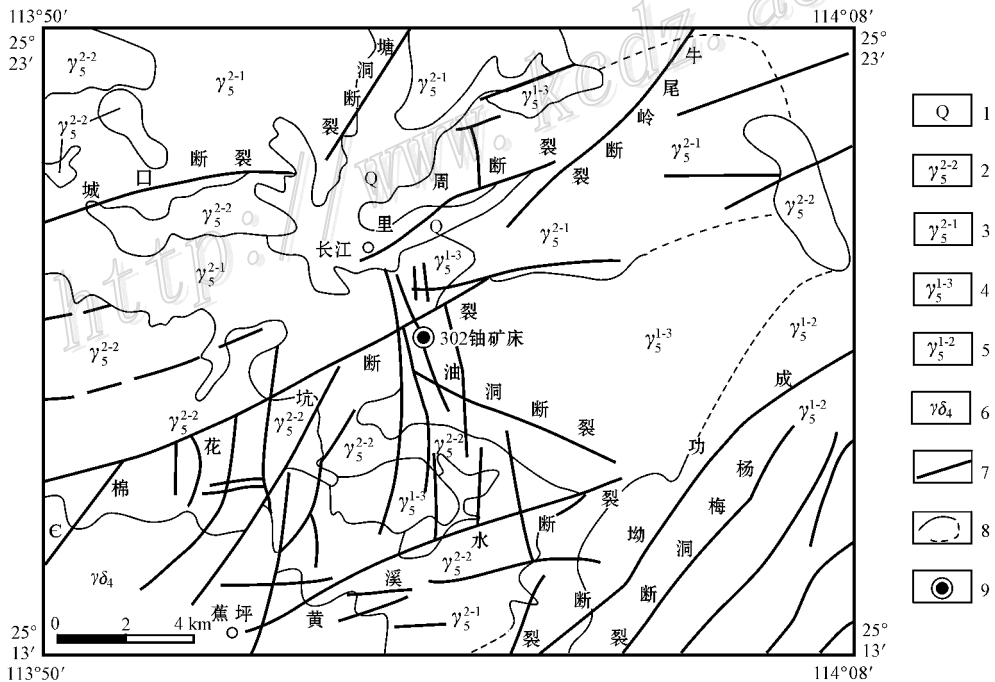


图 1 302 铀矿床地质略图

1—第四系;2—中细粒二云母花岗岩;3—中粒(斑状)黑云母花岗岩;4—中粒(斑状)二云母花岗岩;5—中粒、中粗粒斑状黑云母二长花岗岩;6—花岗岩闪长岩;7—断裂;8—实测、推测地质界线;9—铀矿床

Fig. 1 Geological sketch map of No. 302 uranium deposit

1—Quaternary; 2—Medium-fine grained biotite-muscovite granite; 3—Medium-grained (porphyritic) biotite granite; 4—Medium-grained (porphyritic) biotite-muscovite granite; 5—Medium-coarse grained porphyritic biotite monzonitic granite; 6—Granodiorite; 7—Fault; 8—Measured and inferred geological boundaries; 9—Uranium deposit

切的蚀变主要是硅化、赤铁矿化、黄铁矿化及紫黑色萤石化。

2 样品及分析方法

供分析用的沥青铀矿样品采自矿床的不同部位,经手工方法捣碎过筛后在双目镜下挑出纯度大于98%的样品,然后送相关实验室进行各项测试分析。

2.1 U-Pb 同位素分析

沥青铀矿样品在聚四氟乙烯坩埚中,用 HF + HNO₃ 熔样,然后在强碱性阴离子交换树脂中进行 U、Pb 分离。对铅同位素标准 981 的测量结果为: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.602(\pm 0.0039\%)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.459(\pm 0.0038\%)$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.911(\pm 0.0041\%)$ 。对铀同位素标准(UTB500)的测量结果为: $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.0231$ (标准值为 1.0224)。全流程 Pb 的本底低于 0.5×10^{-10} , U 的本底低于 0.1×10^{-10} 。

2.2 Sm-Nd 同位素分析

称取 0.1 ~ 0.3 g 的沥青铀矿样品于聚四氟乙烯容量罐中,然后加入 0.1 ~ 0.2 g 的 Sm、Nd 稀释剂,先后加入 HNO₃ 和 HCl 在离心管中进行分离。上层离心清液进行总 REE 分离,然后进行 Sm、Nd 分离,对最后的洗脱液蒸至近干后,在热电离质谱仪 ISOPROBE-T 上进行质谱测量。质量分馏用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行校正,对同位素标准 SHINESTU 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512118 \pm 3$ 。全流程 Sm、Nd 本底均低于 0.5×10^{-10} 。

2.3 微量元素分析

微量元素和稀土元素采用 Finnigan Element I 型电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)测定,检测限优于 0.5×10^{-9} ,相对标准偏差优于 5%。

沥青铀矿样品的 U-Pb 和 Sm-Nd 同位素分析以及微量元素、稀土元素测试均由核工业北京地质研究院分析测试中心完成。U-Pb 和 Sm-Nd 同位素比值测定采用 ISOPROBE-T 热电离质谱仪进行。

3 测试结果

3.1 沥青铀矿 U-Pb 等时线年龄

由沥青铀矿的 U-Pb 同位素分析结果(见表 1)可知,采用单阶段演化模式计算的模式年龄值变化明显, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 14.3 ~ 80.6 Ma, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 年龄为 18.1 ~ 108.4 Ma, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄为 211 ~ 772 Ma。由于模式年龄值的变化较为明显(可能主要由于普通铅扣除不当而造成),不能确切代表沥青铀矿的形成年龄,因而采用 ISOPLOT 程序(Ludwig, 1999)进行等时线年龄计算(误差输入: $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 0.5\%$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.05\%$, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 0.5\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.05\%$)。除 S29-1-1 样品外,其余 8 个样品在等时线图上呈良好的线性分布(图 2)。

计算结果表明, $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线年龄为 (68.7 ± 3.0) Ma(图 2), $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15.60 \pm 0.48$, MSWD = 665, $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 等时线年龄为 (64.8 ± 4.4) Ma(图 2), $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i = 15 \pm 14$, MSWD = 1594。上述结果表明,两条等时线的 MSWD 值都太大,反映等时线质量都不高,属于误差等时线范畴(李献华, 1996)。其原因可能是由于 U、Pb 的活动性较大,使矿石样品未能保持封闭条件引起的。因此,虽然两组年龄接近,但也只能作为参考年龄。

3.2 沥青铀矿 Sm-Nd 等时线年龄

沥青铀矿的 Sm-Nd 同位素分析结果列于表 2。采用 ISOPLOT 程序(Ludwig, 1999)计算等时线年龄,输入参数: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 的误差为 0.5%, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的误差为 0.001%, ^{147}Sm 的衰变常数为 $6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$ 。其中 7 个样品构成很好的线性相关(图 3),有两个样品(K232-12 和 K392-10)明显偏离等时线。根据 7 个样品计算获得的等时线年龄为 (70 ± 11) Ma (2σ)。虽然年龄误差稍大,但 MSWD 值较低(0.50),说明等时线年龄基本可靠。这可能与 Sm、Nd 体系明显较 U、Pb 体系稳定而保持了封闭条件有关。该年龄值也与上述 U-Pb

表 1 沥青铀矿 U-Pb 同位素分析结果

Table 1 U-Pb isotopic composition of pitchblende

样品号	$\alpha(\text{U})\%$	$\alpha(\text{Pb}) \times 10^{-6}$	铅同位素组成/%				t/Ma		
			^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
06148	57.0	590.0	0.151	87.111	6.693	5.993	65.5 ± 0.9	71.0 ± 1.0	260
06161	65.3	8361	0.460	70.819	10.591	18.126	59.4 ± 0.8	68.4 ± 0.9	95
S19-1-3	67.7	13449	0.732	56.997	13.650	28.618	64.1 ± 0.2	69.0 ± 0.2	244
S29-1-1	64.3	1823	0.385	74.551	9.965	15.067	14.3 ± 0.1	18.1 ± 0.1	555
S39-1-1	73.1	16537	0.744	56.472	13.774	29.009	71.7 ± 0.1	76.0 ± 0.1	211
S37-1-2	51.3	6103	0.526	67.013	11.524	20.932	50.8 ± 0.7	62.1 ± 0.8	524
S37-3-16	64.1	34348	1.043	39.680	17.608	41.668	80.6 ± 1.1	108.4 ± 1.5	772
K232-12	57.9	11021	0.749	56.112	13.892	29.247	59.7 ± 1.4	65.5 ± 1.6	244
K392-10	50.7	25231	1.047	40.554	17.488	40.991	77.8 ± 3.9	87.3 ± 4.8	555

仪器型号: ISOPROBE-T; 年龄计算参数: $t_0 = 4430 \text{ Ma}$, $a_0 = 9.307$, $b_0 = 10.294$, $\lambda_{235} = 0.98485 \times 10^{-9} \text{a}^{-1}$, $\lambda_{238} = 0.155125 \times 10^{-9} \text{a}^{-1}$ 。

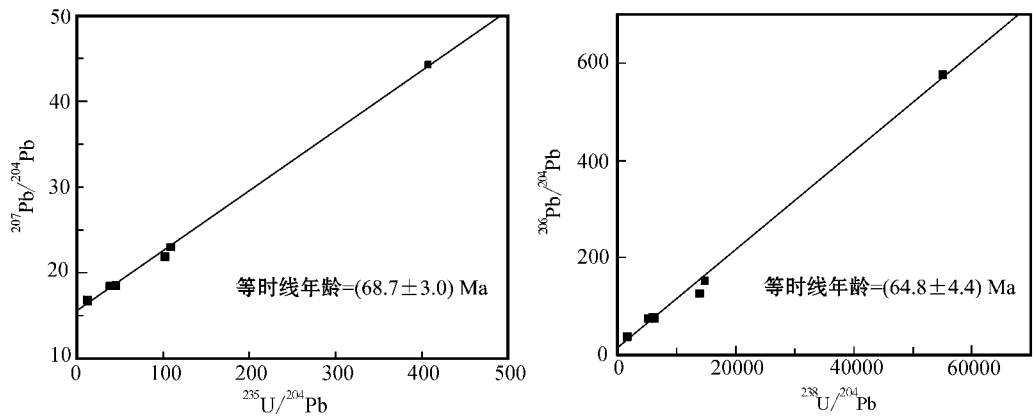


图 2 沥青铀矿 U-Pb 等时线

Fig. 2 U-Pb isochron of pitchblende

表 2 沥青铀矿 Sm-Nd 同位素分析结果

Table 2 Sm-Nd isotopic composition of pitchblende

样品号	$\epsilon(\text{Sm}) \times 10^{-6}$	$\epsilon(\text{Nd}) \times 10^{-6}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} (2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM}/Ma
06148	18.29	63.73	0.1735	0.512046 ± 7	-11.35	1757
06161	167.9	653.7	0.1553	0.512041 ± 4	-11.28	1765
S19-1-3	11.48	46.78	0.1483	0.512035 ± 10	-11.32	1775
S29-1-1	148.7	460.3	0.1953	0.512060 ± 4	-11.26	1790
S39-1-1	74.75	350.0	0.1291	0.512030 ± 5	-11.27	1783
S37-1-2	30.18	124.50	0.1465	0.512036 ± 5	-11.30	1773
S37-3-16	52.01	304.3	0.1033	0.512016 ± 6	-11.31	1805
K232-12	38.52	200.3	0.1163	0.511982 ± 3	-12.80	1858
K392-10	123.9	923.0	0.0811	0.511967 ± 6	-13.09	1882

注：Nd 模式年龄采用二阶段模式（陈江峰等，1999）进行计算。计算公式： $t_{\text{DM}} = 1/\lambda \cdot \ln\{1 + [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] / [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}] \}$ 式中 $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}} = 0.118$ ； $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.513151$ ； $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0.2136$ ； $t = 70 \text{ Ma}$ 。

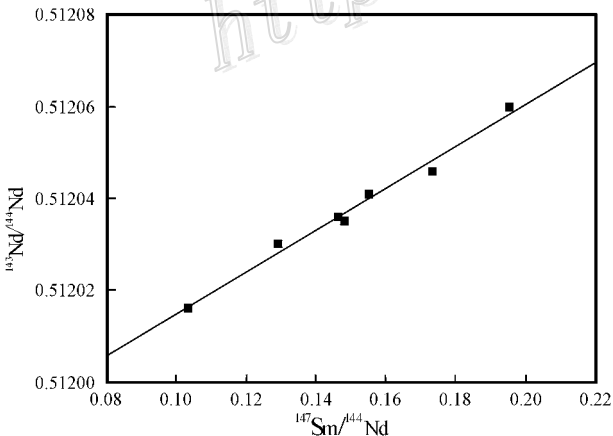


图 3 沥青铀矿 Sm-Nd 等时线

Fig. 3 Sm-Nd isochron of pitchblende

参考等时线年龄在误差范围内一致。因此，302 铀矿床沥青铀矿的形成时代应为 70 Ma 左右，它与华南地区花岗岩型铀矿床的主成矿期（70~65 Ma；杜乐天等，1984；李耀松，1997）

一致。

3.3 微量元素

如表 3 所示，与中国东部上地壳值（高山等，1999）相比，沥青铀矿中亏损的元素有 Cr、Co、Ni、Ga、Nb 和 Ba；明显富集的元素有 W、Pb、Mo、Be、Y 和 Bi 等，这与伴生矿物中出现少量黑钨矿、方铅矿、辉钼矿等金属矿物（金景福等，1985）是一致的。矿石中 Pb 的富集不仅由于它们是从富铅（表现为存在方铅矿）的成矿流体中沉淀形成有关，而且还可能同沥青铀矿中由铀的放射性衰变积累的放射成因铅有关。沥青铀矿中 Li、Ta、Cs、Sc、Cu、Rb 和 Sr 等元素含量变化较大，它们既可高于也可低于中国东部上地壳值。总体而言，沥青铀矿中富集的元素以亲石元素为主，亏损的元素以亲硫元素为主。这种差异主要同沥青铀矿由亲石元素组成有关，从而导致它们的矿物晶格吸收亲石元素的能力较强。

在微量元素蛛网图（图 4）上，沥青铀矿的分布模式与赋矿岩体（印支期油洞岩体和燕山早期长江岩体）十分相似，都显示 Rb、Th 富集，Ba、Sr、Nb、Ta、Zr 亏损，唯一明显区别的是沥青铀矿中 Ce、Sm、Y 和 Yb 等稀土元素富集明显（讨论见下

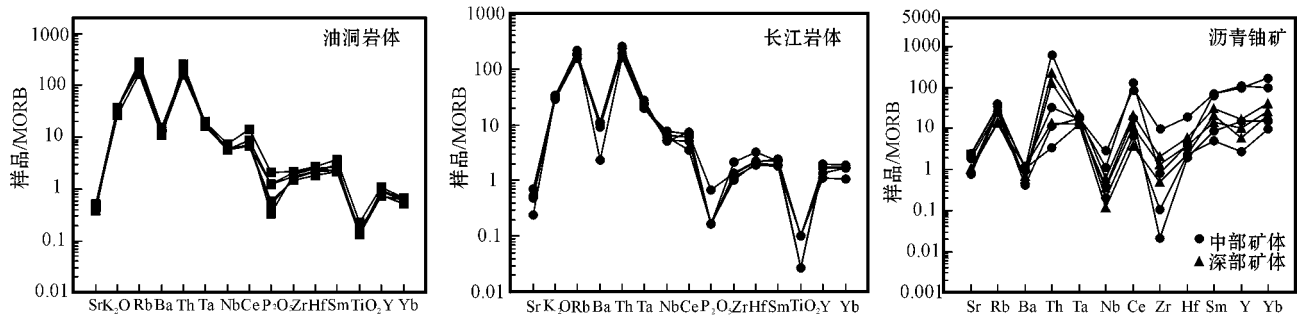


图4 沥青铀矿和赋矿岩体的微量元素蛛网图解(MORB数据据Pearce, 1983)

Fig. 4 Trace element spider diagram of pitchblende (MORB data after Pearce, 1983)

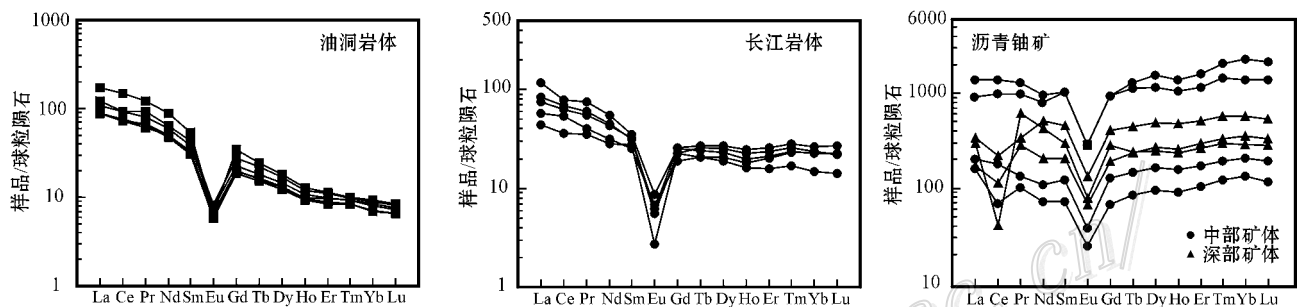


图5 沥青铀矿和赋矿岩体的稀土元素分布型式图解(球粒陨石数据据Taylor等, 1985)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of pitchblende (chondrite data after Taylor et al., 1985)

文)显示两者之间具有亲缘关系。

3.4 稀土元素

如表3所示,沥青铀矿稀土元素总量为 $346.5 \times 10^{-6} \sim 4569.1 \times 10^{-6}$ (平均为 1803.1×10^{-6}),明显高于地壳平均值 (146.8×10^{-6})。LREE/HREE 比值 (1.02 ~ 1.83, 平均为 1.42) 和 $(La/Yb)_N$ 比值 (0.40 ~ 1.20, 平均为 0.81) 较低, $(La/Sm)_N$ 值稍高 (0.75 ~ 2.25, 平均为 1.22), Eu 亏损明显, δEu 值为 0.27 ~ 0.35 (平均为 0.31), 在稀土元素配分模式图上, 呈轻稀土元素轻微亏损和重稀土元素轻微富集的海鸥型模式 (图5)。

导致沥青铀矿中稀土元素的富集以及 LREE/HREE 比值较低, 使配分模式呈海鸥型的因素可能包括: ① 302 矿床成矿流体的 δD_{H_2O} 值为 $-65\% \sim -82\%$ (未发表数据), 明显低于成矿时期大气降水值; 矿床的成矿与成岩时差长达 90 Ma 以上, 可排除岩浆水成矿; 其成矿时间与区域上深层次伸展构造发育时间一致, 这些特征与下庄矿田中地幔流体参与成矿的仙石铀矿床相似 (邓平等, 2003a), 因此 302 矿床富 ^{18}O 的成矿流体可能也主要由沿深层次伸展构造上升的富含 ΣCO_2 的地幔流体组成。这种成矿流体在上升过程中与壳源花岗岩 (可能包括其它壳源岩石) 相互作用, 由于铀和稀土元素具有相似的地球化学性质, 它们同时被活化转移, 并以碳酸盐络合物形式进行长距离迁移 (张祖还等, 1984; Weaver et al.,

1987; 王中刚等, 1989; 李建红等, 1995)。而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时, 由于 U^{4+} 和 3 价稀土元素的离子半径相似, 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 (李占游, 1987)。② 在成矿热液中, 稀土元素是以络合物形式进行迁移 (McLennan et al., 1979), 而这种络合物的稳定性随着原子数的增加而增强, 因而在富 CO_2 的热液中, HREE 的碳酸阴离子络合物比 LREE 的更容易溶解和迁移。当热液流体发生去气作用而导致络合物发生分解时, LREE、HREE 碳酸阴离子络合物都发生沉淀。但在相同的条件下, HREE 的碳酸阴离子络合物比 LREE 的更容易发生沉淀, 从而造成沥青铀矿中 HREE 的富集优于 LREE (Wendlandt et al., 1979; Michard et al., 1987; Cantrell et al., 1987)。

由表3和图5可知, 沥青铀矿稀土元素组成的一个明显特征就是出现不同程度 Ce 的亏损或富集, δCe 值变化于 0.12 ~ 1.12 之间。Ce 是一个变价元素, 在较还原的条件下, Ce 与其他 3 价稀土元素一起存在于热液流体中, 若从中析出沥青铀矿, 则该矿物应不具有 Ce 异常; 热液在较氧化的条件下, Ce 易氧化形成较其他 3 价稀土元素难溶的 Ce^{4+} , 若从中析出沥青铀矿, 则该矿物呈 Ce 正异常 ($\delta Ce > 1$), 而残余流体中就呈 Ce 负异常 ($\delta Ce < 1$); 若从该残余流体中进一步沉淀出沥青铀矿, 该矿物便具有 Ce 负异常, 如果该热液条件维持不变, 较

表 3 沥青铀矿微量元素和稀土元素分析结果($w_B/10^{-6}$)Table 3 Trace and rare earth element compositions of pitchblende($w_B/10^{-6}$)

	06148	06161	S19-1-3	S29-1-1	S39-1-1	S37-1-2	S37-3-16	K232-12	K392-10	EC*
Li	41.90	16.20	8.45	39.40	6.86	9.30	2.96	154.0	85.70	20
Be	31.90	38.10	39.40	38.50	31.60	22.90	53.40	12.80	15.00	1.95
Sc	3.41	21.50	0.93	33.80	9.13	6.45	3.52	2.67	1.43	15
V	58.10	81.40	68.00	35.30	94.60	33.70	15.90	19.00	24.40	98
Cr	0.83	4.26	2.03	2.13	8.81	1.76	0.87	73.7	138.0	80
Co	0.35	1.33	0.34	0.31	1.12	1.27	0.30	2.77	2.66	17
Ni	1.53	1.54	0.97	0.52	0.87	2.70	0.71	4.55	6.41	38
Cu	4.48	54.30	9.66	12.00	44.90	13.90	5.33	15.40	47.80	32
Pb	6349	8236	4239	2867	4429	3621	5560	738	1640	18
Zn	5.55	18.70	5.68	97.40	19.90	16.80	—	28.00	47.40	70
Ga	4.43	15.30	2.47	13.70	8.72	4.74	4.37	13.10	7.55	18
Rb	70.30	53.70	48.80	66.80	27.70	55.80	27.80	254.0	12.20	82
Sr	294.0	220.0	91.40	283.0	122.0	119.0	126.0	73.10	34.80	266
Y	444.0	3214	83.10	2941	510.0	311.0	178.0	77.00	112.0	17.4
Zr	1.95	71.50	9.43	820.0	183.0	118.0	44.70	110.0	7.44	188
Hf	4.59	9.52	5.52	44.70	14.50	9.06	5.68	5.03	1.17	5.12
Nb	1.35	3.83	0.69	9.16	2.09	1.22	0.41	12.9	1.53	12
Ta	2.32	3.01	3.16	3.13	3.98	2.26	2.30	1.25	0.19	0.74
W	738.0	809.0	241.0	938.0	308.0	222.0	97.50	65.00	126.0	0.91
Sb	34.50	63.80	37.30	28.50	46.30	25.30	20.20	1.58	3.16	—
Mo	8.54	27.60	34.80	13.80	66.40	10.70	8.10	3.81	25.10	0.78
Cs	9.11	4.56	4.95	7.67	3.14	5.96	5.50	24.90	4.56	3.55
Bi	5.25	65.10	214.0	15.40	158.0	71.10	250.0	9.55	25.60	0.23
Cd	2.03	3.18	4.49	4.36	7.76	2.25	11.10	2.11	2.93	—
As	220.0	432.0	256.0	600.0	242.0	121.0	128.0	14.60	31.40	—
Se	1.56	12.70	5.31	13.9	9.44	3.23	5.29	0.47	0.96	—
Ba	21.40	24.10	8.49	20.80	13.50	11.90	23.90	127.0	22.50	678
Th	0.68	6.64	2.31	133.0	44.20	26.30	2.74	21.00	1.71	8.95
La	74.90	504.0	59.30	339.0	122.0	61.50	108.0	35.00	24.50	
Ce	174.0	1323	66.50	928.0	208.0	0.0	107.0	38.10	76.80	43.80
Pr	18.50	178.0	13.80	133.0	45.90	38.30	82.60	8.84	6.24	
Nd	77.40	688.0	50.90	568.0	360.0	144.0	296.0	31.90	23.10	
Sm	28.40	237.0	16.60	235.0	103.0	46.40	67.90	7.03	6.27	
Eu	3.28	24.50	2.12	25.00	11.40	5.76	6.70	0.67	0.70	
Gd	39.20	289.0	20.70	287.0	124.0	57.90	85.50	7.78	7.33	
Tb	8.44	65.80	4.88	75.60	25.30	13.30	13.80	1.36	1.60	
Dy	62.90	439.0	36.50	590.0	0	185.0	102.0	93.30	8.36	10.70
Ho	13.40	89.00	7.67	118.0	39.70	21.50	19.90	1.89	2.61	
Er	43.00	286.0	25.70	396.0	125.0	72.30	64.90	5.66	7.92	
Tm	6.93	51.70	4.38	73.20	20.00	11.70	10.30	0.77	1.33	
Yb	51.00	341.0	33.00	569.0	141.0	86.90	71.00	5.13	8.65	
Lu	7.30	53.10	4.42	80.70	19.90	12.30	10.50	0.77	1.43	
∑REE	608.7	4569	346.5	4418	1530	780.9	968.5	192.0	146.2	
LREE/HREE*	1.62	1.83	1.52	1.02	1.25	1.07	1.62	7.02	3.27	
δEu*	0.30	0.29	0.35	0.29	0.31	0.34	0.27	0.28	0.32	
δCe*	1.06	1.12	0.53	1.10	0.56	0.62	0.12	1.02	0.83	
(La/Yb) _N *	0.99	1.00	1.21	0.40	0.58	0.48	1.03	4.60	1.91	
(La/Sm) _N *	1.66	1.34	2.25	0.91	0.75	0.83	1.00	3.13	2.46	
(Gd/Yb) _N *	0.62	0.68	0.51	0.41	0.71	0.54	0.97	1.22	0.68	

* EC 为中国东部上地壳值, 数据引自高山等, 1999。* 单位为 1。

晚沉淀的沥青铀矿应具有更明显的 Ce 负异常,但由于热液有可能是脉动补充的,氧化还原条件也可能是变化的,由此形成的沥青铀矿的 Ce 异常就可能是变化的。302 铀矿床中沥青铀矿 δCe 值的明显变化可能反映了热液的脉动性及其氧化条件的变化特征。

4 关于铀源的初步推测

4.1 铀含量证据

诸广山岩体内的基性岩脉虽然源自富集地幔(李献华等, 1997),但它们的铀含量都低于 1.5×10^{-6} (平均为 0.8×10^{-6} ,徐文雄等 2008)。这暗示了地幔流体本身携带的铀的数量应该是有限的,不可能提供形成 302 铀矿床所必需的铀源。因此可以认为,成矿流体中的铀不是来源于地幔,而是主要来源于地幔流体在上升过程中与地壳岩石,尤其是与研究区范围内富铀的基底变质岩和花岗岩(长江、油洞等岩体)相互作用过程中从中浸取的。这是因为:

① 南岭地区基底变质岩具有高的铀含量,一般为 $4 \times 10^{-6} \sim 6 \times 10^{-6}$,局部地区可高达 25×10^{-6} 以上(毛孟才等, 2002;邓平等, 2003b),明显高于中国东部上地壳(1.55×10^{-6} ,高山等, 1999)和全球上地壳平均值(2.8×10^{-6} , Taylor et al., 1995)。这不仅为地幔流体通过这些富铀基底岩石上升过程中从中浸取铀创造了有利条件,而且也为该区富铀壳源型花岗岩的形成提供了重要的源岩条件。

② 赋矿的油洞岩体($9.3 \times 10^{-6} \sim 15.5 \times 10^{-6}$,平均为 12.3×10^{-6}),尤其是长江岩体($12.9 \times 10^{-6} \sim 31.4 \times 10^{-6}$,平均为 22.3×10^{-6})具有高的铀含量。同时,在这两个岩体中,白云母化、钾长石化、绿泥石化等碱交代蚀变作用又十分发育,因而十分有利于其中的铀发生活化转移。

③ 302 铀矿床的成矿流体,尤其是成矿期成矿流体以地幔流体为主,而地幔流体又是一种富碱、富含 CO_2 的超临界流体,在它们与长江和油洞等花岗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、活化的铀易与成矿流体中水溶 CO_2 形成稳定的铀酰碳酸络离子 $UO_2(CO_3)_2^{2-}$ 和 $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ (张祖还等, 1984;王中刚等, 1989;李建红等, 1995)而很容易被活化转移进入成矿流体。

4.2 Sm-Nd 同位素证据

如表 2 所示,沥青铀矿具有较低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值($-11.3 \sim -13.1$,平均为 -11.5)和古老的 Nd 模式年龄(1 757~1 882 Ma,平均为 1 787 Ma),在 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ 图(图 6)上,数据点都位于南岭地区前寒武纪地壳演化域内。表明形成沥青铀矿所需要的铀不是来源于地幔,而是来源于地壳。在成矿时期,矿区内赋矿围岩长江岩体的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 $-9.0 \sim -12.6$ (平均为 -11.0),Nd 模式年龄为 1 608~1 899 Ma(平均为 1 770 Ma)(李献华, 1990;张敏, 2006);油洞岩体的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 $-12.5 \sim -14.4$ (平均为 -13.5),Nd 模式年龄为 1 893~1 997 Ma(平均为 1 945 Ma)。上述数据对比表明,沥青铀矿的 $\epsilon_{Nd}(t)$

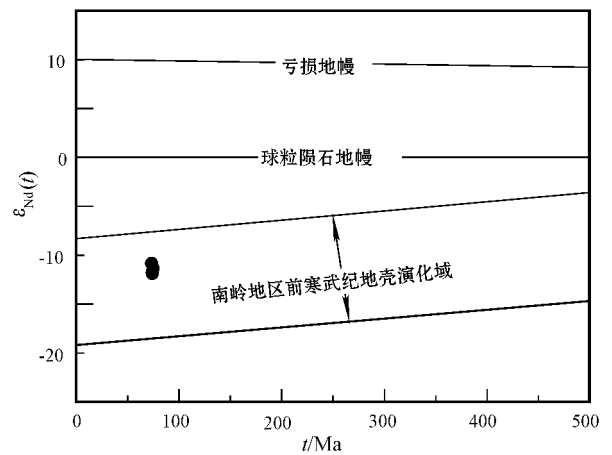


图 6 沥青铀矿的 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ 图

南岭地区前寒武纪地壳演化域(据孙涛等, 2003)

Fig. 6 $\epsilon_{Nd}(t)-t$ diagram of pitchblende

The precambrian crustal evolutionary domain in Nanling region
(after Sun et al., 2003)

值和 Nd 模式年龄值与油洞岩体,尤其长江岩体的值相似。

在可能的铀源体中,鉴于长江岩体比油洞岩体和基底变质岩具有更高的铀含量,沥青铀矿的 Sm-Nd 同位素组成及其稀土元素配分模式(图 5)又更相似于长江岩体,因而长江岩体可能是形成 302 矿床的主要铀源体。

5 结论

(1) Sm-Nd 和 U-Pb 年代学研究表明,沥青铀矿的形成时代为 70 Ma 左右,是晚白垩世成矿作用的产物。

(2) 沥青铀矿的微量元素、稀土元素及其 Sm-Nd 同位素特征表明,成矿组分铀主要来源于赋矿花岗岩,燕山早期长江岩体可能是主要铀源体。

References

- Cantrell K J and Bryne R H. 1987. Rare-earth element complexation by carbonate and oxalate ions[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 597-605.
- Chen J F and Jiang B M. 1999. Nd, Sr, Pb isotope tracer and continental crust evolution in SE China[A]. In: Zheng Y F, ed. *Chemical geodynamics*[M]. Beijing: Science Press. 262-287 (in Chinese with English abstract).
- Chen P R and Liu Y. 1990. The physico-chemical conditions for metallogenesis of No. 302 uranium deposit and the source and migration direction of its hydrothermal solution[J]. *Mineral Deposits*, 9(2): 149-157 (in Chinese with English abstract).
- Deng P, Shu L S and Tan Z Z. 2003a. The geological setting for the formation of rich uranium ores in Zhuguang-Guidong Large-scale urani-

- um metallogenetic[J]. *Geol. Rev.*, 49(5): 486-494 (in Chinese with English abstract).
- Deng P, Shen WZ, Ling HF, Ye HM, Wang XC, Pu W and Tan Z. 2003b. Uranium Mineralization Related to Mantle Fluid: A Case study of Xianshi deposit in Xiazhuang uranium orefield[J]. *Geochimica*, 32(6): 520-528 (in Chinese with English abstract).
- Du LT and Wang YM. 1984. Uniform metallogenic mechanism among the granite-, volcanic-, carbonaceous-siliceous-pelitic rock and sandstone-hosted uranium deposits in south China[J]. *Radioactive Geology*, (3): 1-10 (in Chinese with English abstract).
- Gao S, Luo TC, Zhang BR, Zhang HF, Han YW and Zhao ZD. 1999. Structure and composition of the continental crust in east China[J]. *Science in China (Series D)*, 29(3): 204-213 (in Chinese).
- Jin JF and Hu RZ. 1985. The study of genesis for uranium deposit No. 302[J]. *J. Chengdu College of Geology*, (4): 1-10 (in Chinese).
- Jin JF, Ni SJ and Hu RZ. 1992. Vertical zoning of hydrothermal dikes in the No.302 uranium deposit and the cause of its formation[J]. *Mineral Deposits*, 11(3): 252-258 (in Chinese with English abstract).
- Li JH, Liang L and Liu CD. 1995. Geological and geochemical features of wallrock alteration of surrounding ore mineralization in uranium deposit 622[J]. *J. East China Geological Institute*, 18(4): 335-343 (in Chinese with English abstract).
- Li XH. 1990. Formation and evolution of crust in boundary region between Huanan, Jiangxi and Guangdong Provinces[A]. *Pioneering, innovating and advancing: In celebration of professor Tu Guangchi engaging in geology research for 50 years*[M]. Chongqing: Press of Science and Technology of China. 98-103 (in Chinese with English abstract).
- Li XH. 1996. A discussion on the model and isochron ages of Sm-Nd isotopic systematics: Suitability and limitation[J]. *Scientia Geologica Sinica*, 31(1): 97-103 (in Chinese with English abstract).
- Li XH, Hu RZ and Rao B. 1997. Geochronology and geochemistry of cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China[J]. *Geochimica*, 26(2): 14-31 (in Chinese with English abstract).
- Li YS. 1997. Isotopic geochemistry of the uranium deposit. Collection in Isotopic geochemical study in China[A]. In: Yu JS, ed. *Isotope geochemistry researches in China*[M]. Beijing: Science Press. 287-313 (in Chinese with English abstract).
- Li ZY. 1987. Rare earth element geochemistry of granite-type hydrothermal uranium deposits with alkaline metasomatism in northwest China[J]. *Uranium Geology*, 3(3): 175-183 (in Chinese with English abstract).
- Ludwig KR. 1999. *Isoplot/Ex (Version 2.05): A geochronological toolkit for Microsoft Excel Berkeley*[M]. Geochronology Center, Special Publication. 43.
- Mao MC, Shen J and Zhang DF. 2002. Characteristics of pre-Sinian basement in Nanling region and its contribution to uranium ore-formation[J]. *Uranium Geology*, 18(1): 36-40 (in Chinese with English abstract).
- McLennan SM and Taylor SR. 1979. Rare-earth element mobility associated with uranium mineralization[J]. *Nature*, 282: 247-250.
- Michard A, Beaucarite C and Michard G. 1987. Uranium and rare-earth element in CO₂-rich waters from Vals-Les-Bains (France)[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51: 901.
- Ni SJ, Jin JF and Yao QT. 1992. Vertical zoning of the thermoluminescence of quartzs, fluorites and calcites in uranium deposit No. 302[J]. *Mineralogy and Petrology*, 12(4): 103-108 (in Chinese with English abstract).
- Ni SJ, Hu RZ and Jin JF. 1994. A vertical zoning model generated by the mixing and boiling of hydrothermal solution for uranium deposit No. 302[J]. *Uranium Geology*, 10(2): 70-77 (in Chinese with English abstract).
- Pearce JA. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins[A]. In: Hawkesworth CJ and Norry MJ, eds. *Continental basalts and mantle xenoliths*[M]. Nantwich: Shiva. 230-249.
- Sun T, Zhou XM, Chen PR, Li HM, Zhou HY, Wang ZC and Shen WZ. 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).
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*[M]. Oxford: Blackwell.
- Taylor SR and McLennan SM. 1995. The geochemical evolution of the continental crust[J]. *Rev. Geophys.*, 33: 241-265.
- Wang ZG, Yu XY and Zhao ZH. 1989. Rare earth element geochemistry[M]. Beijing: Sciences Press (in Chinese with English abstract).
- Weaver BL, Wood DA and Tarney J. 1987. Geochemistry of ocean island basalts from the south Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha[A]. In: Fitton JG and Upton BGG, eds. *Alkaline igneous rocks*[M]. London: Blackwell Scientific Pub. 30: 253-267.
- Wendlandt RF and Harrisob WJ. 1979. Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (4): 409-419.
- Xu WX, Wang SZ, Huang GL, Li WL, Shen WZ and Ling HF. 2008. Geochemical characteristics and genesis of the diabase dikes in southern Zhuguang granite batholith[J]. *J. East China Institute of Technology*, 31(2): 101-110 (in Chinese with English abstract).
- Zhang M. 2006. *The Research on chronology and geochemistry and uranium metallogenesis of uranium-bearing granite plutons in northern Guangdong Province (dissertation for Doctor degree)*[D]. Nanjing: Department of Earth Sciences, Nanjing University (in Chinese with English abstract).
- Zhang ZH, Zhao YY, Zhang BT, and Shen WZ. 1984. Uranium geochemistry[M]. Beijing: Atomic Press (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

陈江峰, 江博明. 1999. Nd, Sr, Pb 同位素示踪和中国东南大陆地壳

- 演化[A]. 见:郑永飞主编. 化学地球动力学[M]. 北京:科学出版社. 262-287.
- 陈培荣,刘义. 1990. 302铀矿床成矿物理化学条件、热源来源和运移方向[J]. 矿床地质, 9(2):149-157.
- 邓平,舒良树,谭正中. 2003a. 诸广-贵东大型铀矿聚集区富铀矿成矿地质条件[J]. 地质论评, 49(5):486-494.
- 邓平,沈渭洲,凌洪飞,叶海敏,王学成,濮巍,谭正中. 2003b. 地幔流体与铀成矿:以下庄矿田仙石铀矿床为例[J]. 地球化学, 32(6):520-528.
- 杜乐天,王玉民. 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.
- 高山,骆庭川,张本仁,张宏飞,韩吟文,赵志丹. 1999. 中国东部地壳的结构和组成. 中国科学(D辑), 29(3):204-213.
- 金景福,胡瑞忠. 1985. 302铀矿床成因探讨[J]. 成都地质学院学报, (4):1-10.
- 金景福,倪师军,胡瑞忠. 1992. 302铀矿床热液脉体的垂直分带及其成因探讨[J]. 矿床地质, 11(3):252-258.
- 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. 1990. 湘赣粤交界地壳形成与演化模式[A]. 开拓、创新、奋进——祝贺涂光炽教授从事地质工作五十周年[C]. 重庆:中国科学技术交流出版社重庆分社. 98-103.
- 李献华. 1996. Sm-Nd模式年龄和等时线年龄的适用性与局限性[J]. 地质科学, 31(1):97-103.
- 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):14-31.
- 李耀祚. 1997. 铀矿床同位素地球化学[A]. 见:于津生主编. 中国同位素地球化学研究[M]. 北京:科学出版社. 287-313.
- 李占游. 1987. 西北某花岗岩型碱交代热液铀矿床稀土元素地球化学[J]. 铀矿地质, 3(3):175-183.
- 毛孟才,沈俊,张导夫. 2002. 南岭地区前震旦纪基底特征及其对铀成矿的贡献[J]. 铀矿地质, 18(1):36-40.
- 倪师军,金景福,要全泰. 1992. 302铀矿床石英萤石和方解石的热释光的垂直分带[J]. 矿物岩石, 12(4):103-108.
- 倪师军,胡瑞忠,金景福. 1994. 302铀矿床热液的混合和沸腾垂直分带模式[J]. 铀矿地质, 10(2):70-77.
- 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.
- 徐文雄,王树忠,黄国龙,李伟林,沈渭洲,凌洪飞. 2008. 诸广南部基性岩脉的地球化学特征及成因. 东华理工大学学报, 31(2):101-110.
- 张敏. 2006. 粤北产铀岩体的年代学和地球化学及铀成矿机制研究(硕士学位论文). 南京:南京大学地球科学系.
- 张祖还,赵乙英,章邦桐,等. 1984. 铀地球化学[M]. 北京:原子能出版社.

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