325、326 铀矿床成因研究[®]

沈吉

张祖还

(中科院南京地理与湖泊研究所) (南京大学地球科学系)

提 要 325、326 矿床位于 ZG 复式花岗岩体中段,属花岗岩型铀矿床,对其研究表明,两矿床成矿 热液为粒间溶液与大气降水的混合热液,成矿物质主要来自花岗岩,部分来自寒武系地层,矿床形 成与钠交代密切相关,并受构造控制。

关键词 矿床成因 成矿物质来源 钠交代 构造控矿

对于 325、326 铀矿床的成因,中南地勘局 302 大队、北京铀矿地质研究所(刘尚华、孙志 福,1982)等单位都曾做过一些工作,但到目前为止仍然存在较大的争议。尤其是成矿主岩年 龄,成矿热液和成矿物质来源一直是长期未能解决的问题。1986~1990 年,笔者曾 5 次赴此矿 区进行工作,在野外工作的基础上,试图从同位素地质和碱交代等方面对上述几个问题进行探 讨。

1 矿床地质概况

325、326 矿床位于 ZG 复式花岗岩体中段,产于花岗岩体内,属于花岗岩型铀矿床。矿区内 岩体的岩性为中粗粒斑状黑云母花岗岩,其 Rb-Sr 同位素等时线年龄为 198.8±3Ma^②,属印支 期。该岩体形成以后,又有细粒黑云母花岗岩补体发育,分布于岩体的部分地区(图 1)。矿区东 西二侧为寒武系浅变质岩,由一套浊流相沉积的泥质砂岩,板岩和微晶灰岩组成,与岩体呈侵 入接触。矿区北面分布一白垩--第三系红色砂砾岩盆地,与岩体呈沉积接触关系。

两矿床受 I 号石英硅化断裂带控制, I 号石英硅化断裂带倾向南东, 倾角 50°~80°, 为一顺时针向错动的斜平移断层, 早期以压扭为主,晚期以张扭为主。矿床内分布有许多钠交代体, 据中南地勘局 302 大队研究, 钠交代体的形成年龄为 98Ma, 其特征为石英减少(甚至无石英), 岩石变红, 矿物颗粒粗大(有时甚至为单钠长石岩), 它们常控制了矿床内矿体的分布。

① 中科院矿床地球化学开放实验室资助项目

② 作者在南京大学现代分析中心测试



1. 中粗粒既状黑云母花岗岩 2. 细粒黑云母花岗岩 3. 寒武系地层 4. 白垩-第三系砂砾岩盆地 5. 石英硅化断裂 带 6. 构造断裂 7. 矿床

图 1 矿区地质略图

Fig. 1 Schematic geologic map of the investigated area

2 矿床内矿石特征

矿床内矿石的宏观特征十分明显,红化、碎裂、绿泥石化和钠长石化较强,通常矿石愈红品 位愈高。产于构造带中的矿石多为碎裂岩、碎斑岩、角砾岩和角砾糜棱岩等,被棕灰色玉髓充填 胶结;红化显示,带有铁染,肉眼很难见到沥青铀矿(照片1、照片2)。我们通过镜下鉴定以及矿 石的重砂矿物研究认识到,沥青铀矿是唯一的原生铀矿物。通过放射性照相以及显微照相确定 了沥青铀矿多呈脉状、显微球粒状、显微环带状等构成细脉浸染状矿石(照片3、照片4)。沥青 铀矿颗粒细小,粒级0.025~0.05mm,细脉状沥青铀矿脉宽0.1mm 左右。沥青铀矿常与黄铁 矿、绿泥石、萤石和微晶石英共生,以充填、交代、包裹形式构成沥青铀矿一赤铁矿、沥青铀矿一 黄铁矿、沥青铀矿一绿泥石、黄铁矿和沥青铀矿一萤石、微晶石英组合。伴生的主要金属矿物有 赤铁矿、黄铁矿、方铅矿、闪锌矿和黄铜矿,脉石矿物为绿泥石、水云母、萤石、玉髓、石英和方解 石。

从矿石化学成分分析(表 1)可知,矿石和围岩相比,硫、氟大量增高,烧失量也增高,表明 矿石中挥发分高;氟含量高矿石富铀,这与沥青铀矿和萤石密切共生是一致的;部分矿石二氧 化硅含量较高表明成矿时有硅质的叠加,这和镜下观察硅化或玉髓脉中有沥青铀矿存在相吻 合;矿石三氧化二铁含量增高,所以矿石呈红色。

73

表 1 矿石化学成分分析结果(%)

Table 1 Chemical components of various ore

成分岩性	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fc2O3	MgO	CaO	SO3	P ₂ O ₅	K₂O	Na ₂ O	烧失量	F	U۲
钠交代花岗岩 (围岩)	74.35	11.87	0.52	0.64	1.47	0. 53	0.30	0.13	3.14	0. 91	1.97	0. 20	15 (ppm)
硅化矿石 	78.33	6. 77	0.29	1.28	1.40	L. 46	2.30	0.10	1.15	0.21	2. 53	0.82	0. 229
红化矿石	72.22	12.39	0.14	1.86	0.23	1.29	1.95	0.14	3.02	2.90	3.17	0. 82	0.264
黑色矿石	73.94	11. 59	0. 28	0. 85	0. 28	0. 98	1.63	0.17	2.88	2.27	2.64	1.42	0.242

注:样品由南京大学地质系中心实验室分析

*铀含量由南京大学地质系铀矿教研室测试。

3 成矿热液及成矿物质来源

3.1 成矿热液来源

3.1.1 氧同位素

两矿床不同成矿期矿物石英的氧同位素分析结果见表 2,由表可见,矿前期石英的 δ¹⁸O_{*} 都为正值,其变化范围为 7.50‰~2.39‰;成矿期 δ¹⁸O_{*} 值下降,一部分转化为负值(0.22‰ ~-1.49‰);到了矿后期 δ¹⁸O_{*} 值进一步下降,全部为负值。

3.1.2 包裹体水的氢同位素

原生包裹体中的水常常代表了原始成矿溶液,其氧同位素由于易和周围含氧矿物中的氧进行同位素交换,通常较难准确反映成矿溶液原始氧同位素特征,而岩石和矿物中氢的含量比水中的氢含量小得多,同位素交换对包裹体水的氢同位素影响很小,因此可利用包裹体水的氢同位素值,结合矿物石英的 $\delta^{18}O_{*}$ 值,判断成矿热液来源^[1]。矿床中石英包裹体内水的氢同位素分析结果见表 2,成矿期 $\delta D_{H_20} = -50.9\%, \delta^{18}O_{*} = 0.22\% \sim -1.49\%, 位于典型岩浆水和当地大气降水(<math>\delta D_{H_20} = -45\%, \delta^{18}O_{*} = -8.2\%$)氢氧同位素之间^[2]。

以上氢氧同位素分析结果,结合矿床矿岩时差较大的特点,我们认为,矿床矿前期的热液 主要为岩浆热液,这种岩浆热液并不是指岩浆结晶分异到晚期富含挥发分的残余热液,而是指 岩浆结晶分异结束后,残留在结晶矿物颗粒间和裂隙中的粒间溶液在晚期各种脉岩侵入和构 造活动过程中重新汇聚而形成的热液①。在矿田花岗岩薄片中,粒间溶液作用边广泛出现,边 宽达10µm。关于粒间溶液成矿理论,近年来受到越来越多人的重视^[3]。成矿期的热液主要来自

① 沈吉,1991年博士论文

岩浆热液和大气降水的混合热液,矿后期热液则主要来自大气降水。

	矿化期	矿床	样品编号	測定矿物	温度(℃)	δ ¹⁸ O石夹‰ (SMOW)	δ¹*O _* ‰ (SMOW)
氧 同 位 素		325	A-1	石英	297	9.3	2.64
		325	A-2	石英	290	9.3	2.39
	1 11 11 11 11 11	326	S-1	石英	300	10. 9	4.34
		326	S-2	石英	310	13.72	7.50
	成矿期	325	A-3	杂色石英	283	7.2	0. 03
		325	A-4	杂色石英	285	7.8	0.22
		326	S-3	杂色石英	279	5. 83	-1.49
		326	S-4	杂色石英	280	5. 92	-1.32
	矿后期	325	A-6	梳状石英	217	5. 22	-7.39
		326	S -5	梳状石英	220	4. 41	-8.02
氢同位素	矿化期	矿床	样品编号	测定矿物	温度(C)	矿物包体水 δD‰(SMOV	
	矿前期	326	К-2	石英	290	-62. 7	
	成矿期	326	K-4	石英	210	-50.9	

表 2 矿床氢氧同位素分析值①

Table 2 Analytical values for hydrogen and oxygen isotopes of the deposit

计算公式:1000lma_{石英-水}=3.24×10⁻⁶ • T⁻²-3.31(250~500℃) 1000lma_{石英-水}=3.65×10⁻⁶ • T⁻²-2.59(100~250℃)





Fig. 2 Histogram of sisotope frequency distribution

3.2 成矿物质来源

3.2.1 硫同位素判据

对矿床中黄铁矿的硫同位素分析表 明,δ³⁴S值比较分散,但显示波浪式分布特 点,在零值和负值区有3个峰值(图2).表 明矿床形成过程中可能存在二个以上的硫 源,或成矿过程中物理化学条件发生明显 的变化。从δ³⁴S在零值区有一峰值以及矿 床地质情况分析,花岗岩很可能提供了部

分成矿物质。矿床中黄铁矿的δ³⁴S均为负值,变化范围为-0.6‰~-17.26‰,表明成矿过程 中,大气降水从地层中带来了生物成因硫进入成矿溶液,从而导致沉淀出的黄铁矿其δ³⁴S具有 较大的负值,可见一部分成矿物质也可能来自周围的寒武系地层。

3.2.2 铅同位素判据

表 3 列出了矿床的矿石铅同位素分析值,Cannon. R. S(1961)将铅同位素值换算成²⁰⁶Pb/ ²⁰⁴Pb+²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb+²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=100,在 Cannon 图解上(图 3),位于新月形区域内为正常铅,分

① 表 2 中数据由南京大学现代分析中心测试

布在新月形区域之外为异常铅。矿床的矿石铅投影点都落在新月形区域以外的J铅范围内,表 明矿床铅矿源的同位素组成是不均一的,它们可能由多个来源的铅在成矿过程中相混合形成, 从本矿区分析,矿石铅最可能由花岗岩和寒武系地层中的铅混合形成^[4]。

样品编号	 測定矿物	²⁰⁶ Ph/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
SK-1		19.58	15.82	39. 17
SK-2	黄铁矿	19.89	15.80	39.68
SK-3	黄铁矿	18.21	15. 81	38.68
SK -7	方铅矿	20. 23	15.69	38. 72
SK-12	方铅矿	18.80	15.70	39.69
SK-18		20. 30	15. 68	38. 25
SK-19		18. 58	15. 72	38.86
SK-20	方铅矿	18.67	15.82	39.02
SK-22	黄铁矿	21.51	15.84	38.74
SK-24	黄铁矿	18.84	15. 77	39.20
SK-25	方铅矿	18. 21	15.80	38.69

表 3 矿床内矿石铅同位素分析值[•] Table 3 Analytical values for lead isotopes of ores in the deposits

*表中数据由北京铀矿地质研究所分析



图 3 矿床矿石铅的卡农图解

Fig. 3 Cannon's ternary diagram of lead isotopes in ores of the deposites

4 钠交代对铀矿化的富集作用

矿床内矿体几乎都产于钠交代岩内,铀矿化与钠长石交代岩有密切的关系,钠交代岩本身 往往就是矿石,因而研究钠交代与铀矿化的关系具有十分重要的意义。

4.1 钠交代对岩石物理性质的影响

矿床内钠交代岩破碎非常强烈,含矿钠交代岩更是如此,我们对几种钠交代岩进行了有效 孔隙度和抗压强度的测定(表 4),得知随着钠交代程度的增强,从花岗岩→钠交代花岗岩→钠 交代岩→强钠交代岩,其孔隙度逐步增大而抗压强度逐步降低,其中强钠交代岩的孔隙度和抗 压强度分别比花岗岩增大了 47%和降低了 58%。钠交代使岩石孔隙度增大的原因可以从二方 面分析:其一,钠交代过程中离子半径较大的钾离子(1.33Å)被较小的钠离子(0.98Å)置换, 使得长石晶胞体积缩小了 7.9%(正长石的单位晶胞体积为 719.54Å,钠长石的单位晶胞体积 为 662.104Å),这就是等容交代后发生孔隙度变化的原因;其二,钠交代过程中,花岗岩内部 分 SiO₂转化为 SiO¹⁻,或与碱金属结合形成可溶性硅酸盐带出:

 $SiO_2 + 4OH^- = SiO_4^{4-} + 2H_2O$

 $SiO_2 + 2Na^+ + CO_3^{2-} = Na_2SiO_3 + CO_2$

结果产生大量微细空隙,导致钠交代岩孔隙度增高。

岩石名称	样品数	有效孔隙度 (%)	抗压强度 (kg/cm ²)	岩石名称	样品数	有效孔隙度 (%)	抗压强度 (kg/cm ²)
花岗岩	4	1. 22	1360	钠交代岩	2	1.76	1080
钠交代花岗岩	2	1.48	1210	强钠交代岩	4	2. 32	860

表 4 各种钠交代岩的有效孔隙度和抗压强度;

Table 4 Effective porosity and compressive strength of various soda-metasomatic rocks

*样品由南京第三建筑工程公司实验室测试

钠交代所引起岩石孔隙度的剧烈增加一般以微裂隙的形式表现出来,这种钠交代后的岩 石的表面积将极大地增加,它象"海绵体"一样,为铀矿物的沉淀提供了极其有利的空间。其次, 钠交代形成的海绵体其物理机械性能显然变得脆弱,抗压、抗剪强度变小,成为构造活动的薄 弱环节,从而又为成矿期构造叠加提供了合适的场所。正如我们在野外经常所见,岩石碎裂最 强处常常是钠交代最发育处,同时也是铀富集成矿部位。

4.2 钠交代促使铀活化转移

众所周知,铀在岩体内成矿不仅与岩体含铀量有关,而且还取决于铀在岩体内的赋存状态,为进一步揭示铀在钠交代岩内赋存状态的改变,笔者用钠交代岩铀的浸出率与原花岗岩铀的浸出率的比值 Ka。表示钠交代岩中铀的活化程度,Ka>1表示钠交代岩的浸出率增高,Ka值越大,则铀活化程度也越高。由表5可见,浸出试验一致得出 Ka>1的结果,这意味着钠交代在

一定程度上改变了铀的赋存状态,使部分固定铀转化为活动铀,从而提高了铀的浸出率。

Ka= <u>钠交代岩的铀浸出率</u> 原花岗岩的铀浸出率

表 5 各种钠交代岩石铀浸出率*

岩石名、称	样 品 数	铀浸出率(%)	铀活化系数(Ka)
中粗粒斑状黑云母花岗岩	4	14.86	1.00
钠交代花岗岩	3	18. 32	1.23
钠交代岩	4	25.64	1.73
强钠交代岩	3	44.72	3. 01

Table 5 Uranium extractability of various soda-metasomatic rocks

*样品由笔者在南京大学铀矿实验室测试。

4.3 钠交代的地球化学演化过程

钠交代是本矿床最为典型的特征,它形成的钠交代岩体分布范围广,肉眼可辩认(岩石变 红,少石英或无石英),受断裂构造控制明显,同时钠交代岩的铀含量比原岩增高。因此,钠交代 作为区域的找矿标志,早已被人们所重视。

据有关资料^①,成矿热液最初是铀酰碳酸钠溶液,它一方面从围岩中不断获得大量的活性 铀,另一方面它又是铀的稳定载体,这种溶液在高压下沿构造带向上迁移,向两侧渗透,在适当 的环境下(如构造断裂处、裂隙处、岩石破碎处等),压力降低,CO₂逸出,与围岩(花岗岩)发生 钠交代,使围岩中的各种矿物均遭受破坏,石英被溶蚀,斜长石中的 Ca²⁺和钾长石中的 K⁺为 Na⁺所取代而形成钠长石,被交代的石英部分参与了钟长石的组分,部分以 SiO₂ 的形式被带 走,或形成玉髓等,被置换的 Ca²⁺、Mg²⁺与 CO³⁻结合成碳酸盐矿物,黑云母等蚀变为绿泥石。 在此过程中,铀载体的平衡遭到破坏,从而造成铀的沉淀。钠交代作为铀成矿的第一阶段,使岩 石中分散状态的铀初次相对富集起来,为尔后的成矿奠定了物质基础。到了成矿的第二阶段 (主要成矿阶段),是以钠交代岩的构造破碎为先导,伴随有成矿热液的强烈活动,并叠加在初 次的钠交代岩上,这时只有轻微的钠交代现象,表现为糖粒状钠长石脉形式,钠交代接近尾声。 在这个阶段,富铀的矿液沿构造系统(包括钠交代海绵体)运移、渗透,铀酰化合物(碳酸铀酰和 少量的氯化铀酰、硫酸铀酰等)被钠长石、绿泥石、玉髓、方解石、赤铁矿等吸附,并与其发生氧 化还原反应,以沥青铀矿的形式沉淀下来。

需要指出,并非所有钠交代岩体都有矿,我们统计了 326 矿床 56 个钻孔 20400m 岩芯,发现钠交代岩为 3346m,占岩芯总长度 16.4%,而钠交代岩中含矿的岩芯长度仅为 381m,占钠 交代岩的 11.4%,可见铀成矿虽与钠交代岩关系密切,但还受许多其它因素的控制。

78

5 构造对铀成矿的控制作用

矿床内矿体的分布主要受构造控制, I 号石英硅化断裂带控制了整个矿区, 325、326 矿床 位于其二侧, I 号石英硅化带是矿床成矿溶液运移的主要通道^①,但 I 号带内并不成矿, 矿化 主要存在于次一级的容矿构造中。

NNE 向断裂带控制了矿床的矿化范围和 80%以上的工业矿体,矿体基本赋存在 F₁、F₅ 和 F₁₀、F₁₁构造的夹持区内,工业矿体群直接产于 NNE 向主干构造的次级构造中,而 NNE 向主干 构造本身也有矿化显示或矿体产出,总体看表现为构造逐级控矿的特点。矿体群分布的垂幅与 构造也有一定的联系,控矿构造在成矿期活动时,表现为上盘为上升主动盘,构造裂隙发育,同 时由于垂向上围岩边界条件不同,上部围压减小,应力释放,张应力增大,岩石破碎程度高,给 矿液的沉淀提供了空间场所,有利于成矿;而深部围压大,岩石破碎程度较差,裂隙少且封闭性 好,所以在控矿构造带的深部虽也有工业矿体出现,但矿化范围受到限制。

NNE 向断裂带以成矿期活动为主,表现了直接控矿的特点,但它们在控矿性上彼此之间 存在一定差异,以 F_1 、 F_5 、 F_6 为例, F_1 的控矿性较差, F_5 较好, F_6 最好。产生这种差异性的原因表 现在以下三方面:(1)形态上的差异: F_1 单条产出,虽然走向上有所差异,仍属"一"字形构造, 对围岩的影响范围小,派生构造发育差; F_6 带组形式出现,派生构造有一定程度发育,它对围 岩的影响范围较 F_1 要大,但单条之间的距离较大,且首尾重复少; F_6 以带组群形式产出,往往 几十条密聚出现,首尾重复距离大,围岩破碎程度高,派生构造很发育。(2)产出部位围岩条件 的差异性: F_1 产于钠交代岩边缘部位的绿色蚀变带中, F_5 、 F_6 同处在红化、碱交代岩发育的部 位,而 F_6 居中,较之 F_5 又有"得天独厚"的空间位置。(3)物质组分上的差异性: F_1 是以碱质充 填为主的角砾糜棱岩带,胶结紧密,成矿期热液活动弱,矿后浅色萤石、梳状石英较普遍; F_5 南 段以矿前期硅化石英为主,北段浅色水云母化较强,中段则和 F_6 组分相似; F_6 以硅化角砾岩、 碎裂岩为主,成矿期热液活动明显,所以 F_5 中段和 F_6 带有较好的矿体群产出。

6 小结

(1)325、326 矿床矿前期成矿热液主要来自岩浆热液,成矿期热液来自岩浆热液和大气降水的混合热液,矿后期热液则以大气降水为主。成矿物质部分来自花岗岩体,部分来自矿床外围寒武系地层。

(2)矿床内铀矿化与钠交代关系密切,钠交代使岩石孔隙度增大,抗压强度降低,成为构造 活动的薄弱环节,从而为成矿期构造叠加和矿液沉淀提供了合适的场所。其次钠交代促使铀活 化转移,使岩石中部分固定铀转化为活动铀,提高了岩石中铀的浸出率。

① 沈吉,1991年博士论文

(3)矿床内矿体分布受构造控制, II号石英硅化断裂带控制了整个矿区, NNE向断裂带控制了矿床的矿化范围和主要工业矿体。

(4)矿床成矿模式大致为:印支期富铀花岗岩(矿源岩)在脉岩活动和构造动力条件下释放 出含铀的粒间溶液(碳酸铀酰等),粒间溶液向低压裂隙系统运移,在运移过程中与围岩发生交 代,形成一系列钠交代体。晚期构造活动叠加于钠交代体,使钠交代体发生强烈破碎,成矿溶液 再次活动,并与大气降水混合,在有利的构造部位及破碎带沉淀成矿。



参考文献

1 沈渭洲.稳定同位素地质.原子能出版社,1987:132~144

2 沈吉,赵乙英.322 矿田花岗岩与铀矿床成因的同位素研究.铀矿地质,1990,(4)

3 李兆麟.粒间溶液与成矿作用.地质学报,1986,(2)

4 沈吉,赵乙英,刘道忠,华南诸广山花岗岩体中段锶、氧、铅、硫同位素研究,岩石学报,1991,(2)

GENESES OF URANIUM DEPOSITS NO. 325 AND NO. 326

Shen Ji

(Nanjing Institute of Geography & Limmology, Academia Sinica)

Zhang Zhuhuan

(Department of Earth Science, Nanjing University)

Abstract

The deposits No. 325 and No. 326 lie in the middle zone of ZG composite granite bodies. They belong to uranium deposits of granitic type. Before the ore-forming stage the mineralization fluid mainly came from the magama hydrothermal solution. In ore-forming stage the mineralization fluid was the mixture of magama hydrothermal fluid and meteoric water and after ore-forming stage, the meteoric water rain. Studying from isotopes of sulphur and lead made it clear that the ore-forming materials of the deposits mainly came from granite bodies and partly came from the stratum of Cambrian system which is around the deposits. The soda-metasomatism has importance to mineralization. It changed the physical and mechanical property of rock and cause uranium mobilization and transference. The structure controled the distribution of the mineral bodies.