矿 床 地 质
1987年 MINERAL DEPOSITS 第6卷 第4期

3701铀矿床地质特征及其热液叠加改造成矿作用❶

闵茂中 孔令福 张祖还 江 仪 张国文

（南京大学地质系） （中南地勘局307队）

内容提要：本文在介绍3701铀矿床的地质特征、矿石物质成分和稳定同位素组成等研究结果基础上，论述了该矿床的成因。3701铀矿床赋存在L花岗岩体外接触带泥盆系灰岩中。花岗岩的黑云母钾-氩法年龄为318-202Ma，矿床的矿化年龄（沥青铀矿铀-铅法年龄）为65.0—30.7Ma，矿岩时差超过137Ma。矿床的热液矿化特征明显。成矿温度约100—300℃，属中、低温热液矿化。矿床的近矿围岩蚀变较弱。矿床的稳定同位素研究结果表明，成矿物质是多源的，其中硫、碳主要来自围岩，铀、铅主要来自花岗岩。矿液水以大气降水为主。铀背景值较低（3.12ppm）的成矿围岩，汲取了从花岗岩中淋出的含铀水体中的铀。被燕山期、喜山期构造运动加热了的地下水汲取围岩中的铀等成矿物质，在角砾岩带等地段沉淀成矿，因此该矿床属多矿源热液叠加改造成因。在两次铀矿化间隔期间，早期矿体曾遭受地下水的改造。

主题词：铀矿床 热液叠加改造成矿 地下水改造

在对3701铀矿床的地质特征、物质成分、矿物学特征和稳定同位素组成等方面详细研究的基础上，笔者认为该矿床属多矿源热液叠加改造成因。在两次铀矿化间隔期间，早期矿体曾经受地下水的改造作用。

一、成矿地质背景

矿区位于南岭东西向构造带南缘，某区域性断裂的走向变异部位。区内出露地层有上寒武统（ϵ_3）砂页岩，下奥陶统（O_1）粉砂岩，中、下泥盆统（D_{1-2}）灰岩、白云岩，下侏罗统（J_1）砂岩、碳质页岩，下白垩统（K_1）和第三系（E）砂砾岩。矿床位于一白垩纪红色盆地北缘。

矿床赋存于L花岗岩外带之中泥盆统应堂组含生物碎屑泥质灰岩中，其南、西、北西侧及基底均为花岗岩（图1）。矿区断裂构造发育，其走向以北东为主，其次为北西。矿床赋存于F_3与F_{15}两断裂构成的断陷带内。主矿体均产于断陷带花岗岩基底凹兜内的灰岩层间、似层间构造破碎带中（图1中F_1^1—F_1^4，片理化带及角砾岩带）。因岩浆侵入，泥盆系灰岩普遍重结晶、角岩化、大理岩化和弱矽卡岩化。矿区灰岩中岩溶发育。

L花岗岩体出露面积约238km²（岩基）。岩性为粗粒—中粒黑云母花岗岩，局部边缘为

❶ 这是南京大学地质系和中南地勘局307大队合作研究成果。参加工作的还有黎旭畅、肖宪昌、王清和、李月凤、陈溪、陈耀周、徐刚、杨饶生、王国庆、王海福、郭强等

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

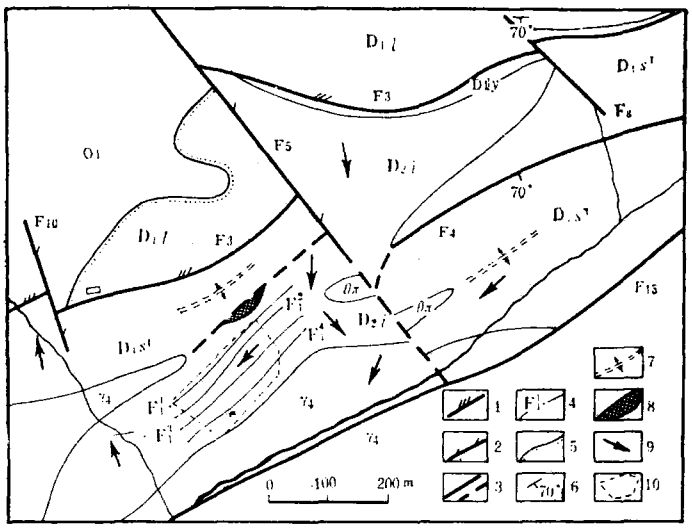


图 1　3701铀矿床地质略图

（据307大队）

D_2i—中泥盆统应堂组灰岩；D_2i^1—中泥盆统应堂组下段灰岩和白云岩；D_1s^3—下泥盆统四排组上段灰岩；D_1s^1—下泥盆统四排组下段灰岩和白云岩；D_1y—下泥盆统郁江组泥岩、粉砂岩；D_1l—下泥盆统莲花山组石英砂岩；O_t—下奥陶统粉砂岩；γ_4—海西期花岗岩；$Q\pi$—石英斑岩；1—压性断裂；2—张性断裂；3—实测和推测断裂；4—片理带；5—不整合界线；6—地层产状；7—背斜轴；8—地表铀矿带；9—地下水流向；10—地下铀矿体范围

Fig. 1. Sketch geologic map of 3701 uranium deposit.

D_2i—Limestone of Middle Devonian Yingtang Formation; D_2i^1-Limestone and dolomite of lower member of Middle Devonian Yintang Formation; D_1S^3—Limestone of upper member of Lower Devonian Sipai Formation; D_1S^1-Limestone and dolomite of Lower Devonian Sipai Formation; D_1y—Mudstone and siltstone of Lower Devonian Yujiang Formation; D_1l—Quartz sandstone of Lower Devonian Lianhuashan Formation; O_t-Lower Ordovician siltstone; γ_4—Hercynian granite; $Q\pi$—Quartz porphyry; 1—Compressive fault; 2—Tension fault; 3—Measured and inferred faults; 4—Schistosity zone; 5—Unconformity; 6—Attitude of strata; 7—Anticlinal axis; 8—Superficial uranium orebody; 9—Flowing direction of groundwater; 10—Limits of subsurface uranium orebody.

细粒—中细粒黑云母花岗岩。为单阶段侵入岩体。

二、矿体特征

矿体呈似层状、透镜状，其产状与地层的产状一致。矿体赋存标高主要为－50——250m，个别矿体暴露于地表。矿化作用以充填为主，交代次之。

（一）矿石类型

1．工业类型：属细脉—微脉浸染型。矿脉宽数毫米。

2．自然类型：按容矿岩石类别划分，以角砾状矿石为主，其次为破碎泥质灰岩型、结晶灰岩型和粘土型矿石。

3．成因类型：可分原生矿石（即细脉—微脉浸染型）和表生矿石（即粘土型）两类。

（二）矿石物质成分　矿石的矿物组成较复杂，已查明的矿物达44种。按其成因可分为内生、表生和成矿前原岩残留矿物三类，其中金属矿物15种，非金属矿物29种。主要内生、表生矿物列于表1。工业矿物主要为沥青铀矿。它在矿石中的嵌布特点是粒度细小、分散，其

表 1 矿床中矿物的共生顺序

Table 1. Paragenetic sequence of minerals in the uranium deposit

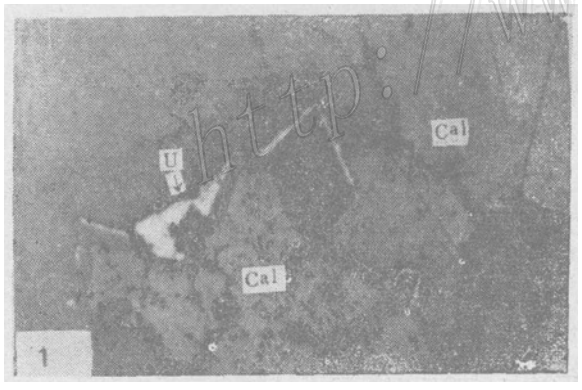
矿物 \ 期次 \ 矿化阶段	热液期				表生期
	矿前期	成矿期		矿后期	
	硫化物－碳酸盐阶段	绿泥石－沥青铀矿阶段	硫化物－沥青铀矿阶段	硫化物－碳酸盐阶段	
	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅳ	
沥青铀矿					
铀石					
铀黑					
钙铀云母					
黄铁矿					
白铁矿					
方铅矿					
闪锌矿					
砷黝铜矿					
黄铜矿					
辉铜矿					
斑铜矿					
红砷镍矿					
铜蓝					
兰铜矿					
孔雀石					
针铁矿					
绿泥石					
方解石					
白云石					
石英					
微晶石英					
钾长石					
水云母					
主要近矿围岩蚀变	绿泥石化 钾长石化	绿泥石化 钾长石化	钾长石化 水云母化		
矿化年龄(10^6a)		65.0，59.2	30.7		

主要产出方式有：以显微浸染状分布于方解石粒间（照片1）；沿先成硫化物边缘沉淀（照片2）；少数情况下可形成单矿物细脉，以及与硫化物组成复矿物细脉（照片3）；在粘土型矿石中沥青铀矿呈风化残余（铀黑）存在。

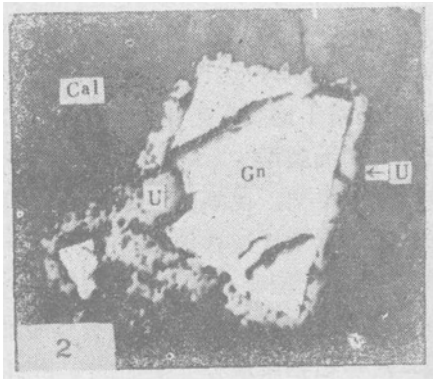
（三）矿石主要结构构造

主要结构有：①沥青铀矿、矿前期闪锌矿和方铅矿、成矿期黄铁矿普遍呈胶状结构（照片4）；②沥青铀矿沿先成黄铁矿、方铅矿、闪锌矿等矿物颗粒边缘交代沉淀，形成环边交代结构（照片2）；③交替生长结构，矿前期闪锌矿、方铅矿呈胶状交互沉淀而成（照片4）；④压碎结构，多见于黄铁矿、砷黝铜矿中。

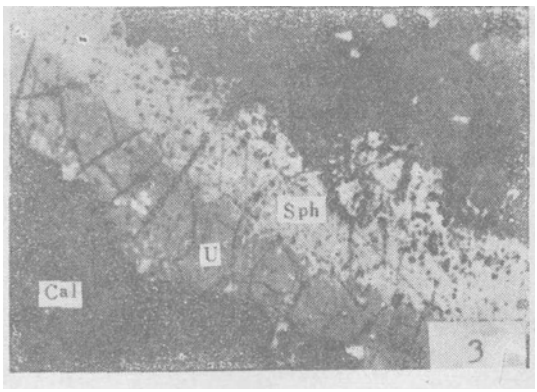
主要构造有：①脉状构造，沥青铀矿可形成细脉、微脉、网脉，或与其它矿物构成复脉等；②角砾状构造，沥青铀矿胶结早期矿物或岩石角砾，但大多数为继承成矿前围岩的角砾状构造；③浸染状构造，沥青铀矿及其它金属矿物呈星点状、短丝脉状分布于灰岩中而成。



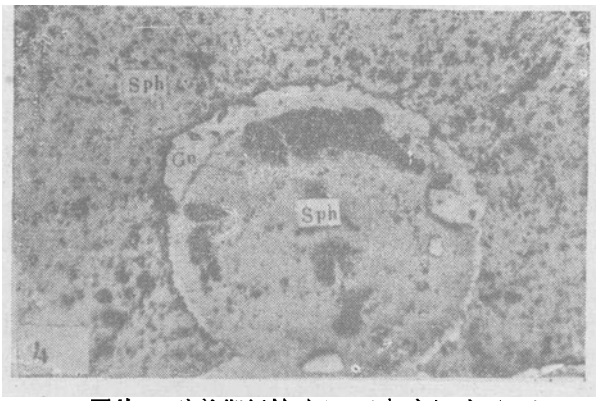
照片1 沥青铀矿（U）沿方解石（Cal）晶面及解理交代 光片（R_{204}） 单偏光 ×100 $ZKI_{水}$



照片2 沥青铀矿（U）沿成矿期方铅矿（Gn）边缘沉淀、交代 Cal—方解石 光片（R_{215}） 单偏光 ×100 $ZKI_{水}$



照片3 沥青铀矿（U，具裂隙）与闪锌矿（Sph，无裂隙）构成复脉 Cal为方解石 光片（R_{35}）单偏光 ×100 ZK823



照片4 矿前期闪锌矿（Sph）与方铅矿（Gn）的胶状结构 光片（R25） 单偏光 ×60 ZKⅢ-3

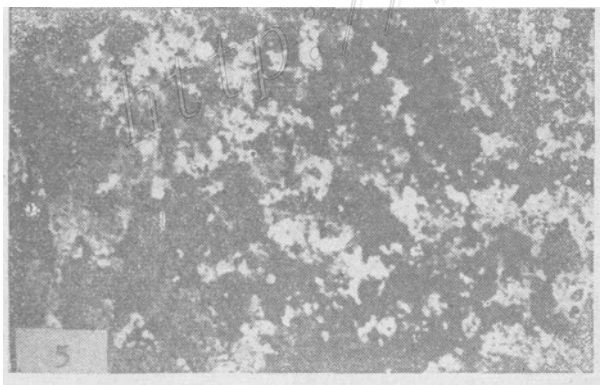
（四）围岩的热液蚀变 矿床的近矿围岩蚀变较弱，主要有钾长石化、“退色”化、黄铁矿化、绿泥石化、水云母化等。除钾长石化可呈面型分布外，其余蚀变仅局限于矿脉两侧（宽约数毫米至数厘米），呈现脉型矿床所具有的线型蚀变特征。

（五）矿化期、矿化阶段及矿物生成顺序 根据矿物共生组合、脉体穿插、交代及矿物同位素年龄资料，将矿床的矿化过程划分为热液期（四个阶段）及表生期（表1）。

（六）有用元素赋存状态 该矿床是一个含铅、铜、银等并可供工业综合利用的多元素铀矿床。铀在矿石中除呈沥青铀矿（偶见铀石、铀黑、钙铀云母）形式外，极少量被粘土吸附；银在黄铜矿、方铅矿中主要呈自然银显微包裹体存在，少量为类质同象状态；铜呈黄铜矿、砷黝铜矿等单矿物存在；铅基本均以方铅矿形式存在。

三、矿床的中—低温热液成矿特征

（一）地质特征 该矿床主要属脉型矿化，沥青铀矿及其伴生矿物呈细脉（1—10mm，照片3）、微脉（<1mm）、网脉等出现。脉体可交切围岩层理，不同期次矿脉相互穿插。矿化受断裂构造及角砾岩带控制。除此之外矿化还受热液蚀变带控制。矿床位于岩体外带热变质晕中，尤其位于面型弱钾长石化带中，个别地段可形成交代钾长石岩（照片5）。矿化地段的钾长石化略有增强。各矿化阶段脉体常伴有相应的线型近矿围岩蚀变（表1），尤以“退色”化及“绿色”化（绿泥石化）明显。近矿蚀变类型属中—低温型组合。



照片5 交代钾长岩，尚有少量灰岩交代残余 薄片（T1183）正 交×60 ZK823

（二）矿物包裹体测温 少量方解石的气液包裹体均一温度达113—281℃（12个样品）；成矿后期石英气液包裹体的均一温度为197℃（8个样品平均值）；沥青铀矿的爆裂温度平均为225℃（2个样品）；方铅矿-闪锌矿矿物对硫同位素平衡温度为150℃（2个样品）；成矿前期闪锌矿含大量黄铜矿乳滴状出溶体，其理论形成温度为300—350℃。据此，我们将该矿床成矿温度区间确定为300—100℃，沥青铀矿形成温度约200—150℃。这与我国大部分中、低温热液铀矿床形成温度一致❶。

（三）矿物学特征 该矿床中出现的红砷镍矿、砷黝铜矿是典型的热液矿物[5]。该矿床的沥青铀矿的含氧系数（2.42）和晶胞参数（$a_0=0.5395$nm）与华南改造花岗岩型（热液）沥青铀矿相似，它明显不同于淋积型及其它成因类型沥青铀矿[1]。银在黄铜矿、方铅矿中主要呈自然银显微包裹体，少量银呈类质同象。

四、早期矿体经受地下水改造的矿物学特征

矿前期及部分成矿期金属矿物普遍被溶蚀，如早期沥青铀矿及硫化矿物。晚期热液成因沥青铀矿（第三矿化阶段产物，其形成年龄为30.7Ma，表1），沉淀于上述矿物被溶蚀的空隙中（有的矿物被溶蚀成蜂窝状）。由此断定，这种溶蚀作用发生在两次成铀作用期间，年龄在59.2—30.7Ma之间。矿脉中绝大部分方解石只具细小的液体单相包裹体或气液包裹体，其大部分均一温度低于50℃，这表明其形成温度近于常温。不同矿化阶段黄铁矿的Co、Ni含量较低，且Co/Ni≤1，这与成矿围岩中成岩型黄铁矿的Co/Ni比值相似，反映其形成于常温地质环境。综上可认为，这些特征与常温下灰岩地区的地下水活动有关，并造成早期矿体中部分成矿物质的再分布。

五、硫、碳、铅、氧同位素研究

我们对该矿床有关同位素组成特征进行了研究，旨在结合成矿条件获得有关成矿物质来源的信息。

（一）硫同位素组成 对采自成矿围岩、矿石和L花岗岩的40个黄铁矿样品的$\delta^{34}S$值测定结果表明：①成矿围岩中成岩期原生黄铁矿（6个样品）的$\delta^{34}S=-8.05--20.49‰$，平均值为$-16.92‰$；②L花岗岩中黄铁矿（4个样品）的$\delta^{34}S=+8.7-+13.1‰$，平均值为$+11.22‰$；③矿石中黄铁矿（30个样品）的$\delta^{34}S=+0.8--39.81‰$，平均值为$-13.06‰$；④矿石与围岩的硫同位素组成相似，表明成矿硫主要来自地层同生硫；⑤矿石中黄铁矿的$\delta^{34}S$值由矿前期（平均值$-16.65‰$）向矿后期（平均值$-10.24‰$）逐渐增大，推测这与花岗岩中的重硫加入并产生同位素交换有关，也即矿石硫少量来自L花岗岩。

（二）碳同位素组成 成矿围岩中4个方解石样品的$\delta^{13}C=+1.00--0.97‰$，平均值为$-0.152‰$，具典型海相碳酸盐岩的碳同位素组成特征（$\delta^{13}C=0‰\pm$）。矿石中4个方解石样品的$\delta^{13}C=-0.23-1.53‰$，平均值为$-0.815‰$，与成矿围岩的碳同位素组成相似，表

❶ 徐国庆，1982，“我国热液铀矿床形成的某些温度特点”

明碳主要来自围岩。

（三）铅同位素组成 矿石中与沥青铀矿同时生成的方铅矿（3个样品）的铅同位素组成，具放射成因铅低的异常铅特征。将矿石铅同位素数据投绘在图2上时，它们均落在上地壳铅演化线附近，表明成矿铅来自上地壳先存岩石。L花岗岩中钾长石（3个样品）的铅同位素组成与上述方铅矿相似。在$^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$座标图上，两种矿物的铅同位素值均落在零等时线的右侧，明显显示异常，而且六个投影点构成良好的线性关系，表明成矿铅主要来自花岗岩。

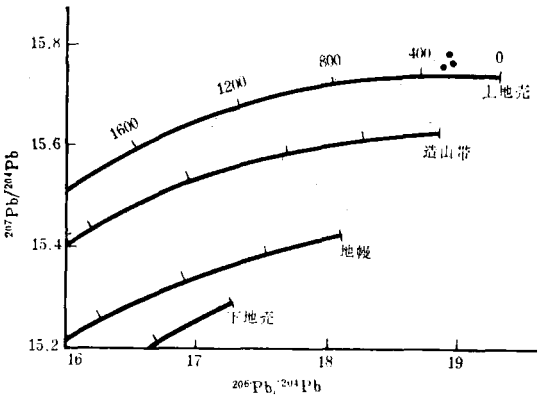


图2 $^{207}Pb/^{204}Pb$—$^{206}Pb/^{204}Pb$关系图，黑点为本矿床方铅矿的投影点位置（仿C.M.Hampto, P. N. Taylor, 1983[3]）

Fig. 2, Diagram of $^{207}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ showing plots of galena from the ores (after C. M. Hampton and P. N. Taylor, 1983).

（四）氧同位素组成 矿化期微晶石英（2个样品）和方解石（4个样品）的$\delta^{18}O_{H_2O}$=−3.14—+13.92‰（经温度校正），平均值为+5.87‰。根据该矿床产出地质环境判断，矿液水基本来自成矿时当地大气降水。该区中、新生代大气降水的$\delta^{18}O_{H_2O}$=−9—−10‰，在温度较高时（该矿床成矿温度约300—100℃），当贫^{18}O的大气降水渗透、环流于灰岩（经测得其$\delta^{18}O_{H_2O}$值高达+12.68—+26.15‰）中时，就会与灰岩发生明显的氧同位素交换，并导致成矿溶液的$\delta^{18}O_{H_2O}$值不断增高。

六、冷（淋）热（造）叠加成矿

L花岗岩的黑云母K-Ar年龄（4个样品）为318—202Ma，其全岩Rb-Sr等时线年龄为283Ma（海西期）；岩体内及矿区各侵入脉岩的全岩K-Ar年龄（4个样品）为278—158Ma；矿石中两期沥青铀矿的U-Pb年龄（3个样品）分别为65.0Ma、59.2Ma、30.7Ma。因此，矿化年龄与侵入岩成岩年龄相差甚大。鉴于岩体中未出现更晚期的侵入活动，故可认为，该铀矿床的形成与L花岗岩浆活动无直接成因联系。

图3概括了该矿床的可能成矿过程。

该矿床的成矿温度明显高于古岩溶型矿床（70—140℃）[4]，结合矿体形态、矿石结构构造等特征，可认为岩溶成矿作用不是该矿床形成的主导因素[2]，古岩溶角砾岩仅为成矿提供了部分储矿空间。

由上可见，该矿床属多矿源、多阶段热液叠加改造后生层控铀矿床。地表水，地下水对花岗岩等富铀地质体的淋浸，对成矿前（甚至还包括在两次铀矿化期间）成矿围岩中铀的预富集起有十分重要的作用。矿化受成矿围岩岩性、构造、花岗岩体三个因素控制。矿化时代与该区域上白垩纪—第三纪陆相红层的不整合面形成时期相对应。

今后，应注意在区内的下列地段寻找同类型铀矿床：①含炭质、泥质、二价铁高的不纯灰

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

岩、白云岩、硅质岩等地层(其铀含量较高或偏高)。中断裂构造长期活动区；②上述地层与花岗岩体（或其它富铀体）的复合地段；③红色陆相断陷盆地发育区；④断陷带及有利岩性中的层间构造发育地段。在上述诸要素均出现的复合地段，对找矿更有利。例如该区域内某区域性断裂沿途切割花岗岩（或其它富铀体）及有利岩性地段，花岗岩体与红色断陷盆地交接部位的构造、岩性有利地段等。

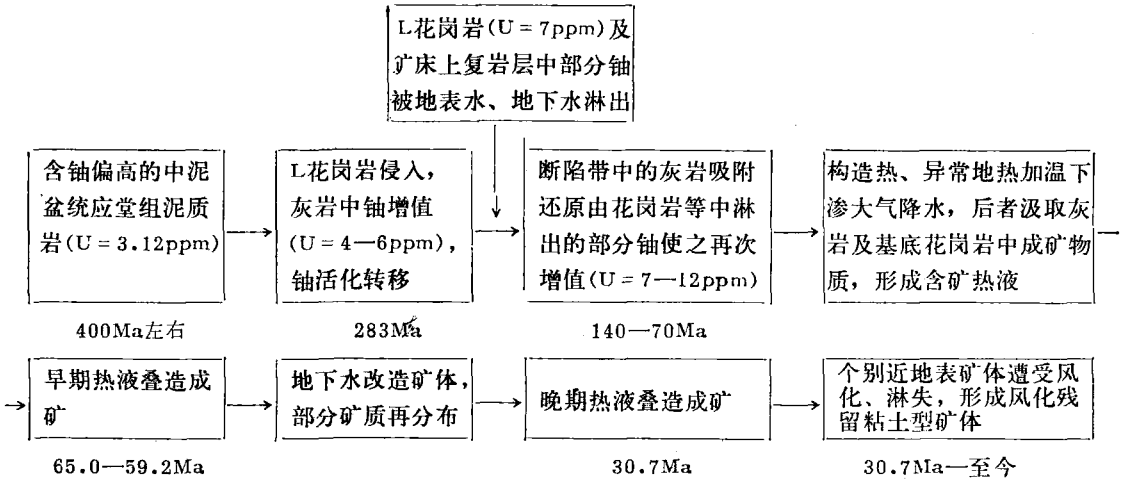


图 3. 3701铀矿床理想成矿模式示意图

Fig 3. Idealized metallogenic mode for 3701 uranium deposit.

在野外工作及室内研究期间，始终得到中南地勘局307大队的大力支持，深表感谢。

参 考 文 献

〔1〕 魏思华 1979 中国铀矿物，原子能出版社

〔2〕 张英骏、缪钟灵、毛健全、章 典 1985 应用岩溶学及洞穴学 贵州人民出版社

〔3〕 Hampton, C. M.and Taylor, P. N., 1983, The age and nature of the basement of southern Britain: evidence from Sr and Pb isotopes in granites. Journal of the Geological Society. Vol. 140, Part 3, pp. 503—505.

〔4〕 Zuffardi, P., 1976, Handbook of strata-bound and straiform ore deposits.

〔5〕 Dahlkamp, F. J., 1978, Geologic appraisal of the Key Lake U—Ni deposit, Northern Saskatchewan. Econ. Geol., Vol. 73, pp. 1430—1449.

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

GEOLOGICAL FEATURES OF A URANIUM DEPOSIT AND ITS HYDROTHERMAL SUPERIMPOSITION AND TRANSFORMATION ORE-FORMING PROCESSES

Min Maozhong, Kong Lingfu and Zhang Zuhuan

(Department nf Ceolcgy, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Jiang Yi and Zhang Guowen

(No. 307 Geological Party, Bureau of Geology and Exploration of Central-South China)

Abstract

The ore deposit under discussion is hosted by argillaceous limestone of the Middle Devonian Yingtang Formation (Fig. 1)and is situated in an exocontact belt (0—120m) of the L granite body in which the biotite has K—Ar age of 202 to 318 Ma (Fig. 2). The orebodies, lenticular and stratoid in form, mostly occur in schistosity zones and breccia zones of the host rocks. The L granite body with an area of 238km^2 is a single-stage intrusive batholith which consists chiefly of coarsemedium grained biotite granite.

The ores possess brecciated, veinlet and micro-vein-disseminated structure. Four stages of mineralization are recognized in the deposit (Table 1). Uranium mineralization is related to pitchblende (sporadically with a small amount of coffinite) formed in the second stage (65.0—59.2Ma) and the third stage (30.7Ma). Gangue minerals are mainly calcite, pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite and tennantite. The host rocks show planar and linear hydrothermal alterations, in which K—feldsparization, hydromuscovitization, pyritization and chloritization are commonly seen but weak in intensity. Pb, Cu and Ag associated with U in the ores may be utilized in industry.

Hydrothermal mineralization in the deposit has the following features: (1) Mineralization temperature ranged approximately from 100 to 300℃, and deposition of the pitchblende took place between 150° and 200℃; (2) pitchblende, niccolite, tennantite, galena, chalcopyrite and sphalerite in the deposit are typical hydrothermal minerals; (3) mineralization was controlled by zones of hydrothermal alteration.

The groundwater transformation of the ore finds expression in the following facts: (1) Pitchblende I (65.0—59.2Ma) and sulfide minerals prior to the formarion of pitchblende II (30.7Ma) were extensively corroded by cool-water solution; (2) pitchblende II was deposited in corroded holes of the

sulfide minerals; (3) pyrite and calcite were mainly deposited at ordinary temperature.

The data of sulfur, carbon, oxygen isotopic compositions and U-pb isotopic systems in the ores indicate that ore-forming materials in the deposit were of multi-sources: S, C were mainly derived from the host rocks, and U, Pb mostly from the granitic rocks. The hydrothermal system was dominated by meteoric fluids.

The background value of uranium in the host rocks is 3.12 ppm or lower, and uranium in the ores came from surrounding source rocks, mainly from the L granitic rocks. Uranium was released and mobilized in Cretaceous time by weathering processes of the granitic rocks containing appreciable uranium (7 ppm), and then was effectively adsorpted from very dilute leaching solution by limestone with abundant carbonaceous and argillaceous matters. The solution was heated at great depth and then moved upwards, during which it uninterruptedly dissolved uranium from the host rocks to form the deposit. During two stage of uranium mineralization (forming respectively pitchblende I and II) the deposit was transformed by groundwater (Fig. 3).

(上接12页)

种看法。尽管看法不同，但公认的是，即侏罗纪和新生代具有两个强烈的构造-岩浆活动时期。环太平洋东部以新生代大陆边缘的构造-岩浆活动带为主，西部以中生代时期大陆边缘的构造-岩浆活动带为主。

对环太平洋构造-岩浆活动在亚洲北部地区的影响范围究竟有多大？西部边界在何处等问题进行了热烈地讨论。所谓活动范围实际上包括三个重要组成部分，即边界带（蛇绿岩及混合岩带）、内部带（所产生的岩浆活动皆与洋壳俯冲、重熔直接相关，多为CA系列）和外部带（由太平洋板块俯冲的强应力场诱发的壳源岩浆的侵入和大型断陷盆地形成）。

中生代时期的内部带边界（外界），在我国北方可能在松辽平原、华北平原以东，在南方则位于湖南东部以东。该时期的内部带，中酸性岩浆侵入活动和火山作用较为强烈，控制了金、铜、锡、钨等重要矿产的分布。由于受太平洋板块俯冲的影响，成矿带的外带最后边界不排除有延至贝加尔湖的可能性。新生代时期，亚洲大陆随着南海和日本海等一系列边缘海的扩张和形成，大陆边缘东缘已迁至日本列岛东侧，南部则延至马利亚纳群岛以东和菲律宾海东南。这个时期在亚洲大陆上所表现的外带最后边界，可能不会超过太行山经线以西。

环太平洋成矿带的活动方式和强度，不仅受边缘俯冲带远近的影响，且与基底类型有关。

环太平洋国家的大陆边缘都有规律地分布着一系列矿床和矿床组合，不仅有石油、煤，还有金、铜、钨锡矿带的分布，所以加强对环太平洋成矿带的研究意义重大。这一课题目前是国际地学界最为关注的问题之一，加强部门、单位，乃至国际之间的合作，将为解决我国东部大陆边缘矿产资源勘探作出贡献。

（会议秘书处和本刊）