

华南花岗岩型铀矿床成矿热源的分析和计算

章邦桐 谢炳荣 戴永善

(南京大学地球科学系)

内容提要:本文在分析研究华南花岗岩型铀矿床成矿地质特征的基础上,根据JJ花岗岩体的规模(340km²)、放射性元素含量(U 11ppm, Th 50.2ppm, K 4.4%)及围岩导热率($K_m = 2.51 \times 10^{-2} \text{Jcm}^{-1}\text{C}^{-1}$),计算出JJ岩体由于放射成因热的积累可在其周围形成温度为323℃(岩体中心)—167℃(距岩体3.73km(水平)和7.87km(垂直))的稳定热场。笔者认为,放射成因热是华南花岗岩型铀矿床的主要成矿热能来源。

主题词:花岗岩型铀矿床 成矿热源 放射成因热

热能是形成热液铀矿床的三大要素(成矿物质、水溶液和热能)之一。热能可以改变矿物、岩石的物理-力学性质,加快各种化学反应的速度,促进成矿元素的活化,同时也是使成矿溶液运移的主要驱动力。

华南花岗岩型铀矿床属中-低温热液铀矿床。矿物共生组合研究和矿物包裹体测温结果表明,花岗岩型铀矿床是在100—250℃温度范围内形成的。热液矿床的形成是一个较长时间(数十万年以上)的地质过程,这就需要存在一个由长期稳定热源形成的平衡热场。

传统的热液观点将热液铀矿床成矿作用所需的热能简单地归结为来自岩浆活动的余热。通过对华南花岗岩型热液铀矿床成矿地质特征的分析 and JJ花岗岩体热场分布的计算,我们认为产铀花岗岩体不仅可以提供成矿物质来源,而且岩体所含放射性元素(U、Th、⁴⁰K)在衰变过程中产生的热量形成了成矿作用所需的热场。

一、三种成矿热源

从现有地质资料分析,为成矿热液提供热能主要有以下三条途径:

(一) 大地热流

这是直接从地球内部(下部地壳及地幔)传导到地壳浅部的热量。据В.И.Смирнов(1981)资料^[6],地球的平均热流值为1.2—1.5HFU(1HFU=41.84mWm⁻²s⁻¹或10⁻⁶calcm⁻²s⁻¹)。地热学研究表明,地壳内大地热流的分布是很不均匀的,各地区热流值的大小与所处大地构造单元有关,前寒武纪地盾区的热流值最低,只有0.92HFU,中生代褶皱带地区的大地热流值较高可达1.92HFU,裂谷带(红海)的大地热流值最高(3.0HFU),变化幅度也最大。据В.Д.Пампура研究,现代火山活动带的平均热流值很高,在新西兰可达20HFU,在堪察加地区高达35—40HFU。

(二) 花岗岩侵入体冷凝释放热

华南地区与铀成矿关系密切的产铀花岗岩体皆属岩浆成因。因此,在花岗岩熔体冷凝结晶过程中将有大量热能释放出来。花岗岩体在结晶冷却过程中释放出的总热量 Q 由熔体降温至液相线温度过程中释放出的热量 Q_m ,液相熔体转变为固相结晶时释放出的结晶潜热 Q_c 和花岗岩体冷却降温达到热液成矿温度过程中释放出的热量 Q_l 所组成:

$$Q = Q_m + Q_c + Q_l \quad (1)$$

(三) 放射成因热

放射性核素在衰变过程中放出的各种能量的射线(α 、 β 、 γ)与周围物质作用产生的热量称之为放射成因热。三种射线的热效应,以 α 射线为最高, γ 射线次之, β 射线的热效应最低。铀系中 α 射线产生的热量占整个系列的80%, γ 射线占6.5%, β 射线占4.5%。

地壳岩石中的 α 、 β 、 γ 射线强度基本上是由铀、钍、钍三个衰变系列和钾产生的。岩石中99%以上的放射成因热也是由这4个核素(包括其衰变子体)产生的,而其余放射性核素的产热率甚微,产生的放射成因热可忽略不计。

铀、钍、钾每年产生的放射成因热(年产热率)分别为:

	Jg^{-1}	Wkg^{-1}	$calg^{-1}$
^{238}U	2.97	9.62×10^{-5}	0.71
^{235}U	17.0	58.6×10^{-5}	4.3
^{232}Th	0.84	2.63×10^{-5}	0.20
^{40}K	0.92	2.80×10^{-5}	0.22

各种岩石,特别是侵位于地壳较深部位的花岗岩含有较高含量的 $U(n-n \times 10ppm)$, $Th(n \times 10ppm)$, $K(n\%)$,具有较高的放射产热率,而上覆沉积变质岩的热导率相对较低。因而,在建立热平衡的过程中,将有部分放射成因热逐渐积累并使岩石温度有所增高。

以上三种热源在各种成岩和成矿过程中的作用是不相同的。大地热流主要导致深部地壳部分熔融产生基性玄武岩浆和酸性花岗岩浆,岩浆余热则为斑岩型铜、钼矿床,高温石英脉型钨、锡矿床及碱交代型钽(铌)矿床提供成矿热源,但不能成为花岗岩型铀矿床热能的主要来源。这是由花岗岩型铀矿床的独特成矿地质特征所决定的。

二、花岗岩型铀矿床成矿地质特征及热源分析

据张祖还等(1984)研究^[1],华南花岗岩型铀矿床多数与地壳改造型复式花岗岩体有密切的成因联系。在空间分布上,铀矿床产出在花岗岩体内部或距接触带不超出1—2km范围内的沉积-浅变质围岩中。但在形成时间上,铀矿化与赋矿主岩成明显不同步,反映出花岗岩型铀矿床形成的后生性质。花岗岩型铀矿床普遍存在着很大的矿岩时差,使它与W、Sn、Mo、Be、Ta等热液矿床的成矿作用有很大的差别。典型的岩浆期后热液W、Sn、Be、Ta矿床的矿岩时差却很小。据胡绍康研究^[2],赣南与钨矿化有关的花岗岩体的年龄为172—162Ma,而含钨云英岩脉的年龄为160—140Ma。在钨矿床中常见到矿脉被晚期细粒白云母花岗岩脉切穿的现象。花岗岩型铀矿床同位素年龄测定表明,铀成矿年龄和与之有关的赋矿主岩的时代相差数千万年至数亿年(表1)。这一时间间隔远远大于花岗岩浆缓慢冷却所需要的时间(数十万年)。因此,将花岗岩型铀矿床成矿作用所需的热源归结来自几千万年,甚至上亿

表 1 华南花岗岩型铀矿床的矿岩时差

Table 1. Time difference between ore and rock in granite type uranium deposits of South China

地 区	岩 体	赋矿主岩	成岩年龄 (Ma)	矿 床	成矿年龄 (Ma)	矿岩时差 (Ma)	资料来源	
华 南	GD	黑云母花岗岩	157 (Rb-Sr)	339	78	79	本 文	
					125	32		
				338	91	66		
	ZG(中段)	黑云母花岗岩	199 (Rb-Sr)	326	55	144		
				322	105	94		
	MT	黑云母花岗岩	760	376	329	431		
	TS	二云母花岗岩	136 (Rb-Sr)	6217	69	67		
	JJ	黑云母花岗岩	150.7 (Rb-Sr)	381	70	80.7		
				383	55	95.7		
				382	68	82.7		
	80	花 岗 岩	188-175		57	118		杜乐天 ⁽²⁾ 1982
	68	二云母花岗岩	188-172		84	88		
82	黑云母花岗岩	760	374	46	714			

年前岩浆活动余热的看法是不合理的。

与典型的岩浆期后热液 Sn、W、Be 矿床相比, 产出在岩体内部的花岗岩型铀矿床的物质成分简单, 成矿元素多属单铀型, 矿石矿物以沥青铀矿为主, 除少量黄铁矿和赤铁矿外, 其他矿石矿物很少见到。脉石矿物以微晶石英, 水云母、铁绿泥石和萤石为主, 偶见方解石、重晶石和沸石, 这些都显示出成矿物质就地取材和非岩浆演化的特点。

华南大型钨、锡矿床均产出在地表出露面积不超过数平方公里的花岗岩株或岩枝之中及其周围, 即存在着“小岩体大矿床”的分布规律。与此相反, 华南产铀花岗岩体的规模很大, 呈岩基产出, 其地表出露面积一般大于100km², 有的甚至达数千平方公里。

产铀花岗岩体的另一重要特征是铀、钍、钾含量偏高。据笔者研究⁽¹⁾, 华南7个地壳改造型产铀花岗岩体 (GD, ME, JJ, LC, ZG, MT, TS) 的平均铀含量为10.37ppm, 是世界花岗岩平均铀含量 (3.5ppm) 的三倍左右, 钍含量为31.8ppm, 钾含量一般大于4%。

根据花岗岩型铀矿床和产铀花岗岩体的上述特点, 我们认为产铀花岗岩体中长期积累的放射成因热是与改造型花岗岩有关的热液铀矿床成矿热能的主要来源。

三、花岗岩体放射成因热场的计算

当花岗岩体上方覆盖着很厚的低热导率沉积岩盖层而与地表隔离时, 岩石中铀、钍、钾产生的放射成因热将逐渐积累。其中一部分热量将由于热传导和热对流而散失到地表, 即岩体积累的热量=放射成因热-(对流热损失+热传导损失), 其数学表达式为:

$$\rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} = A - qc_i \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) - K_m \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (2)$$

式中 ρ_m ——岩石密度 (gcm^{-3});

c_m ——岩石比热容 ($\text{Jg}^{-1}\text{℃}^{-1}$);

T ——温度 (℃);

t ——时间 (s);

A ——单位岩石体积内放射性元素在单位时间内产生的放射成因热 ($\text{Jcm}^{-3}\text{s}^{-1}$);

q ——水溶液的渗透速度 ($\text{gcm}^{-2}\text{s}^{-1}$);

c_i ——水溶液的比热容 ($\text{Jg}^{-1}\text{℃}^{-1}$);

K_m ——饱和了水溶液的岩石热导率 ($\text{Jcm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{℃}^{-1}$)。

现以华南JJ产铀花岗岩体为例, 计算岩体周围的热场分布状态。

(一) JJ花岗岩体及其铀矿床的主要地质特征及有关物理、地球化学参数。

JJ岩体位于我国华南加里东褶皱带, 地表出露面积为 340km^2 , 呈椭圆形, 岩相发育完整, 中心相为巨粗粒黑云母花岗岩, 过渡相为中粗粒黑云母花岗岩, 边缘及顶盖相为似斑状黑云母花岗岩。岩体侵入于寒武系中, 成岩年龄为 150.7Ma (Rb-Sr 等时线年龄), 属燕山期, 岩体的铀同位素初始比值为 0.7207 , 结合对矿物学 (黑云母、钾长石)、岩石学、岩石化学等方面特征的研究, 确定其为地壳改造成因 (壳源型岩体)。岩体的成岩温度 (二长石温度计) 为 680℃ , 成岩压力 ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) 为 72.6MPa 。

铀矿床分布在 JJ 岩体周围, 其中三个矿床产于寒武系角岩内, 一个矿床位于相邻二长花岗岩体内 (图 1)。热变质带宽达数公里, 除黑云母角岩和堇青石角岩外, 还有水白云母角岩发育。这表明岩体侵位深度较大, 据北京铀矿地质研究所测定, 该矿田的成矿年龄为 $80-100\text{Ma}$ (U-Pb 年龄), 矿岩时差为 $70.7-50.7\text{Ma}$ 。矿石物质成分简单, 矿石矿物为沥青铀矿, 少量黄铁矿, 脉石矿物有微晶石英、水云母、 7Å 绿泥石及少量萤石、方解石。成矿温度为 $270\text{℃}-150\text{℃}$, 大部分测温数据集中在 $150-200\text{℃}$ 区间内。

JJ 岩体岩石结构较均一, 其平均铀含量为 11ppm , 平均钍含量为 50.2ppm , 钾含量为 4.47% , 换算成放射性元素含量单位 Ur 得 $45.04\text{Ur}^{\text{①}}$ 。

该岩体的放射产热率 $A = 45.04(\text{Ur}) \times 0.4(\text{HGU}/\text{Ur}) = 18\text{HGU}^{\text{②}}$

(二) 温度的垂直分布

根据 JJ 岩体的地表出露面积 (340km^2), 为便于计算, 我们将岩体简化成长 34km 、宽 10km , 向地下延伸 7km 的长方体 (图 2)。

岩体中心上方的地表热流 j 在稳定状态时是岩体放射成因热流和深部来的大地热流 j_0 之和:

$$j = Ad + j_0 \quad (3)$$

式中 d 表示岩体厚度。

在实际计算中应考虑到热流的侧向损失, 因此在式中要乘以修正系数:

$$j = b_1 Ad + j_0 \quad (4)$$

① Ur 为国际原子能机构 (IAEA) 推荐使用的放射性元素含量单位, $1\text{Ur} = 1\text{ppm}\text{U} = 2\text{ppm}\text{Th} = 0.5\% \text{K}$

② $1\text{HGU} = 0.418\mu\text{Wm}^{-2} = 4.184 \times 10^{-7}\text{Jm}^{-2}\text{s}^{-1} = 10^{-13}\text{calcm}^{-2}\text{s}^{-1}$

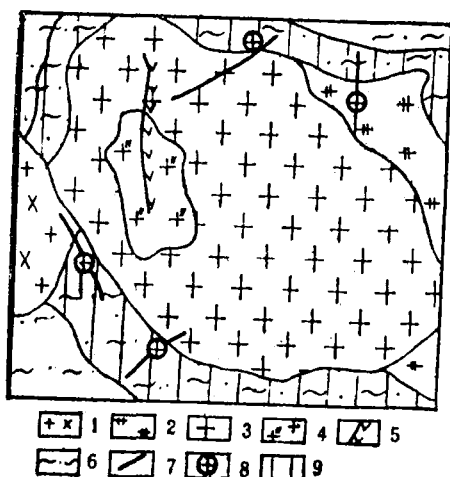


图 1 JJ岩体及铀矿床分布示意图(左)

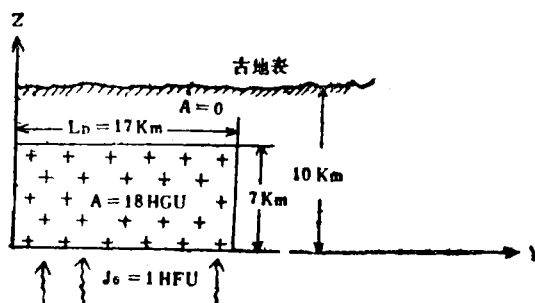
1—加里东期花岗岩; 2—燕山早期二长花岗岩; 3—燕山晚期黑云母花岗岩; 4—燕山晚期二云母花岗岩; 5—辉绿岩; 6—震旦-寒武系; 7—断裂; 8—铀矿床; 9—接触变质岩

Fig. 1. Schematic geological map showing distribution of JJ granite body and uranium deposits (Left).

1—Caledonian granite; 2—Early Yanshanian adamellite; 3—Late Yanshanian biotite granite; 4—Late Yanshanian two mica granite; 5—Diabase; 6—Sinian-Cambrian; 7—Fault; 8—Uranium deposits; 9—Auriferous.

图 2 JJ岩体计算范围及参数(右)

Fig. 2. Calculated dimensions and parameters of JJ granite body (Right).



式中 b_f ——侧向热流修正系数 ≤ 1 。

据 U. Fehn (1978) 研究^[1], b_f 值主要决定于岩体的半宽 L 和厚度的比值, 他作出了 b_f 和 L/d 的关系图解。我们将 JJ 岩体的 $L/d = 2.43$ 标绘到图 3 上, 得出侧向热流修正系数 $b_f = 0.93$, 已接近于 1。这意味着可以略去热流的侧向损失, 从而计算也就可以简化到一维状态下进行,

(2) 式方程式可以化简为:

$$\rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} A - q c_t \frac{\partial T}{\partial z} - K_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

对于没有发生构造破碎的岩体, 我们可以认为没有渗流产生, 即 $q = 0$, (5) 式可改写为:

$$\rho_m c_m \frac{\partial T}{\partial t} = A - K_m \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (6)$$

当热场达到平衡状态, 即 $\partial T / \partial t = 0$

那么 (6) 式可进一步简化并写成全微分形式:

$$A = K_m d^2 T / dz^2 \quad (7)$$

设 JJ 地区地表温度为 20°C , 围岩的放射成因热可忽略不计, 即 $A_{\text{围}} = 0$; JJ 岩体位于华南加里东褶皱带, 取 $j_0 = 1 \text{ HFU}$; 据 S. P. Clark 资料^[2], 花岗岩的 $K_m = 2.51 \times 10^{-2} \text{ J cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$, JJ 岩体的 $A = 18 \text{ HFU}$

计算分两步进行:

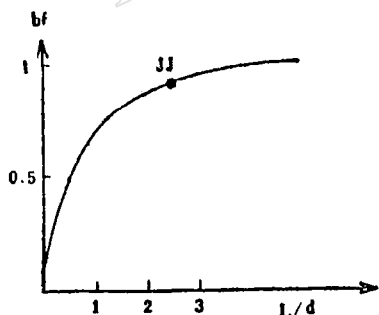
图 3 $b_f - L/d$ 图解 (仿 U. Fehn, 1978)

Fig. 3. $b_f - L/d$ diagram.

i) 求JJ岩体表面(接触带)的温度:

$A_m = 0$, 所以表面热流 $j = Ad + j_0 = 2.26 \text{ HFU}$

根据热传导定律 $j = -K_m \frac{dT}{dz}$ (8)

将 $j = 2.26 \text{ HFU}$, $K_m = 2.51 \times 10^{-2}$ 代入上式得:

$$\frac{dT}{dz} = -377 \times 10^{-6}$$

解上述微分方程、得

$$T = -377 \times 10^{-6} z + c$$

将 $T = 20^\circ\text{C}$, $z = 10 \text{ km}$ 代入, 得 $c = 397$

再将 $z = 7 \text{ km}$ 代入得岩体接触带温度为 133°C

ii) 求岩体中心点的温度:

当 $0 < z < 7 \text{ km}$ 时, $A = 18 \text{ HGU}$, 岩体中心点位于 $\frac{d}{2}$ 处, 所以该点的热流值:

$$j = A \frac{d}{2} + j_0 = 1.63 \text{ HFU}$$

根据 已知条件: $z = 7 \text{ km}$, $T = 133^\circ\text{C}$

求得 $z = 0$ 时, $T = 323.2^\circ\text{C}$,

从上得知, JJ 岩体在上述边界条件下, 仅由于自身产生的放射成因热, 可使岩体接触带的温度上升到 133°C , 而岩体中心的温度可高达 323.2°C 。由此可见, 花岗岩型铀成矿温度 ($150-250^\circ\text{C}$) 在 JJ 岩体内部及其周围是可以达到的。

(三) 温度的水平分布和放射热异常影响范围

确定岩体放射热异常的范围, 需要计算温度在 Y 轴和 X 轴上, 从岩体底部中心最高温度 (323.2°C) 过渡到由正常地热流建立起来的温度的距离。

1) 首先计算出, 由正常地热流 ($j_0 = 1 \text{ HFU}$) 在岩体中心相应深度形成的温度:

$$j = -K_m \frac{dT}{dz} = 1 \text{ HFU}$$

$$z = 10 \text{ km } T = 167^\circ\text{C}$$

2) 计算岩体和围岩接触处 ($Y = 17 \text{ km}$) 的温度。

这里采用的计算方法和前相同, 只不过 L 和 d 改变为 $L/d = 7/17 = 0.41$, 从图 3 中 L/d b_f 曲线上得到 $b_f = 0.25$ 。

设热场处于稳定状态, 且不存在热液流体, 即 $q = 0$

$$\text{则 } b_f A - K_m d^2 T / d^2 Y = 0$$

已知 $Y = 0$ 时, $T = 323^\circ\text{C}$

得: $Y = 17 \text{ km}$ 时, $T = 214.6^\circ\text{C}$, 即岩体和围岩接触处的温度为 214.6°C

3) 计算 $T = 167^\circ\text{C}$ 时的 X 和 Y 距离

当 $Y > 17 \text{ km}$ 时,

$$j = b_f A d' = 0.25 \times 18 \text{ HGU} \times 17 \times 10^5 \text{ cm} = 32 \times 10^{-7} \text{ Js}^{-1} \text{ cm}^{-2}$$

根据 $j = -K_m \frac{dt}{dY}$

得 $Y(T=167^\circ\text{C}) = 20.73 \times 10^5 \text{cm} = 20.73 \text{km}$

$\Delta Y = 20.73 - 17 = 3.73 \text{km}$

同理得 $X(T=167^\circ\text{C}) = 12.87 \text{km}$

$\Delta X = 12.87 - 5 = 7.87 \text{km}$

由此得知热异常范围 (面积):

$S_{\text{异常}} = 2X \times 2Y = 1067.2 \text{km}^2$

以上计算表明, JJ岩体热异常在X、Y方向的最大延伸分别离岩体边缘为7.87和3.73km。此外, 离开岩体、温度将迅速降低, 不利于热液铀矿化的发育, 这一结论与铀矿床常发育在岩体的内部及其接触带附近的事实是相符合的。

综合上述计算, 作出JJ岩体及围岩中的温度分布和热流状态分布示意图4。

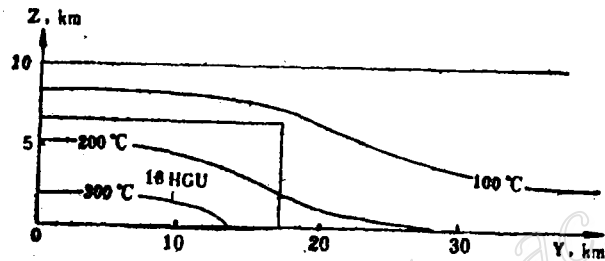


图4 JJ岩体及围岩中的热场分布示意图

Fig. 4. Schematic diagram showing distribution of heat field in JJ granite body and country rocks.

(四) 花岗岩体放射平衡热场建立所需要的时间。这分三种情况进行计算:

1) 放射热场是在正常的地热增温条件下建立起来的, 即 $T_0 = 167^\circ\text{C}$, 但不考虑热传导的损失。

设建立热场的平衡时间为 Δt , 则根据 (6) 式和 (4) 式得,

$$d\rho_m c_m \Delta T = (Ad + j_0) \Delta t \quad (9)$$

将已知参数: $d = 7 \text{km}$, 花岗岩的密度 $\rho_m = 2.7 \text{g/cm}^3$, 花岗岩的比热容 $c_m = 0.84 \text{J/g}$, $A = 18 \text{HGU}$, $j_0 = 1 \text{HFU}$, $\Delta T = 323^\circ\text{C} - 167^\circ\text{C} = 156^\circ\text{C}$ 代入 (9) 式

得 $\Delta t = 2.609 \times 10^{13} \text{s} = 0.82 \text{Ma}$

2) 考虑热传导的损失, 但 $q = 0$ (无热渗流)

$$\text{则 } d\rho_m c_m \frac{dT'}{dt} = Ad + j_0 - K_m \frac{T' - 20^\circ\text{C}}{d + d'} \quad (10)$$

$$\text{移项化简得 } \frac{dT'}{dt} = \frac{Ad + j_0}{d\rho_m c_m} - \frac{K_m T'}{d(d + d')\rho_m c_m} + \frac{20K_m}{d(d + d')\rho_m c_m}$$

式中 $d = 7 \text{km}$, $d' = 3 \text{km}$

$$\text{令 } P = \frac{K_m}{d(d + d')\rho_m c_m} = 1.59 \times 10^{-14}$$

$$Q = \frac{Ad + j_0}{d\rho_m c_m} + 20P = 6.286 \times 10^{-12}$$

$$\text{得微分方程表达式} \quad \frac{dT'}{dt} + PT' = Q \quad (11)$$

解上述微分方程式得:

$$T' = e^{-\int P dt} [SQe^{\int P dt} dt + c] \quad (12)$$

已知 $P = 1.59 \times 10^{-14}$, $Q = 6.286 \times 10^{-12}$, $T' = 167^\circ\text{C}$, $t = 0$

代入 (12) 式得

$$T' = 323^\circ\text{C}, t = 7.25 \times 10^{13} \text{s} = 2.3 \text{Ma}$$

3) 若不考虑正常的地热增温, 即热场是在 0°C 基础上建立起来的, 则

$$T' = 0^\circ\text{C}, \quad t = 0$$

$$T' = 323^\circ\text{C}, \quad t = 3.38 \text{Ma}$$

以上计算表明, 在 JJ 岩体及其周围形成一个放射成因热场一般需要几百万年时间, 一旦建立就可以长期保存下来。由此可见, 在大型花岗岩体及其周围建立一个放射平衡热场并向成矿作用提供热源的可能性是很大的。后期构造运动的发生使岩体渗透率增大, 而热液对流的形成将使热场平衡遭受破坏, 物理化学条件发生变化, 然后再逐渐建立新的平衡热场。

四、讨论

规模较大的产铀花岗岩体不仅给成矿提供了丰富的铀源, 同时放射性元素衰变释放出来的热量保证了矿化所必需的热场。

JJ 产铀岩体内最高温度可达 323°C , 足以导致和铀矿化有关的中、低温蚀变和铀矿化, 但同时, 它不能提供更高温度的热场, 因而不可能发育高温蚀变及中高温热液矿床。这就决定了花岗岩型铀矿化的中、低温热液成矿特点。

根据计算可知: 岩体的规模对矿化有较大的影响, 如果岩体很小, 就达不到蚀变、矿化所需要的温度; 如果岩体的水平方向延伸不大, 那么由于热能的侧向散失, 将使矿化需要更长的时间或不可能。现有资料表明, 和铀矿床有关的产铀岩体的规模多数都在 100 方公里以上。

铀矿化不是在短时间内一次完成的。在花岗岩演化过程中, U、Th、K 等放射性元素已富集到一定程度 (与铀成矿有关的产铀岩体的铀含量一般大于 10ppm)。由于产铀岩体的规模较大, 已产生并逐渐积累的放射成因热能能使岩体的温度上升, 直到建立起一定的热平衡体系, 形成所谓的“热岩体”。这种热平衡体系可以长期稳定地延续下去, 直至构造运动的发生。构造运动使岩石的渗透能力增大并产生热对流运动。这将导致热平衡体系的破坏, 使部分铀活化并随热液向上运移, 然后在物理化学改变的部位沉淀析出。

总之, 花岗岩型铀矿化是在岩体放射成因热平衡体系的建立、延续、破坏及迁移的过程中逐步形成的。这导致铀成矿作用和成岩作用之间存在一定的时间间隔, 从而产生所谓的“矿

岩时差”。

本文撰写得到张祖还教授的热情鼓励和支持,野外工作中得到中南地勘局303大队大力帮助和支持,在此一并致以深切谢意!

参 考 文 献

- 〔1〕 张祖还、章邦桐、沈渭洲、闵茂中、倪琦生 1984 华南两种类型花岗岩及其与铀矿床关系 花岗岩地质和成矿关系 江苏科技出版社 第335—345页
- 〔2〕 杜乐天主编 1982 花岗岩型铀矿文集 原子能出版社 第70—76页
- 〔3〕 章邦桐、戴永善、王年生、刘继顺 1988 核科学与工程 8(2) 153—164
- 〔4〕 Fehn, U., Gathles, L. M. and Holland, H. D., 1978, Hydrothermal convection and uranium deposits in abnormally radioactive plutons, Econ. Geol., Vol. 73, No. 8, pp. 1556-1566.
- 〔5〕 Clark, S. P., 1966, Handbook of physical constants, U. S. Geol. Soc., Memoir 97.
- 〔6〕 Смирнов В. И., 1981 Геология рудных месторождений, №.1, Стр. 5—16.

THE ANALYSIS AND CALCULATION OF METALLOGENIC HEAT SOURCE FOR GRANITE-TYPE URANIUM DEPOSITS IN SOUTH CHINA

Zhang Bangtong, Xie Bingrong and Dai Yongshan

(Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu)

Abstract

The uranium deposits related to the transformation type granites are widely distributed in South China and belong to mesothermal-epithermal type. These ore deposits derived their metallogenic substances mainly from such ore-bearing rocks as granites and sedimentary rocks, showing obvious characteristics of "using locally available materials". In view of the remarkable ore-rock time difference (32-431Ma), great dimensions of batholiths (>100km²) and high contents of radioactive elements (U>10ppm), it is considered that radiogenic heat might have been a main metallogenic heat source for transformation type granite uranium deposits.

Calculations on the basis of dimensions (34 km²), contents of radioactive elements (U 11ppm, Th 502ppm, K 4.4%) and thermal conductivity ($K_m = 2.51 \times 10^{-2} \text{ Jcm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) of the JJ granite pluton show that the accumulation of radiogenic heat from the granite body may have produced a stable heating field around the JJ granite body with temperature varying from 323°C in the center to 167°C in country rocks 3.73 km from the granite body. Therefore, the radiogenic heat is thought to be a main metallogenic heat source for granite-type uranium deposits in the studied uranium orefield.