第四卷第三期 石油实验地质 Vol.4, No.3
1982年9月 EXPERIMENTAL PETROLEUM GEOLOGY Sept., 1982

岩浆余热对地温和有机质影响的定量估计

杨文宽

（地质矿产部第五石油普查勘探指挥部）

我国一些含油气盆地的油气形成和演化常与岩浆活动有一定的关系。岩浆余热对沉积岩及其有机质的热演化影响较为复杂。岩浆活动的规模、时间、方式以及岩浆岩体的形态、物质成分乃至围岩（沉积岩）的热学性质、构造形态等等因素，对油气形成和演化都具有一定影响。

本文不拟全面讨论各种方式的影响，而只就岩浆冷却过程中所释放的热量对围岩温度和围岩中有机质的影响这一问题作一些探讨。

一、受热范围和冷却速率的估算

本文把上升到地壳浅层或地壳表面的岩浆，在冷却过程中释放出来的全部热量（包括结晶过程中释放出来的熔化潜热）统称为岩浆余热。关于岩浆冷却过程中地下温度的空间分布问题，穆恩德瑞（E. Mundry, 1968）进行过探讨。他从热传导基本微分方程出发，得出了进行有关计算的一些方程[1]。本文则试图用另一种方式，即直接从能量守恒定律和傅里叶热传导定律的简单形式出发，来讨论岩浆余热问题，以便简化计算过程。

单位质量物质（在不改变相态的条件下）当温度升高1度时所需要的热量被称为该种物质的比热。按照一般作法，本文取比热c的单位为〔卡/克·度〕。比热c随着温度的升高而增大。有资料表明，花岗岩在100°C时的比热为0.202～0.209，而在800°C时增到0.284～0.332；板岩在100°C时的比热为0.216，而800°C时增到0.287[1]。本文讨论的岩浆岩主要是酸性岩至中性岩，涉及到的温度范围约为1250°C（在火山地区观测到的岩熔最高温度）至0°C（地表较低的年平均温度），故岩浆和岩浆岩比热值折中取为0.3〔卡/克·度〕。沉积岩比热值仿此，亦取为0.3〔卡/克·度〕。

物质的热导率k也与温度有关，还与压力等因素有关。一部分岩石（如页岩）在不同方向的热异率显著不同。为简化计

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

算起见，对岩浆岩和沉积岩的k值均取为6×10^{-3}〔卡/厘米·秒·度〕。

岩浆、岩浆岩、沉积岩的密度，变幅不太大。假定它们都等于常数$D=2.5$〔克/立方厘米〕。

物质的熔化潜热在数值上等于单位质量的该种物质在凝固点由液态转化为固态时所释放的热量，通常以〔卡/克〕为单位。岩浆是以硅酸盐熔融物为主体的液态混合物质，并没有一个确定的凝固点。参考一部分学者的意见，取岩浆的熔化潜热$L=100$〔卡/克〕。

根据能量守恒定律，岩浆在冷却和结晶过程中释放出来的热量，不会自行消失。假定这部分热量全部以传导方式转移给了围岩，并且假定围岩所获得的这部分热能不转化为其他形式的能量。围岩受热范围的外边界与岩浆岩体球心（对球状岩体而言）或中轴（对圆柱状岩体而言）或中央面（对板状岩体而言）的垂直距离（最短距离）r_0减去岩体的半径R或半厚度H，称之为受热宽度。r_0、R和H都以〔公里〕为单位。

为了简化计算过程，假定岩浆初始温度（刚侵入围岩时或刚喷出地表时的温度）为$T_{10}=1050°C$（实测最低岩熔温度850°C和最高岩熔温度1250°C的平均值），围岩初始温度为$T_{20}=50°C$（大体相当古生界源岩的生油门限温度）。并假定围岩是热学性质各向相同的均质体。此外，我们只讨论具有规则几何形态的几种岩体，即球状体（讨论的重点）、圆柱状体、板状体。虽然自然界的岩浆岩体的形态不会如此规则，但是我们可以参照这几种模式来估计它们对有机质演化过程的影响。

1.球状侵入体

许多侵入体都可以用一个球状体来模拟，例如岩瘤、岩基以及大型岩柱的顶端。如果球半径R以〔公里〕为单位，那么球面积为$S=4\pi R^2\times10^{10}$〔平方厘米〕；球体积为$V=(4/3)\pi R^3\times10^{15}$〔立方厘米〕。根据上文关于围岩初始温度处处等于50°C的假定，围岩受热范围内的等温面都是以球状侵入体中心为球心的球面，热流方向处处垂直等温面而与它的半径方向一致。

在围岩已受热部分既不释放热量，也不继续吸收热量，而只传导热量的理想条件下，等温面上的热流强度与其半径的平方即r^2成反比。因而温度梯度也与r^2成反比（根据傅里叶定律）。由于$r=r$处与$r=R$处的温度差乃是温度梯度在区间(R, r)内对r的定积分，所以围岩中半径为r的等温面上的温度T_r取决于球状侵入体表面的温度T_R以及R和r：

$$T_R-T_r=\int_R^r\frac{N}{r^2}dr=N\left(\frac{1}{R}-\frac{1}{r}\right)\quad(1)$$

$$N=\frac{(T_R-T_r)Rr}{r-R}\quad(2)$$

这里N是一个以〔度·公里〕为单位的待定常数（正数）。但是，上述围岩既不释放也不继续吸收热量的稳态理想情况是不可能发生的。因而式（1）和式（2）只能粗略地描绘围岩温度分布状况的轮廓。虽然如此，如果我们选择适当的参数N，使得围岩受热区外边缘即$r=r_0$处的温度恰好等于初始温度$T_{20}=50°C$，那么式（1）和式（2）对于简化计算过程仍然是有用的。这时，我们可以认为：

$$N=\frac{(T_R-T_{20})Rr_0}{r_0-R}=\frac{(T_R-50)Rr_0}{r_0-R}\quad(3)$$

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

$$T_{in}=T_r-T_{20}=N\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r_0}\right),\quad (r\leqslant r_0)\qquad(4)$$

式中T_r—T_{20}是围岩受热区内$r=r$处由于岩浆活动而获得的温度升高量，简记为T_{in}。

此外，我们还假定球状侵入体内部不存在温度梯度（实际上是存在的，否则就不会有热流）。即假定侵入体内部温度处处等于侵入体表面温度T_R。根据能量守恒定律，侵入体中释放出来的热量Q_1，应该等于围岩得到的热量Q_2。当侵入体温度已由$T_{10}=1050°C$下降到某一数值T_R时，侵入体释放出来的热量为

$$Q_1=\frac{4}{3}\pi R^3D\times10^{15}\left[(T_{10}-T_R)c+L\right]\qquad(5)$$

而在围岩所得到的热能不转化为其他形式的能量（例如化学能）的条件下，围岩中一个面积为$4\pi r^2\times10^{10}$〔平方厘米〕而厚度为10^5dr〔厘米〕的球壳状单元所获得的热量为

$$dQ=4\pi r^2dr\times10^{15}\times DCT_{in}$$

因而整个围岩受热区所得到的热量为

$$Q_2=4\pi DCN\times10^{15}\int_R^{r_0}\left(\frac{1}{r}-\frac{1}{r_0}\right)r^2dr$$
$$=(2\pi DCR\times10^{15}/3)(T_R-T_{20})(r_0^2+Rr_0-2R^2)\qquad(6)$$

由于$Q_1=Q_2$，故由式（5）和式（6）可知：

$$\frac{2(T_{10}-T_{20}+L/C)}{T_R-T_{20}}=\frac{r_0}{R}\left(\frac{r_0}{R}+1\right)\qquad(7)$$

以$T_{10}=1050$，$L=100$，$C=0.3$，$T_{20}=50$代入式（7），即可求得对应于任何一个T_R值的r_0/R值。例如当球状侵入体温度T_R降到250°C时，$r_0/R=3.2$，即r_0为R的3.2倍，而围岩受热宽度r_0-R为R的$3.2-1=2.2$倍（参见表1）。如果认为参数T_{10}、L、C和T_{20}的具体数值尚需调整，式（7）仍不失为估算r_0大小的一个方程。

现在，我们来计算球状侵入体的冷却速率。侵入体结晶之后，温度每下降ΔT所释放的热量为

$$\Delta Q=(4/3)\pi R^3DC\Delta T\times10^{15}\text{〔卡〕}$$

如果已经知道在这温度下降ΔT的过程中侵入体表面的平均热流强度q_R〔卡/厘米^2·秒〕，那么侵入体表面在单位时间内的总热流量Q_R可按下式求出：

$$Q_R=4\pi R^2q_R\times10^{10}\text{〔卡/秒〕}$$

于是这个过程所需要的时间为

$$\Delta t=\Delta Q/Q_R=(10^5/3)RDC\Delta T/q_R\text{〔秒〕}$$

据傅里叶定律，$q=kG\times10^{-5}$〔卡/厘米^2·秒〕，于是

$$q_R=10^{-5}kN/R^2=\frac{k(T_R-T_{20})r_0}{(r_0-R)R}\times10^{-5}\text{〔卡/厘米}^2\text{·秒〕}\qquad(8)$$

$$\Delta t=\frac{10^{10}R^2DC\Delta T\left[(r_0/R)-1\right]}{3k(T_R-T_{20})(r_0/R)}\text{（秒）}\qquad(9)$$

当$D=2.5$，$C=0.3$，$k=6\times10^{-3}$，$T_{20}=50$时，如果ΔT取为50°C，则式（9）成为：

$$\Delta t=\frac{2.083\times10^{13}R^2}{T_R-50}\left(1-\frac{R}{r_0}\right)\text{〔秒〕}$$

当侵入体温度由850°C下降到800°C时，我们可以取825°C作为T_R值，取850°C的r_0值与800°C的r_0值之平均值作为r_0值。以这样确定的T_R值和r_0值代入上式，算得的结果是$\Delta t=8\times10^9R^2$〔秒〕即$2.5\times10^2R^2$〔年〕（1年$=3.15\times10^7$秒）。他温度间隔的Δt值可仿此求出（表1）。

计算表明，球状侵入体温度由850°C下降到500°C需时$9.52\times10^{10}R^2$秒即0.3 R^2万年，由500°C下降到250°C需时20.2

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　　http://www.cnki.net

球状侵入体的降温过程表　　表 1

T_R (°C)	r_0/R	500°C以上受热区宽度	400°C以上受热区宽度	RG_R (°C)	$10^{-10}\Delta t/R^2$ (秒/公里^2)	$10^{-10}\Delta t/R^2$ 累　计
850	1.393	0.14R	0.19R	2830		
800	1.451	0.14R	0.20R	2410	0.80	0.80
750	1.515	0.14R	0.20R	2060	0.94	1.74
700	1.586	0.13R	0.21R	1760	1.10	2.84
650	1.667	0.11R	0.20R	1500	1.28	4.12
600	1.758	0.09R	0.19R	1280	1.51	5.63
550	1.863	0.05R	0.16R	1080	1.78	7.41
500	1.985	0.00R	0.12R	907	2.11	9.52
450	2.130		0.07R	754	2.52	12.0
400	2.305		0.00R	618	3.05	15.1
350	2.525			497	3.75	18.8
300	2.804			389	4.73	23.6
250	3.186			291	6.17	29.7
200	3.746			205	8.47	38.2
150	4.668			127	12.7	50.9
100	6.820			59	22.9	73.8
70	11.058			22	31.7	105.5

$\times 10^{10}R^2$秒即$0.64R^2$万年，由250°C下降到100°C需时$44.1\times10^{10}R^2$秒即$1.4R^2$万年，而由100°C下降到70°C需时$31.7\times10^{10}R^2$秒即R^2万年。可见侵入体温度越低，冷却速率越小（表1）。

围岩受热区的平均温度升高量T_{in}'可以定义为围岩所获得的总热量$Q_2=Q_1$除以受热区总热容量VDC所得的商：

$$T_{in}'=\frac{Q_1}{UDC}=\frac{(T_{10}-T_R+L/C)}{(r_0/R)^3-1} \quad (10)$$

当球状侵入体温度已下降到100°C时，虽然围岩受热宽度扩大到侵入体半径的5.8倍，但受热区平均温度升高量仅4°C左右。

2.圆柱状侵入体

岩株、火山颈等可近似地看作是圆柱状体。在圆柱状炽热侵入体周围的岩石中，等温面是以侵入体轴线为轴线的圆筒状曲面。而热流的方向垂直于岩体轴线（自然也垂直于岩体表面）。

假定圆柱状侵入体的半径为R〔公里〕，现在我们从这个圆柱体上切割出一

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

个高度为1〔公里〕而体积等于πR^2〔立方公里〕的圆柱单元来加以分析。假定这个圆柱单元内部的温度，在任何时刻都处处相等（实际上有一定的梯度）。

当圆柱单元温度已由$T_{10}=1050°C$下降到T_R时，它已释放出来的热量显然等于

$$Q_1=\pi R^2DC(T_{10}-T_R+L/C)\times 10^{15}〔卡〕\quad (11)$$

这些热量全部传导给高度为1〔公里〕的筒状受热区之后，将使围岩的这个受热区温度上升。

如果我们以符号r表示围岩中的点与圆柱体轴线的垂直距离，那么温度与r的关系是比较复杂的：在紧邻圆柱单元处即$r=R$处，可以认为围岩温度与圆柱单元温度相同，为T_R；随着距离r的增大，围岩温度逐渐降低，直到$r=r_0$处降到围岩初始温度$T_{20}=50°C$。围岩中的温度梯度，各点也是不相同的。在围岩受热区边缘附近（即紧邻岩浆岩体处），温度梯度最高（因为这里的热流强度最大）；而在围岩已受热部分的外边缘，温度梯度近于0(因为这里的热流强度近于0）。

由于围岩中的等温面呈圆筒状，其面积正比于等温面与圆柱状岩体轴线的距离r，所以如果围岩已受热部分不再吸收和释放热量而仅通过热流，则每一个等温面上的热流强度将与r成反比，因而温度梯度也将与r成反比。考虑到围岩受热范围内$r=r$处与$r=R$处的温度差T_R-Tr是温度梯度在区间（R，r）内对r的定积分，可知温度差将与r/R的对数成正比：

$$T_R-T_r=\int_R^r\frac{M}{r}dr=M\ln\frac{r}{R}\quad (12)$$

这里M是一个以〔度〕为单位的待定常数（正数）。但是，由于围岩已受热部分还要吸收（靠外边缘处）或释放（靠内边缘处）热量，上述温度梯度与r的反比关系并不能严格成立。虽然如此，如果我们选择适当的M值，使得$r=r_0$处$M\ln(r_0/R)$恰好等于T_R-T_{20}，那么式（12）仍可用于温度分布的计算。即是说，我们可以认为：

$$T_{in}=Tr-T_{20}=M\ln(r_0/r)\quad (13)$$

$$M=(T_R-T_{20})/\ln(r_0/R)\quad (14)$$

现在，我们从围岩已受热部分切割出一个内半径为r、厚度为dr、高度为1的圆筒状围岩单元来考察。它的温度升高量T_{in}据式（13）为$M\ln(r_0/r)$，因而它已从岩浆岩体获得的热量为

$$dQ=2\pi rdr\cdot DCM\ln(r_0/r)\cdot 10^{15}$$

于是，高度为1〔公里〕的整个围岩受热区已从岩浆岩圆柱单元获得的总热量是

$$Q_2=2\pi DCM\cdot 10^{15}\int_R^{r_0}r\ln\left(\frac{r_0}{r}\right)dr\quad (15)$$

式中

$$\int_R^{r_0}r\ln\left(\frac{r_0}{r}\right)dr=\frac{R^2}{4}\left[\left(\frac{r_0}{R}\right)^2-\ln\left(\frac{r_0}{R}\right)^2-1\right]\quad (16)$$

而M由式（14）决定。因$Q_1=Q_2$，故由式（11）、（15）和（16）可知：

$$\frac{2(T_{10}-T_R+L/C)}{T_R-T_{20}}=\frac{(r_0/R)^2-1-\ln(r_0/R)^2}{\ln(r_0/R)}\quad (17)$$

$$\frac{2(1383-T_R)}{T_R-50}=\frac{(r_0/R)^2-1-\ln(r_0/R)^2}{\ln(r_0/R)}\quad (18)$$

根据式（18）可以算出对应于不同T_R值的r_0/R值，表2列出了一部分计算结果。

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

圆柱状侵入体的降温过程表　表2

T_R (°C)	r_0/R	M (°C)	Δt ($10^{11}R^2$秒)	(万年)
850	1.606	1689		
			1.07	$0.34R^2$
650	2.043	840		
			1.49	$0.47R^2$
500	2.565	478		
			2.76	$0.88R^2$
350	3.474	241		
			3.50	$1.11R^2$
250	4.629	131		
			2.92	$0.93R^2$
200	5.632	87		
			4.68	$1.49R^2$
150	7.365	50		
			9.34	$2.96R^2$
100	11.445	21		

由表2可知，一个半径为1公里的圆柱状岩浆岩体，当它的温度下降到250°C时，将使围岩受热宽度达到大约3.6公里。而当温度下降到100°C时，围岩受热宽度可达10公里左右，但这时受热围岩的温度平均只比初始温度高10°C左右。温度的平均升高量由下式算出：

$$T_{in}=\frac{Q_1}{VDC}=\frac{T_{10}-TR+L/C}{(r_0/R)^2-1}\qquad(19)$$

高度为1公里的岩柱单元当温度下降ΔT时释放出来的热量为

$$\Delta Q=10^{15}\pi R^2DC\Delta T\ 〔卡〕$$

单位时间内此岩柱单元侧面的总热流量为

$$Q_R=2\times10^{10}\pi Rq_R\ 〔卡/秒〕$$

因此岩体温度下降ΔT所需要的时间为

$$\Delta t=\Delta Q/Q_R$$
$$=0.5\times10^5RDC\Delta T/q_R\ 〔秒〕$$

这里q_R为平均热流强度。由于

$$q_R=\frac{kM}{R}\times10^{-5}=\frac{k(T_R-T_{20})}{R\ln(r_0/R_n)}\times10^{-5}$$

故 $$\Delta t=\frac{5\times10^9R^2DC\Delta T\ln(r_0/R)}{k(T_R-T_{20})}\ 〔秒〕$$

在进行粗略估算时，ΔT可以取得较大，而T_R可取起点温度与终点温度的平均值，相应的r_0/R也可取起点r_0/R与终点r_0/R的平均值。粗略估算（表2）表明，侵入体温度由850°C下降到500°C，需时约$0.8R^2$万年，由500°C下降到250°C，需时约$2R^2$万年，由250°C下降到100°C，需时约$5.4R^2$万年。

3.板状岩浆岩体

一部分岩墙、岩脉和岩床可以用板状体来模拟。我们假定这些板状岩体的宽度和长度远远大于它们的厚度，因而可以仿照固体力学的作法，把它们看成是无限延展的薄板。在这种无限延展的板状岩体两侧的围岩中，等温面显然都是平行于板表面的平面，而热流方向则是板表面的(外)法线方向。

现在我们从这个理想的板状体中切出一个厚度等于板状体厚度2H〔公里〕而

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

长度和宽度均为1〔公里〕的六面体来研究。六面体中央面即是板状体中央面（平行板状体两侧表面且平分板状的假想平面），它始终保持着最高温度。在任何一个指定的时刻，岩体内部和围岩受热区的温度梯度并不是处处相同的。在进行粗略估算温度分布的前提下，我们假定温度梯度处处等于$G=(T_1-T_{20})/r_0$，于是，当中央面温度已下降到T_1时，岩体表面的温度为

$$T_H=T_1-GH$$

半个六面体已释放出来的热量为

$$Q_1=10^{15}HDC[T_{10}-T_1+0.5GH+L/C]〔卡〕$$

而围岩中得到的热量为

$$Q_2=0.5\times10^{15}(r_0-H)(T_1-GH-T_{20})DC〔卡〕$$

式中r_0是围岩受热区外边界与岩体中央面的垂直距离。由于$Q_1=Q_2$，故

$$\frac{r_0}{H}=\frac{2(T_{10}-T_{20}+L/C)}{T_1-T_{20}} \quad (22)$$

以$T_{10}=1050$，$T_{20}=50$，$L=100$，$C=0.3$代入上式，可得：

$$r_0/H=2667/(T_1-50)$$

当岩体中央面温度T_1已下降到250°C时，$r_0=13.3H$〔公里〕，$G=15/H$〔度/公里〕，岩体表面热流强度$q_H=kG\times10^{-5}=9\times10^{-7}/H$〔卡/厘米^2·秒〕。而当温度已下降到100°C时，$r_0=53.3H$，$G=15/16H$，$q_H=6\times10^{-8}/H$。在中央面温度由250°C降到100°C的过程中，半个六面体释放的热量为$1.07\times10^{17}H$〔卡〕，故若平均热流强度q_H取值$5\times10^{-7}/H$〔卡/厘米^2·秒〕，则此过程需时$68H^2$〔万年〕。

二、讨论和验证

为了对比上述三种模式岩体降温过程的差异，现在把上文讨论的部分结果总结于表3。从表3可以看出，在板状岩体半厚度H、圆柱状岩体半径R、球状岩体半径R三者相等的条件下，就围岩受热宽度而言，板状体大于圆柱体，而圆柱体大于球体。冷却速率则与此相反。但是，板状岩体（例如岩墙）的厚度一般较小，而球状岩体的半径却可能很大。

从现有资料看来，我国含油气盆地和可能含油气盆地的岩浆活动主要是印支期和燕山期的酸性至中性侵入活动。在此期间形成的侵入体，形状比较复杂，但是有相当大一部分可以用球状体来模拟。

根据本文方法估算，对一个半径为5公里的球状侵入体来说，温度达到500°C以上的围岩受热区仅宽约$0.14R=0.7$公里，温度达到400°C以上的围岩受热区仅宽约$0.2R=1$公里。此侵入体的平均温度下降到250°C时，围岩受热宽度可达大约11公里，但其中温度升高量在100°C以上的受热范围，仅宽约$0.5R=2.5$公里。当它的平均温度下降到100°C左右时，围岩受

岩浆活动对50°C围岩的影响表　　表3

岩体形状	岩体散热面积与体积之比	围岩等温面与岩体散热面的面积比	围岩受热宽度		岩体温度由250°C降到100°C所需时间（万年）
			岩体中心为250°C时	岩体中心为100°C时	
球　状	3/R	$(r/R)^2$	2.2R	5.8R	$1.4R^2$
园柱状	2/R	r/R	3.6R	10R	$5.4R^2$
板　状	1/H	1	12H	52H	$68H^2$

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

热范围扩大到了大约29公里，但其中温度升高量达到20°C以上的受热范围不会超过5公里。而且由于岩体本身的埋藏深度一般不过几公里，这个理论上的受热宽度（29公里）有一部分实际上并不存在，或者已露出地表而散热较快，实际温度比计算所得数值要低得多。为了检验以上推论是否符合实际，作者曾与唐飞龙、罗养臣同志对湖南中部天龙山岩体进行了野外考察，并在岩体附近的下石炭统中采集了12个灰岩样品和2个煤样，进行了初步研究。

天龙山岩体是一个印支期侵入体，绝对年龄约2.1亿年，岩石主要是二长花岗岩和花岗闪长岩，目前的出露面积约为65平方公里，估计它上半部总的轮廓近半球状，半径约5公里，岩体形成时期其顶面的埋藏深度约4公里。调查结果表明，本区“外接触变质带”（本区矽卡岩、角岩、板岩、大理岩、大理岩化灰岩等接触变质岩类的形成带）的宽度一般不到1公里，与理论计算所得400°C以上受热范围宽度值完全吻合（岩石学家估计矽卡岩的形成温度约在600°C至400°C之间）。距岩体露头边界约0.5公里（垂直距离，下同）的下石炭统测水组原煤，干基氢碳原子比H/C仅0.11，部分无烟煤已转变为石墨。在离岩体边界2.1公里处，原煤干基H/C上升到大约0.14，且已无石墨化现象。在离岩体9公里左右的冷水江矿区，煤层变质程度虽然还兼受了可能存在的大乘山隐伏岩体的影响，但净煤可燃基H/C已达0.31～0.34，与远离中生代岩浆岩体的湘中其他地区测水组煤的H/C值（0.4～0.6）相差不多。至于在离岩体1.7至4.2公里范围内采得的下石炭统灰岩样品，显微镜下已经见不到明显的接触变质现象。

根据以干酪根生油气学说和化学动力学为基础的油气预测方法估算，在100°C的恒定温度下，干酪根需要持续埋藏大约420万年才能成熟，需要持续埋藏大约4700万年才能使可能转移到油气中的碳原子转移50%。岩浆活动虽然能够在一定的空间范围内使围岩温度升高，但由于相对于干酪根演化速率来说，岩浆岩体的冷却速率是比较大的，因此岩浆余热对干酪根演化进程的影响不能估计过高。

还必须强调的是，根据热力学第二定律，热量只能从温度较高的岩石传导给与之接触的温度较低的岩石。由于围岩本身的温度随着深度的增加而增加，因此同一个岩浆岩体不同部位的冷却下限是不同的。例如在6公里的深度，正常地温一般已达200°C左右，因此在此深度的岩浆岩一般说来不可能冷却到200°C以下。但是式（7）、（17）和（22）表明，围岩受热宽度在很大程度上决定于岩体温度以及岩体温度与围岩初始温度之差，冷却下限的升高却意味着受热宽度的增大。

三、结　　论

岩浆岩体不同部位的冷却下限，随着深度的增加而升高。围岩的受热范围，则主要取决于岩浆岩体温度，以及岩浆岩体温度与围岩初始温度之差。

在围岩初始温度为50°C的深度，当岩浆岩体冷却到100°C时，就围岩受热宽度（沿水平方向度量的）而言，球状侵入体约为岩体半径的6倍，圆柱状侵入体约为岩体半径的10倍，板状侵入体约为半厚度的52倍（当直立板状侵入体的宽度和长度并非远远大于它的厚度时，围岩实际受热宽度将小于这个数值）。

有机质的演化程度不仅取决于温度，而且取决于受热时间以及其他一些因素。岩浆活动虽然能够在一定范围内使围岩升温，但是岩浆岩体冷却较快，围岩所获

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

的温度升高量最大值并不能保持很长时间。

围岩受热宽度与岩浆岩体的半径或半厚度成正比，而岩浆岩体的冷却速率则与半径或半厚度的平方成反比。所以在估计一个具体岩体对围岩中有机质演化进程的影响程度时，必须考虑岩体的大小、形状等等具体因素，才能得出比较准确的结论。

（收稿日期　1981年11月20日）

参考文献

〔1〕O.卡普迈耶、R.海涅尔，地质学及其应用，科学出版社，1981年。

QUANTITATIVE ESTIMATION OF THE HEATING EFFECT OF MAGMA ON THE EVOLUTION OF ORGANIC MATTER

Yang Wenkuan

(The 5th Headquarters of
Petroleum Prospecting and Exploration,
Ministry of Geology and Minerals)

Abstract

This paper discusses the heating effect magma on the evolution of organic matter, and proposes some formulas for calculating the cooling speed of igneous rock and the extent to which sedimentary rock is heated. The calculation shows that the cooling speed is relatively rapid, inversely proportion to the square of the radius (or half-thickness) of the magmatic mass and that the extent to which sedimentary rocks is heated is limited. Field investigations and laboratory studies on the Tianlong Shan granite support these conclusions.

(C)1994-2021 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net