

# 盆地地热场模拟的若干问题探讨

吴冲龙 李 星 刘 刚 田宜平

(中国地质大学, 武汉 430074)

本文探讨了盆地地热场模拟所面临的诸多难题的解决途径和方法。作者从地下热流状态平衡与破坏的角度出发, 用正常地热场的概念来描述常规上地幔热流对地热场的贡献, 而用附加地热场的概念来描述岩浆侵入等事件对地热场的贡献; 讨论了采用地壳热结构分析来获取盆地基底热流数值的方法, 以及根据重力补偿地区的盆地基底与莫霍面的倒影关系所建立的莫霍面埋深经验公式的有效性; 以 Ungerer 等提供的岩石热导率与岩性、地温之间的关系曲线为基础, 采用双重回归方法建立了岩石热导率的经验公式。这些方法在一些盆地的地热场模拟中取得了成效。

**关键词** 盆地地热场 地热场模拟 正常地热场 附加地热场 地壳热结构 莫霍面埋深经验公式

**第一作者简介** 吴冲龙 男 52 岁 教授(博士生导师) 煤及油气地质、数学地质

热力学条件是有机质成熟和烃类生成的基本条件之一, 因此, 盆地古地热场模拟既是有机质成熟史模拟的基础, 也是实现盆地整体模拟的基础。盆地古地热场的影响因素众多且变化多端, 开展盆地地热场模拟面临着许多难题, 本文拟就其中若干重要问题加以讨论。

## 1 古地热场的组成及其多期次叠加

要动态地描述有机质的成熟过程, 首先要动态地描述盆地古地热特征。这里涉及古地温、古地温梯度、古热传递方式等复杂问题, 更涉及盆地古地热场的动态变化及古地热源的多期次叠加问题。以往的研究通常只注意单一热源及其所形成的单一地热场, 显然应当加以改进。所谓盆地古地热场是指沉积盆地形成演化过程中内部各点的地热流状态连同沉积物所组成的空间整体(吴冲龙等, 1997)。在盆地形成演化的漫长历史中, 古地热场是动态变化的, 是一种多热源、多阶段的动态叠加场。盆地内各点的古地热流状态, 通常用沉积岩系各点古地热流的大小和方向来描述。热流总是从高温区流向低温区的, 地壳中只要存在着温度的差别, 便会有地热流的运动。地热流的基本运动状态有两种: 稳定状态或平衡状态; 过渡状态或不平衡状态。在第一种状态下, 温度是空间位置的函数, 其分布不随时间而变化:

$$T = f(x, y, z) \quad (1)$$

上式表明, 在每一单位体积的物质在这个过程中既不获得热量也不失去热量。在第二种状态下, 温度不仅随位置的迁移而变化, 而且随着时间的延续而变化:

$$T = f(x, y, z, t) \quad (2)$$

以热传导作用为例, 根据富里叶定律有

$$\frac{\partial T}{\partial x^2} + \frac{\partial T}{\partial y^2} + \frac{\partial T}{\partial z^2} = \frac{d \cdot c}{K} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} \quad (3)$$

式中,  $K$  为热导率( $\text{mw/m}$ ),  $d$  为岩石密度( $\text{g/cm}^3$ ),  $c$  为岩石比热( $\text{J/g}$ ),  $a$  为热扩散率( $\text{m}^2/\text{s}$ )。此式表明, 单位体积的物质在过渡状态中得到或失去的热量, 与温度的变化乘以体积热容量所得的积相等。

这两种热状态对有机质演化都是重要的。一般地说, 地壳中的热事件发生时, 原有的热平衡状态便被打破并转入过渡的不平衡状态; 但当时间延续到一定长度, 又会逐渐越过不平衡状态而趋向稳定的平衡状态。过渡状态延续时间的长短, 决定于热事件的性质、规模及沉积岩系的热物理性质(比热、热导率及热扩散率)和热传递方式(传导、对流及辐射)。能打破地壳热流平衡状态的热事件, 大致包括深部地幔热柱的形成、莫霍面的上隆、地壳的裂隙、岩浆的侵入和断裂的生成等。上述热事件可以互为因果关系, 也可以单独起作用。根据热力学的一般原理,

正常地幔热流和地壳放射性元素蜕变热流属于稳态地热流, 所合成的地热流可称为正常地热流; 而各种构造-岩浆热事件产生的地热流属于非稳态地热流, 所合成的地热流可称为附加地热流。因此, 盆地古地热流( $q_e$ ) 构成可表示为:

$$q_e = q_b + \sum q_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (4)$$

式中,  $q_b$  代表正常地幔热流和地壳放射性元素蜕变热流,  $q_i$  代表各种热事件产生的附加地热流。深部地幔热柱形成和莫霍面上隆所产生的附加地热流不易与正常地幔热流分开, 可以与正常地热流合并计算。与此相应, 盆地古地热场也可以划分出正常地热场和附加地热场两种成分。根据这一认识, 综合运用裂变径迹法、地质温压计法(方同辉等, 1997)、流体包裹体法(柳少波等, 1997)、构造-岩浆史分析法、沉积物压实矫正法和剥蚀量恢复法, 我们有可能深入地分析古地热流(场)的组成、相互关系及其叠加作用, 进而追索其动态变化历程。

## 2 盆地古地热场的分层模型

通常认为, 热传导作用在沉积盆地中的各个位

置和各个时间段里都有重要意义, 而热对流作用则仅在特定的位置和时间中具有重要意义。热对流包括压实作用导致的流体循环、热力驱动的流体自由对流和地势驱动的流体循环。Bethke(1985)认为压实驱动的流体对热传递影响较小, 效应较为局限, 但在低渗透性岩石中占优势, 其意义不能忽视; Rabinowicz等(1985)和Quintard等(1986)认为, 水热膨胀引起的自由对流主要形成于正常压实段的对流单元内; Willet和Chapman(1987)和Ungerer等(1990)发现, 地势驱动的流体循环也主要发生于高渗透率的岩层中, 其量值比压实驱动水流的量值大几个数量级; Ungerer等(1990)指出, 有效应力( $\sigma$ )是盆地正常压实层段及欠压实层段流体驱动的主要动力。

考虑到热传递作用(主要是热传导和热对流)在不同层位、孔隙度( $\Phi$ )和不同地层压力( $P$ )条件下有显著不同的表现, 特将热演化概念模型分解为3个子模型, 即过压实段子模型、欠压实段子模型和正常压实段子模型(图1)。3个子模型之间, 由 $\Phi$ 作为开关变量, 并且在动态演化过程中代换为 $h$ (埋深)和 $L$ (岩性)。根据地壳及盆地的分层热传递概念模型, 可建立相应的盆地热演化数学模型。

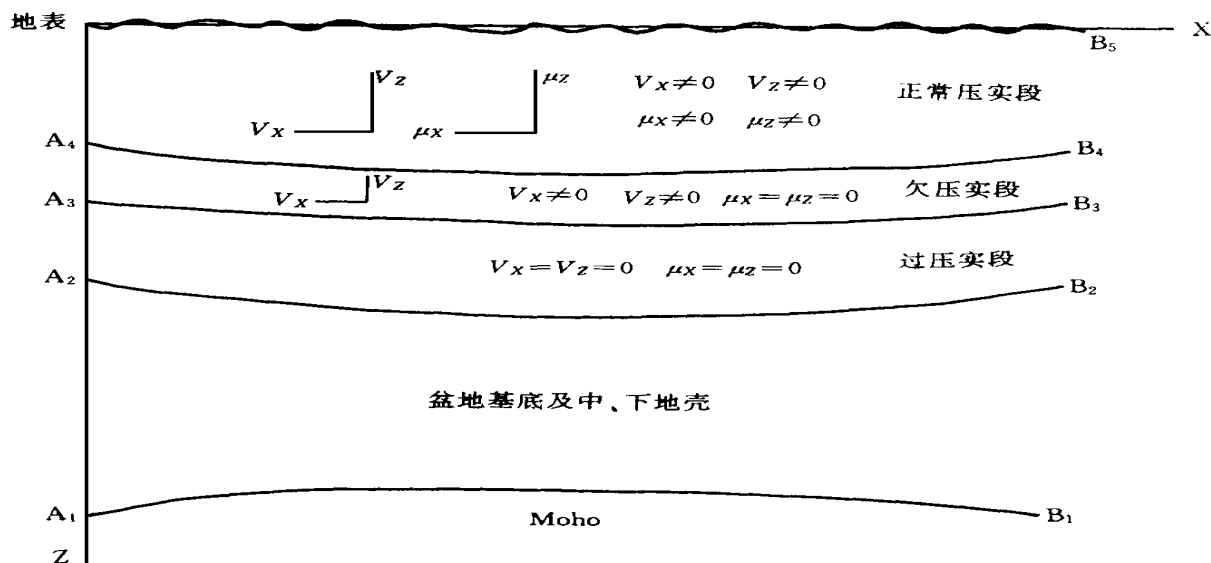


图1 盆地深成地热场的分层模型

Fig 1 Layering model of geothermal field of a basin

### 2.1 过压实段

该层从欠压实段底部起至盆地结晶基底。该段孔隙度极小, 流体很少, 各种热对流均可忽略不计,

唯有岩浆侵入与热液上升具有重要意义。热传递主要以热传导的方式进行, 但由于温度较高, 热幅射的影响甚为显著, 并且越向深处去影响越大。考虑到

中、下地壳的热传导特征与此相似,故暂归为一段。

以二维情况为例,该层段的热演化方程为:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q = \rho \cdot C \frac{\partial T}{\partial t} \quad (5)$$

$(x, z) \in A_1 B_1 A_3 B_3$  区域

$$K = f(T) = T / 10(1 - \eta) K_0$$

方程的边界条件:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0 \quad (x, z) \in A_1 A_3 B_1 B_3 \quad (\text{区域})$$

$T = T_1(x, z, t) \quad (x, z) \in A_1 B_1$  (由返揭法获  
M<sub>0</sub>面温度,详后)

初始条件:

$$T = T_0(x, z) \quad (\text{由返揭法给定底层的值})$$

式中,  $T$  为古地温,待求未知量;  $(x, z)$  为剖面上某点的坐标;  $t$  为从模拟起始时刻算起直至今天的时间;  $K$  为地下孔隙介质的热导率,其中  $K_0$  为常温状态下的热导率,它随时间改变而改变;  $\rho$  为地下孔隙介质的联合密度,  $\rho = \rho_s(1 - \Phi) + \rho_f \Phi$ ,  $\rho_s$ 、 $\rho_f$  分别为骨架与流体的密度,  $\Phi$  为孔隙度;  $Q$  为莫霍面热流值,通过返揭法求得;  $C$  为地下介质的比热容:

$$C = (1 - \Phi) C_s \times [1 + 0.769 \times (T - T_s) \times 10^{-3} + \Phi C_f \times [1 + 0.219 \times 10^{-3} \times (T - T_s)]] \quad (6)$$

这里  $T_s$  为地表年平均温度。

## 2.2 欠压实段

欠压实段即通常称为超压段,其顶面由  $\Phi$  值决定,而  $\Phi$  是动态变化的。这一层段中存在着超压流体,故模型着重考虑热传导和超压条件下的热对流。热幅射影响较弱,仅作为热传导系统的控制参数看待。有关超压流体的幕式突发性对流问题拟另文探讨,这里暂时省略。

同样以二维情况为例,欠压实段的热演化方程可表示为:

$$K \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) - \rho_f C_f \left[ \frac{\partial}{\partial x} (v_x \cdot T) + \frac{\partial}{\partial z} (v_z \cdot T) \right] + Q = \rho_{s+f} C_{s+f} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (7)$$

边界条件:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (\text{转换边界条件}) \quad (x, z) \in A_3 A_4 \quad A_4 B_4$$

$B_4 B_3 \quad B_3 A_3$

初始条件:

$$T_0(x, z, 0) = T_0(x, z)$$

式中:  $T$  为古地温,待求的未知数;  $K$  为地下孔隙介质的热导率;  $v_x, v_z$  为超压流体沿  $x, z$  方向流动的速率;  $\rho_s, \rho_f$  和  $\rho_{s+f}$  的含义同式(6);  $C_{s+f}$  是地下孔隙介质的联合比热,  $C_{s+f} = C_s(1 - \Phi) + C_f \Phi$ ;  $Q$  为盆地底部古热流(可用地壳热结构分析法获取)。

## 2.3 正常压实段

这一层段从地表至欠压实段顶面,热传导仍具重要意义,热幅射微弱,而热对流增强,而且越近地表热对流越显得重要。不但有沉积物正常压实产生的单向渗流,还有温差造成的循环对流都需一并考虑。在该层段中,随着沉积与沉降的不断进行,沉积物被逐步压实,部分沉积水从孔隙中被排挤出来,同时,在与补给区连通的高孔隙度层段,由地势和重力驱动的循环也起了重要作用。同样以二维情况为例,正常压实段的热演化方程可表示为:

$$K \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) - \rho_f C_f \frac{\partial}{\partial x} [(v_x + u_x) \cdot T] - \rho_f C_f \frac{\partial}{\partial z} [(v_z + u_z) \cdot T] + Q = \rho_{s+f} C_{s+f} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (8)$$

边界条件:

$$T = T_1(x, z, t) \quad (x, z) \in A_5 B_5$$

(地表温度,根据古纬度推测)

$$T = T_2(x, z, t) \quad (x, z) \in A_4 B_4$$

(变换边界条件)

初始条件:

$$T(x, z, 0) = T_0(x, z)$$

式中,  $u_x, u_z$  为自由对流在  $x, z$  方向上的速度,其初始条件可取为前一时刻  $v_x, v_z$  平均值。其它符号含义同前。

仿此可分别建立盆地地热场的一维和三维分层模型。

## 3 获取盆地基底古热流值的地壳热结构分析法

盆地正常地热场的演化,实际上就是正常地热流在盆地中的传递和再分配。在已有的盆地热史模拟模型中,通常只考虑来自盆地基底的壳幔热流(称为盆地基底热流)。其值或者通过特定的盆地构造-热演化模型的模拟计算来获取(Mckenzie, 1978; Royden, 1980),或者在合理范围内进行调整使之符合观察结果(Ungerer 等, 1990)。前者往往由于所设定的盆地模型与盆地的实际演化过程差别较大而失真,后者却又因带有强烈的主观随意性而可靠性有

限。作者在进行煤变质作用模拟时, 尝试过借助地壳热结构分析来确定盆地基底古热流, 研究成果(吴冲龙等, 1996)表明, 这是一种简便而有效的方法。

Blackwell (1971) 曾提出热结构一词来表征大陆区壳幔热流的构成, 汪集 (1986) 进一步认为, 热结构还应包括壳内不同层的热流构成, 同时还必须将地壳深部温度这个重要参数考虑进去, 并且以辽河盆地为例, 采用 Lecanbruch 公式计算了地壳与地幔的现今热结构:

$$T_i^{\text{下}} = q_i^{\text{上}} \cdot D_i / K_i - A D_i^2 / K_i + T_i^{\text{上}} \quad (9)$$

式中,  $T_i^{\text{下}}$  和  $T_i^{\text{上}}$  分别为第  $i$  层下、上界面的温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $q_i^{\text{上}}$  为第  $i$  层上界面的热流值, 表层取地表热流值 ( $\text{mW}/\text{m}^2$ );  $D_i$  为第  $i$  层的厚度 ( $\text{km}$ );  $K_i$  为第  $i$  层的热导率;  $A_i$  为第  $i$  层的放射性生热率。显然, 这一公式所依据的基本原理是能量守恒定律。

根据同样的原理, 给以一系列合理的初始条件和边界条件限定, 然后变换式 (9), 便有可能获取盆地基底热流值。其方法要领是: 假定上、中、下地壳

各层次的岩石放射性生热率和热导率的变化可以忽略不计, 上地壳由盆地变质基底和沉积盖层组成, 而且盆地变质基底和中地壳的物质成分、厚度 ( $H_{\text{底}}$  和  $H_{\text{中}}$ ) 相对稳定; 得用大地电磁测深资料了解上、中、下地壳各层次的现今厚度; 利用压实校正法和剥蚀量换算法恢复盆地各演化阶段的地层总厚度 ( $H_{\text{b}}$ ); 得用经验公式估算盆地各演化阶段古莫霍面埋深 ( $H_{\text{M}}$ ), 并计算下地壳厚度 ( $H_{\text{下}} = H_{\text{M}} - (H_{\text{中}} + H_{\text{底}} + H_{\text{b}})$ ); 根据大地构造背景类比估计古莫霍面的热流值和温度值; 根据古纬度资料估计盆地古地表温度; 变换式 (9), 由下而上推算地壳各演化阶段的古热流结构, 再由上而下推算地壳相应的古地温结构。由于盆地基底以下的热传递以传导方式为主, 这一推算应当是可靠的。盆地内部热流状况较为复杂, 可以此为基础进一步用热力学方法进行动态模拟。表 1 列举了国内外已有的部分现今地幔热流平均值, 可供不同盆地类比选用, 也可供同一盆地不同原型发展阶段的类比选用。

表 1 盆地大地构造背景与现今上地幔热流 ( $q_m$ ) 值

Table 1. Present heat flow value ( $q_m$ ) of upper mantle and tectonic setting in basins

盆地类型	局部构造位置	$q_m$ ( $\text{mW}/\text{cm}^2$ )		实 例
		变化范围	平均值	
克拉通 (中生代)	次级隆起	30.1~39.3	34.7	鄂尔多斯
	斜坡	29.6~31.3	30.2	
	次级凹陷			
内陆拗陷 (中生代)	近缘斜坡	18.0~35.6	28.0	四川盆地
	次级隆起	42.9~49.0	46.0	
	次级凹陷	19.2~23.9	20.9	
内陆断陷 (新生代)	盆外隆起		34.0	河套盆地、山西地堑系 美国西部盆地山脉省
	凹陷边缘		35.5	
	凹陷内部	43.2~69.0	58.3	
活动陆缘裂陷 (新生代)	次级隆起	40.0~53.9	44.7	辽河盆地、华北盆地、 苏北盆地、郯庐裂谷 澳洲东部盆地
	一般次级凹陷	41.0~58.4	51.4	
	中心凹陷	70.8~75.3	77.1	
被动陆缘裂陷	一般次级凹陷	21.0~33.0		北美东部盆地
全球地壳	大洋区		57.0	全世界数据平均
	大陆区		28.0	
	海陆平均		48.0	

江集 等, 1986; 王良书等, 1989; Sass 等, 1981; Morgen 等, 1984a, b; Pollack 等, 1977; 本文。

#### 4 盆地在各演化阶段莫霍面埋深和形态的估算法

如上所述, 利用热结构分析来恢复盆地基底古热流值, 需要对古地壳厚度作出估计。由于缺乏有效

的办法来解决这一问题, 作者曾探讨过利用回归分析来近似求取古地壳厚度的方法(Wu Chonglong 等, 1991)。这一方法是建立在如下 3 个基本认识的基础之上的: 莫霍面埋深的变化与壳-幔重力均衡调整密切相关, 因而盆地底面与莫霍面普遍呈“镜像倒影”关系; 盆地基底从沉降、蓄水、充填沉积物

到触发重力均衡机制, 并达到再调整的 90%, 只需 1 万年到 10 万年时间, 甚至还要少些, 因此, 岩石圈重力场均衡所伴随的垂向运动速度远高于剥蚀速度和沉积速度, 当剥蚀作用和沉积作用穿插进行时, 各阶段的重力场都能得到迅速补偿而均衡 (Kin sm an, 1975), 其基底的第一阶段沉降和隆起与莫霍面的对应隆起和沉降, 可以看作是同步或准同步发生的; 莫霍面的现今状态是盆地演化过程中重力均衡调整的现阶段结果, 若能找到重力均衡异常为零或近于零且变形微弱的完整盆地, 便可以根据该盆地各处沉积盖层现今厚度与莫霍面现今埋深的相关分析, 拟合出一个经验公式。

松辽盆地是一个规模巨大、保存完整、构造变形较弱、莫霍面形态完整且与盆地底面镜像倒影十分显著的大型晚中生代沉积盆地。其平均布格重力异常为 0, 而重力均衡异常也仅有 + 20 毫伽 ± (王懋基, 1982), 说明刚刚越过均衡补偿状态, 可以作为建立盆地古莫霍面动态预测模型的依据。作者根据均匀分布于松辽盆地各处的 98 个点位的钻井资料、地震剖面资料和莫霍面深度 ( $H_M$ ) 资料, 得到如下经验公式 (W u Chonglong 等, 1991):

$$H_M = (55.19146 - H_b) \div 1.63092 (\text{km}) \quad (10)$$

式中,  $H_M$  为莫霍面埋藏深度;  $H_b$  为盆地底面埋藏深度, 相当于沉积盖层总厚度。利用这个经验公式, 代入该盆地各处各阶段的沉积盖层总厚度 (需经压实矫正和剥蚀量恢复), 便可以估算出松辽盆地各处各演化阶段的莫霍面埋深, 并恢复其空间形态。

## 5 估算沉积物热导率的双重回归分析法

盆地沉积物的热导率是动态变化的, 在中新生代盆地中, 影响热导率的因素除沉积的岩石类型、矿物成分之外, 还有孔隙度和地温。孔隙度与岩性、压实程度及孔隙充填情况密切相关, 其中压实程度取决于埋藏深度, 而孔隙充填情况又取决于填隙物类型及成岩程度, 从而又与埋藏深度密切相关。Ungerer 等 (1990) 根据几个盆地的实测资料, 描绘了不同沉积物在不同地热梯度下的热导率与埋藏深度之间的关系 (图 2)。图示曲线在盆地地热场动态模拟的应用很不方便, 可采用双重回归的方法将其转换为数学表达式。其方法是: 按一定深度间隔对各曲线的热导率进行密集取值; 分别采用多项式回归法拟合出各条曲线的数学表达式; 对同种岩性的两条

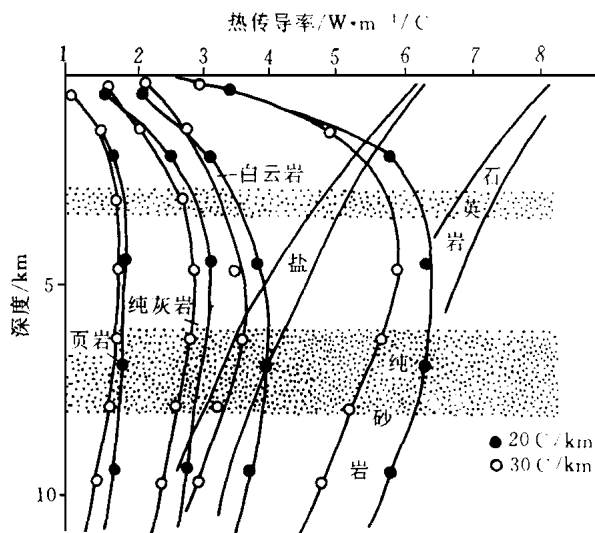


图 2 岩石热导率与各种因素之间的复杂关系

据 Ungerer 等, 1990)

Fig 2 The complicated relationship between the rock specific thermal conductivity and many other factors

热导率曲线的系数再次进行线性回归, 便可得到下列经验公式:

$$K_{sh}(\text{页岩}) = 0.936122 - 0.039356\Delta T + (3.77919 + 0.49197\Delta T)H \times 10^{-4} - (7.10736 + 0.45607\Delta T)H^2 \times 10^{-8} + (3.28372 + 0.22924\Delta T)H^3 \times 10^{-12}$$

$$K_L(\text{灰岩}) = 1.65637 - 0.18393\Delta T + (3.47354 + 2.09579\Delta T)H \times 10^{-4} - (0.56212 + 0.30656\Delta T)H^2 \times 10^{-7} + (2.02319 + 1.55438\Delta T)H^3 \times 10^{-12}$$

$$K_D(\text{白云岩}) = 2.49882 - 0.25239\Delta T + (1.74634 + 2.35199\Delta T)H \times 10^{-4} - (0.62132 + 3.44626\Delta T)H^2 \times 10^{-8} + (2.36835 + 2.13317\Delta T)H^3 \times 10^{-12}$$

$$K_s(\text{砂岩}) = 3.34011 - 0.03587\Delta T + (1.22136 + 0.13283\Delta T)H \times 10^{-3} - (2.33496 + 0.05602\Delta T)H^2 \times 10^{-7} + (1.04504 + 0.03229\Delta T)H^3 \times 10^{-11}$$

$$K_{sa}(\text{盐岩}) = 6.21146 - 0.03352\Delta T - (8.56667 - 1.44621\Delta T)H \times 10^{-4} + (3.36318 - 0.73388\Delta T)H^2 \times 10^{-8}$$

$$K_Q(\text{石英岩}) = 7.86398 + 0.13269\Delta T - (7.79587 - 1.54145\Delta T)H \times 10^{-4} \quad (11)$$

式中  $\Delta T$  为地热梯度 ( $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ),  $H$  为埋深 (m)。  $K_{sh}$

(页岩)、 $K_L$  (灰岩)、 $K_D$  (白云岩)、 $K_S$  (砂岩)、 $K_{Sa}$  (盐岩) 和  $K_Q$  (石英岩) 分别代表不同岩性的热导率。各组数据的复合回归系数都达到 0.97 以上, 表明岩性、深度和地温梯度在这里综合地反映了上述各种因素的复杂影响。

## 6 结论与讨论

本文所提出的思路和方法, 已经应用于抚顺盆地、松辽盆地、闽西南-粤东北盆地和珠江口盆地的古地热场研究。所取得的初步成果表明, 从地下热流状态平衡与破坏的角度, 将正常地热流与附加地热流分析结合起来, 用正常地热场的概念来描述正常上地幔热流对地热场的贡献, 而用附加地热场的概念来描述岩浆侵入等事件对地热场的贡献, 有利于描述盆地地热场的多热源多阶段演化历程; 采用地壳热结构分析方法, 为盆地内部的深成地热场模拟提供基底热流数值, 以及根据均衡地区的盆地基底与莫霍面的倒影关系, 来建立莫霍面在盆地各演化阶段的埋深经验公式, 能有效地解决盆地正常古地热场的热源问题; 而根据 Ungerer 等 (1990) 岩石热导率与岩性、地温之间的复杂关系曲线, 所建立的岩石热导率经验公式, 较好地解决了沉积物热导率的动态变化问题。然而, 如下问题仍然有待进一步解决:

(1) 以地壳热结构分析结果作为盆地基底热流值的可靠性, 取决于对不同大地构造条件下的现代地壳热结构数据的大量积累。虽然现代全球地幔热流图已经编制出来 (Pollack et al., 1977), 但缺少相应的地壳深部物质结构资料, 而且莫霍面温度值较少, 精度也有限, 难以用来系统地推算一个盆地乃至某种大地构造分区的基底热流分布状况。这方面的工作有待进一步积累资料, 逐步计算补充, 然后通过统计处理来修正。

(2) 文中根据 Ungerer 等 (1990) 的资料回归出了热导率的经验公式, 但因原有数据只反映两种地温梯度条件, 利用该组经验公式作外推预测必须十分谨慎。待今后继续积累不同地温梯度的新生代盆地数据后, 再做进一步的拟合。值得注意的是, 热导率的影响因素比较多, 在沉积盆地的演化过程中, 沉积环境、沉积物埋藏速度和地温梯度都是动态地变化着的, 盆地岩石热导率的研究也应当与成因地层分析、成岩作用分析密切结合起来。

(3) 由于各大地构造单元的岩石圈结构存在差异, 利用盆地底面与莫霍面成镜像倒影关系拟合出来的经验公式, 可能只适用于数据所在的盆地。但对每个盆地都拟合出这样的公式显然是不可能的。一个可供选择的办法是: 在不同大地构造单元中, 寻找重力均衡调整完成或趋近于完成的盆地, 分别拟合其莫霍面埋深的经验公式, 然后提供在大地构造演化阶段相似, 并且岩石圈结构、成分和厚度也相似的盆地类比应用。

## 参 考 文 献

- 1 柳少波, 顾家裕. 包裹体在石油地质研究中的应用与问题讨论. 石油与天然气地质, 1997, 18(4): 236~331
- 2 方同辉, 马鸿文. 建立古地温曲线的理想地质温压计. 地质科技情报, 1997, 16(4): 93~100
- 3 汪集 等. 辽河裂谷盆地地壳-上地幔热结构. 中国科学, B 辑, 1986(3)
- 4 王良书, 施央申. 油气盆地地热研究. 南京: 南京大学出版社, 1989
- 5 吴冲龙等. 中国煤变质作用的热动力学分析. 载于: 杨起主编的《中国煤变质作用》北京: 煤炭工业出版社, 1996: 90~149
- 6 吴冲龙. 煤变质作用热动力学分析的原理与方法. 煤炭学报, 1997, 22(3): 225~229
- 7 Bethke C M. A numerical model of compaction-driven groundwater flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basins. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90: 6817~6828
- 8 Blackwell D D. The structure and physical properties of the Earth's Crust. In: ed by Heacock J G, *American Geophysical Union*, Washington D C: 169~184
- 9 Kinsman D J J. Rift valley basin and sedimentary history of Troling Continental margins. In: *Petroleum and global tectonics*, eds by Fisher and Judson, Published by Princeton University Press, Princeton and London, 1975, 83~126
- 10 McKenzie D. Some Remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, 40: 25~32
- 11 Morgen P and Sass J H. Thermal regime of the continental lithosphere. *J. Geodynamics*, 1984, 1: 143~166
- 12 Morgen P. Structure and evolution of the continental lithosphere. in: *Physics and Chemistry of the Earth*, ed by Pollack H N and Murthy V R. Pergamon Press, Oxford, 1984, 15: 107~193
- 13 Pollack H N and Chapman D S. Mantle heat flow. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 34: 174~184
- 14 Quintard M and Bernard D. Free convection in sediments. in: *Thermal modeling in sedimentary basins*, ed by Burrus J., Paris, Editions Technip, 1986, 271~286
- 15 Rabinowicz M, Kandurand J L, Jakubowski M, Schott J and

- Cassan J P. Convection in a North Sea oil reservoir: inferences on diagenesis and hydrocarbon migration. *Earth and Planetary Science Letters*, 1985, 74: 387~ 404
- 16 Royden L and C E Keen. Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth and Planetary Science Letters*, 1980, 51: 342~ 361
- 17 Sass J H et al. Heat flow from the crust of the United State, Chapter 13 in: *Physical Properties of rocks and minerals*, ed by Toulou Y S, Judd W R and Ror R F. McGrawHill, New York, 1981
- 18 Ungerer P, Burrus J, Doligez B, Chenet P Y and Bessis F. Basin evaluation by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration. *AA PG*, 1990, 74(3): 309~ 335
- 19 Willet S D and Chapman D S. Temperatures, fluid flow and thermal history of the Uinta basin in: *Migration of hydrocarbons in sedimentary basins*, Ed by Doligez B. Paris, Editions Technip, 1987, 533~ 552
- 20 Wu Chonglong, Li Sitian and Cheng Shoutian. The statistical prediction of the vitrinite reflectance and study of ancient geothermal field in Songliao Basin, China. *Journal of China University of Geosciences*, 1991, 2(1): 91~ 101

(收稿日期: 1998 年 8 月 8 日)

## STUDY ON SOME IMPORTANT PROBLEMS OF GEOTHERMAL FIELD SIMULATION OF BASINS

Wu Chonglong Li Xing Liu Gang

(China University of Geosciences, Wuhan 430074)

### Abstract

Geothermal field simulation is the basis of basin modeling. This paper probes into some difficult problems about geothermal field simulation of basins and their solving method: (1) From the angle of equilibrium and wreck of underground thermal state, the authors adopt the concepts of normal geothermal field and appended geothermal field to describe the contribution of normal crust-mantle convection to the geothermal field and the contribution of magmatic intrusion to geothermal field respectively; (2) The authors try to discuss the method of gaining the thermal flow value about basin bottom, that by using analyzing paleo-geothermal structure, and also try to discuss the availability of empirical formula for burial depth of Moho surface which is established on the basis of the relationship of inverted image between basin bottom and Moho surface in gravity compensated area; and (3) Based on the relation curve among thermal conductivity, lithologic characters and earth temperature provided by Ungerer etc, the authors establish an empirical formula about the thermal conductivity of rock through double regression. These methods have been applied to simulation of thermal field of several basins.

**Key words** geothermal field of basin, simulation of geothermal field, normal geothermal field, appended geothermal field, geothermal structure of the earth crust, empirical formula of burial depth of Moho surface