



第六讲 数值天气预报模式中的物理过程 (一)

张道民

(中国科学院大气物理研究所)

在数值天气预报和大气环流数值模式中，有两个问题必须要解决，一是要有一个好的描写大气运动的数学方程组，并且要有尽可能接近微分方程组解的数值求解方案。二是要能较好地描述大气中的一些基本物理过程。这些物理过程主要有：地形影响、扩散和摩擦、降水、辐射、下垫面感热和水汽输送等。方程组中与这些量有关的项为：

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t}(p_0 u) &= \dots + p_0 F_u - g \frac{\partial \tau_x}{\partial \sigma} \\ \frac{\partial}{\partial t}(p_0 v) &= \dots + p_0 F_v - g \frac{\partial \tau_y}{\partial \sigma} \quad (6.1) \\ \frac{\partial}{\partial t}(c_p p_0 T) &= \dots + c_p p_0 F_T + g \frac{\partial H}{\partial \sigma} + \\ &\quad p_0 L_1(C_L + C_c) + p_0 H_R \\ \frac{\partial}{\partial t}(p_0 q) &= \dots + p_0 F_q + g \frac{\partial E}{\partial \sigma} - \\ &\quad p_0(C_L + C_c)\end{aligned}$$

式中 F_u 、 F_v 、 F_T 、 F_q 分别为次网格尺度运动所造成的动量、热量和水汽的水平扩散， τ_x 、 τ_y 为湍流应力， H 为感热， E 为水汽通量， C_L 、 C_c 表示大尺度和对流性降水， L_1 为水汽潜热系数， H_R 为辐射， p_0 为地面气压。

一、地形的作用

地形尤其是大地形对大气运动的影响是多种多样的，既有机械的动力作用，又有热力作用。它对各种尺度的波动，从超长波、长波、气旋、反气旋乃至小涡旋都有显著影

响。有的研究指出，1月北半球500毫巴平均高度图上，亚洲大陆沿岸及北美东海沿岸都有明显的低槽，这种环流形势的特点与大地形作用就有密切关系。

不少研究者用数值模式做了有地形与无地形对比数值模拟试验，发现在冬季当考虑地形时，就出现了西伯利亚冷高压，不考虑地形时，冷高压就不出现。但也有人指出，地形仅决定冬季西伯利亚冷高压的位置和强度，有地形时，冷高压偏北(45°N)且偏强；无地形时，则偏南(30°N)且偏弱。也有的数值试验指出，青藏高原增强了冬季东亚西风急流的强度。地形的影响可以透过对流层，对绕极涡旋有影响。还有人模拟了夏季西南季风的环流特点，考虑地形时比不考虑地形要更符合于实况，等等，可见地形的影响是不可忽视的。

1. 数值模式中地形的引入

在数值天气预报模式中地形的影响是怎样考虑进去的呢？可以简单地说是通过下边界的运动学边界条件引入的，对不同的垂直坐标系，下边界条件表现形式就有所不同。例如，对 z 坐标，下边界条件近似为($z=h$ 处)，

$$w_s = u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \quad (6.2)$$

对 P 坐标，则当 $P=P_s$ (下边界气压) 时，

$$\begin{aligned}\omega_s &= \frac{p_s}{RT_s} \left[\frac{\partial \phi_s}{\partial t} + u_s \frac{\partial}{\partial x}(\phi_s - gh) + \right. \\ &\quad \left. v_s \frac{\partial}{\partial y}(\phi_s - gh) \right] \quad (6.3)\end{aligned}$$

上两式中 w_s 、 ω_s 分别为两种坐标中下边界的速度， u_s 、 v_s 、 ϕ_s 、 T_s 分别为下边界的

风速、下边界气压所对应的位势高度和温度， h 为地形高度。

z 和 P 坐标考虑地形时的困难在于，下边界条件不易给得准确，同时坐标面为平面或近似平面，当模式分层较多时，模式的下面层次要与地形相交，在交界处的不易算得准确，若处理不当，会在交界处产生较大的计算误差，甚至导致计算失败。另一方面，由尺度分析可知， $V \sim 10$ 米/秒， $w \sim 1$ 厘米/秒，因而在上述边界条件下，地形的坡度有一个极限，其最大约为 10^{-3} ，因而在这种坐标中地形不能取得太高。

后来，菲利普斯提出了一种新的垂直坐标，即 σ 坐标，这种坐标有各种形式，但差别很小，它避免了上述边界条件给法上的困难。这种坐标定义为 $\sigma = p/p_0$ 。当任何高度 $p=0$ 时， $\sigma=0$ ；而当 $p=p_0$ 时，则 $\sigma=1$ ，自然 σ 面近似与 p_0 （地面）面平行，即 σ 面是一个随地形起伏而起伏的曲面，地形自然包含在 σ 坐标之中。由于空气质点不能穿越地面，这时下边界条件即垂直 σ 面的垂直速度 $\dot{\sigma}$ 变得非常简明，当 $\sigma=1$ 时， $\dot{\sigma}=d\sigma/dt \equiv 0$ 。这样地形的考虑就变得非常方便，因此， σ 坐标又称为地形坐标。

在 σ 坐标中，数值模式方程组的平流项、地转偏向力项的形式与 P 坐标中的形式没有多大差别，只有气压梯度力项在坐标变换时被分解为两项，以 x 方向为例，有

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)_p = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + RT \frac{\partial \ln p_0}{\partial x}\right)_\sigma \quad (6.4)$$

在地形区，若对(6.4)式右边两项在 O 点取中央差分，显然有（见图 6.1）

$$F_1 = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)_o = \frac{\phi_A - \phi_B}{x_A - x_B} > 0,$$

$$F_2 = \left(RT \frac{\partial \ln p_0}{\partial x}\right)_o = RT \frac{\ln p_{0A} - \ln p_{0B}}{x_A - x_B} < 0.$$

就是说，在 σ 坐标中，气压梯度力项被分解为大小相当、符号相反的两项，而且当地形坡度较大时，气压梯

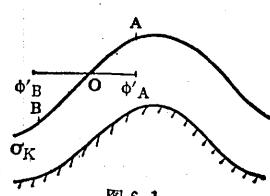


图 6.1

度力项本身要比这两项中的每一项小得多，即气压梯度力项是两个大量的小差，因此，气压梯度力就不容易算得准确，尤其是地形比较陡峭，计算误差也就会更大。这种误差将会引起虚假的地转偏差，使运动有虚假的发展，从而破坏了计算的稳定性，这是 σ 坐标的一个缺点。

2. σ 坐标中气压梯度力项的处理

近年来为准确的计算气压梯度力进行了许多研究，提出了不同的方法，归纳起来大致有三种：

第一，插值法：就是把(6.4)式右端气压梯度力项在进行差分运算时，仍然返回到 p 面上进行计算。例如，为计算图 6.1 中 σ_k 面上 O 点的气压梯度力，先由 σ_k 面上下三层（包括 σ_k 层） A 点与 B 点所对应的等 σ 面上的高度值，用某种插值（比如用气压对数的二次插值）插出 O 点所在等压面上这两点所对应的高度值 ϕ_A' 和 ϕ_B' ，而用 ϕ_A' 和 ϕ_B' 计算 O 点的气压梯度力则是在等压面上进行的，这时气压梯度力又变为(6.9)式左边的形式而成为一项了，从而避免了上述的计算误差。

第二，扣除法：将(6.4)式右边两项中的 ϕ, T 表示为基本量 $(\bar{\phi}, \bar{T})$ 与扰动量 (ϕ', T') 之和，即 $\phi = \bar{\phi}(p) + \phi'(x, y, t)$ ， $T = \bar{T}(p) + T'(x, y, t)$ ，这时(6.4)式右边变为

$$F = \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} + RT \frac{\partial \ln p_0}{\partial x}\right) - \left(\frac{\partial \bar{\phi}}{\partial x} + R\bar{T} \frac{\partial \ln p_0}{\partial x}\right) \quad (6.5)$$

如令 $\bar{T}(p) = T_0 - \frac{r}{g} \bar{\phi}(p)$ ，并设 $\partial \bar{\phi} / \partial \ln p = -R\bar{T}$ ， T_0 为某参考面温度，设为常数。这样(6.5)式右边第二项为零，但在将其变为差分运算时，由于差分格式的截断误差，则不一定为零，设为 δF ，由于 $\bar{\phi}(p), \bar{T}(p)$ 大小分别与 ϕ, T 相当，可以认为(6.5)式右边第一项的差分的截断误差也与 δF 相当，因此用(6.5)式代替(6.4)式进行差分计算时，就已经近似扣除了差分格式的截断误差。

第三，构造(6.4)式右端精确的差分格式：设大气的温压场满足关系式

$$T(p) = A \ln p + B \quad (6.6)$$

式中 A, B 为常数, 可以证明, 满足(6.6)式时则有

$$F = \frac{\partial \phi}{\partial x} + RT \frac{\partial \ln p_0}{\partial x} = 0 \quad (6.7)$$

如果能找到(6.7)式相应的差分格式, 在满足(6.6)式时也为零, 那么这种格式应是精确的, 考比(Corby)给出了这种差分格式的形式为

$$F_{\text{差}} = \bar{\phi}_x^* + \overline{RT^* (\ln p_0)_x}^* \quad (6.8)$$

北京气象中心北半球五层修改的 σ 坐标原始方程业务模式就是取这种形式, 但那里用 p 代替 p_0 。

上述三种处理气压梯度力项的方案都得到较好的结果, 在陡峭的地形区其结果比不加处理直接对(6.4)式取一般中央差要好。

二、小于网格尺度的水平扩散

大气不断从辐射、降水等得到热量, 一部分变为内能或位能, 一部分变为动能, 要维持大气的平衡, 必须要有能量的耗散机制。研究表明, 能量的耗散主要发生在近地面的边界层和对流层顶的急流附近。在数值模式中反映这种耗散过程的则是小于网格尺度的运动所引起的涡旋扩散。一般认为扩散发生在三个方向上, 两个在水平方向上, 另一个在垂直方向上, 垂直方向上的扩散与行星边界层密切相关。这里先讨论水平方向上的扩散, 即方程(6.1)式中的 F_u, F_v, F_T 和 F_q 项。对这些项, 不同的数值模式表示形式有所不同, 一般为

$$F_A = \frac{\partial}{\partial x} \left(k_A \frac{\partial A}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_A \frac{\partial A}{\partial y} \right) \quad (6.9)$$

式中 A 代表 u, v, T, q , k_A 为水平扩散系数, 一般把它取为 u, v 的函数, 为了简单, 可令 $k_A = \text{常数}$, (6.9)式的差分形式为

$$F_A \text{差} = \frac{k_A}{d^2} (A_{i+1,j} + A_{i-1,j} + A_{i,j+1} + A_{i,j-1} - 4A_{i,j}) \quad (6.10)$$

式中 d 为水平网格距。对速度 u, v 的水平扩散有的模式取得较为复杂, 例如日本北半球四层模式取为

$$F_u = \frac{\partial}{\partial x} (k_A D) - \frac{\partial}{\partial y} (k_A \zeta),$$

$$F_v = \frac{\partial}{\partial x} (k_A \zeta) + \frac{\partial}{\partial y} (k_A D).$$

而欧洲中期天气预报中心的业务模式中则取为四阶差分方案:

$$F_A = \frac{k_x}{a^4 \cos^4 \varphi} \delta_x^4 A + \frac{k_y}{a^4} \delta_y^4 A.$$

水平扩散项一方面是模式大气中的能量耗散机制, 起消耗能量的作用, 以避免在长时间的积分中由于不断有新能源加入而造成的不平衡。另一方面是一种光滑, 因而对计算起阻尼作用, 有利模式计算的稳定性。

三、动量、下垫面感热和水汽的垂直输送

垂直方向的扩散因与下边界条件密切相关, 从下边界(地面与水面)和大气整个系统来说, 可以认为它是一个能量的耗散机制。但对大气而言, 它既是一个耗散过程, 又可以从下垫面得到热量和水汽。这个过程主要发生在近地面一层大气, 其厚度约为1—1.5公里, 一般称之为行星边界层。这层之上的大气称为自由大气。行星边界层通常又分为三层, 最下面的为贴地层, 该层非常浅薄, 其上为常值通量层, 它的上界也只有一百米左右, 再向上为艾克曼层。边界层由于受下垫面影响很大, 运动非常复杂, 运动尺度也很小, 但它对上层大气却有很大影响, 一般情况下, 它可以向上输送热量和水汽, 向下输送动量。动量的垂直输送(垂直扩散)通常又称为摩擦。通过热量和水汽的垂直输送将下垫面的感热和水汽传给自由大气, 很自然, 这些输送量的大小取决于边界层内的大气结构。但是在差分方程中, 这种小于网格尺度的运动不能直接由数值模式的方程来描写, 通常用大尺度运动中的变数来表示, 其统计效果, 即用所谓参数化方法来处理。将边界层的参数化方法适当扩展到自由大气, 就可以处理边界层之上小于网格尺度的运动的垂直扩散问题。

1. 动量的垂直输送

现在来讨论方程(6.1)中的 $g \frac{\partial \tau_x}{\partial \sigma}$ 和

$g \frac{\partial \tau_y}{\partial \sigma}$ 项，它们表示由于垂直方向的速度梯

度，作用于单位质量空气沿 x 和 y 方向的摩擦力。通过水平面的单位面积上，下面空气所受到的上面空气的切应力 τ 一般与风的垂直切变成正比，即

$$\tau = \rho k_m \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} = -\frac{1}{p_0} k_m \rho^2 g \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \sigma} \quad (6.11)$$

k_m 为垂直扩散系数(或涡旋粘性系数)。在下边界一般取为

$$\tau_0 = \rho_0 c_D |\mathbf{V}_0| |\mathbf{V}_0|$$

c_D 为地面拖曳系数，它与地面的粗糙度有关，可取为地形高度的函数或常数，不同的模式取值不同，大约为 3×10^{-3} 量级。一般

$$K_m = l^2 \left| \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \right| \quad (6.12)$$

其中 l 为混合长，在边界层中的常值通量层与艾克曼层一般取不同的值，在常值通量层可取 $l = 0.4z$ 。而在艾克曼层可取 $l = 30$ 米。由于愈向上湍流粘性愈小，可以设到某个高度上 $l = 0$ ，即有 $k_m = 0$ ，为简单，有的模式取 $K_m = \text{常数}$ ，而在某个高度上，令 $\tau = 0$ ，则 $\partial \tau_x / \partial \sigma$, $\partial \tau_y / \partial \sigma$ 项就很容易进行差分运算了。

2. 下垫面感热和水汽输送

大气运动的能源主要有三种，一是辐射，这是大气运动的最主要能源，它决定了大气环流的基本状态。二是由于降水产生的凝结潜热。第三则是来自下垫面的感热。

下垫面感热输送对大气运动的影响是大家熟知的，南下气团的变性，东海岸入海气旋的加深就是明显的例子。近年来，海水温度的偏差对大气环流作用的研究已引起人们的注意，尤其是在热带风暴的形成中，感热和水汽输送是一个重要因素，在某些洋面温度较高的区域或大陆的某些地区，感热加热

可使低层温度增加 $3^{\circ}\text{C}/\text{日}$ 。因此，要做好三、四天以上的中期预报就应考虑感热的作用和水汽的输送。

一般感热通量 H 和水汽通量 E 可表示为

$$H = -\rho c_p k_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}$$

$$E = -\rho k_q \frac{\partial q}{\partial z} \quad (6.13)$$

这里 k_θ , k_q 为热量和水汽的垂直扩散系数，通常可令它们等于动量的垂直扩散系数 k_m ，即 $k_\theta = k_q = k_m$ ， θ 、 q 、 ρ 分别为空气的位温、比湿和密度， c_p 为定压比热。而在下边界(贴地面)，一般感热和水汽通量取为

$$H_s = c_p \rho_0 c_H |\mathbf{V}_0| (T_s - T_0) \quad (6.14)$$

$$E_s = \rho_0 c_E |\mathbf{V}_0| (q_s(T_s) - q_0) W_e \quad (6.15)$$

其中 T_0 , q_0 , ρ_0 , \mathbf{V}_0 分别为近地面(水面)空气的温度、比湿、密度和风速， T_s , q_s 分别为地表面(或水面)的温度和在该温度下的饱和比湿， c_H , c_E 的定义类似 c_D ，通常可取 $c_H = c_E = c_D$ ， W_e 表示地面湿度状况的因子， $0 < W_e \leq 1$ ，显然在水面上有 $W_e = 1$ 。 (6.14) 式表明来自下垫面的感热与地面风速成正比，还与下垫面温度与空气温度之差 $(T_s - T_0)$ 成正比，温差愈大，风速愈大，则进入空气中的感热通量也就愈大。同样，由 (6.15) 式可见，地面愈潮湿，空气愈干燥，风速愈大，则进入空气中的水汽通量也愈大。同动量的垂直输送计算类似，由 (6.13) 算得 H , E ，在下边界由 (6.14) , (6.15) 式得到 H_s , E_s ，和令在某个高度上取 $k_\theta = k_q = k_m = 0$ ，亦有 $H = E = 0$ ，从而就可算得对单位质量空气的加热率

$g \frac{\partial H}{\partial \sigma}$ 和增湿率 $g \frac{\partial E}{\partial \sigma}$ 。然而也可以用下面较

简单的办法来处理，因为 H_s , E_s 来自下垫面的作用，可以认为它们对大气的影响随高度减小，到某个高度为零。若设 H_s , E_s 随

高度向上线性减小，到某高度 $\sigma = \sigma_m$ 减小为零，这样， σ_m 层以下任一高度 σ 面上的感热和水汽通量就变为

$$H = \frac{\sigma - \sigma_m}{1 - \sigma_m} H_s, \quad (6.13')$$

$$E = \frac{\sigma - \sigma_m}{1 - \sigma_m} E_s.$$

而

$$\frac{\partial H}{\partial \sigma} = \frac{1}{1 - \sigma_m} H_s. \quad (6.16)$$

$$\frac{\partial E}{\partial \sigma} = \frac{1}{1 - \sigma_m} E_s.$$

因此，这样加热率与增湿率仅与下垫面的感热和水汽通量有关，而 H_s 和 E_s 则由 (6.14)、(6.15) 式给定。

(6.14) 与 (6.15) 式中的 V_0, T_0, q_0, T_s 在一般的数值模式中往往不知道，而前三个量可由模式中相应的预报量采取某种外推求得。关于 T_s 的求取，若在海洋上，因为海水温度变化缓慢， T_s 可取某种平均值（如月平均）。但在陆地上，由于地面温度变化剧烈， T_s 就不能取平均值，通常由地表面热量平衡方程来求得。地面热量平衡方程一般为

$$C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = S_s - R_s - H_s - L_1 E_s - B_s - \alpha (T_s - 273.16) \quad (6.17)$$

这里 S_s 为被地表面吸收的太阳辐射， R_s 为地表面净向上的长波辐射， $L_1 E_s$ 为地表面蒸发热， L_1 为水汽潜热系数， B_s 为由地表面进入土壤中的热通量， $\alpha (T_s - 273.16)$ 表示由于冰雪融解所消耗的热量， α 为冰雪融解系数。而 S_s 与太阳的高度角和太阳光入射路径中所考虑的吸收物质的含量（光学质量）有关。而 (6.17) 式右端其他各项均为地表面温度 T_s 的函数，因此可将 T_s 作为一个

变量把 (6.17) 式与模式的其他方程一起进行预报。但也有不少模式只考虑定常情况下的平衡方程，即令 (6.17) 式中的地表温度的时间变化项 $\partial T_s / \partial t$ 为零，而后把它作为一个诊断方程进行计算。若再简单，可令 $L_1 E_s = r_1 H_s$ ， $B_s = r_2 H_s$ ，而 r_1, r_2 为比例系数 (r_1 常又称为波文比)，可取为常数或某种已知函数形式，这样可以使计算大大简化。将求得的 T_s 代入 (6.14) 与 (6.15) 式，即可求得下垫面感热 H_s 和水汽通量 E_s 。还有不少模式只在海洋上计算感热 H_s 和水汽通量 E_s ，这样可以大大节省计算量。

应该指出，不同的模式对感热和水汽垂直输送的处理是不同的，有的相差较大，对它们处理的繁简与一个模式的结构与要用此模式达到的目的有关，并且与计算机条件相联系。

《PC-1500 计算机接口 CE-158 使用说明》

征 订

近年来，SHARP-PC-1500 型等袖珍计算机在探空、地面观测等业务工作中得到日益广泛的应用。

此《说明》介绍了 PC-1500 袖珍机在配上市售的附件 CE-158 以后，如何使 1500 机与微型计算机及其软、硬盘相连，如何与宽行打印机相连等一系列技术资料。PC-1500 与 CE-158 相接，可使计算机获得一系列新功能，这对于发挥袖珍机的潜力大有好处。

此《说明》系根据我们的实验资料和原使用说明翻译改写而成。它比原英文说明更详细、明确。全书约 14 万字，铅印本，每册估价 1.6 元。估计于 1983 年年底出版。

欲订者，请写明详细地址、单位名称、收件人和所需份数，寄乌鲁木齐市建国路 46 号新疆气象台天气研究室。