

文章编号: 1000-2022(2001)01-0066-08

MM4 模式积云参数化方案的改进和检验 : 方案的改进

董美莹 俞卫平 寿绍文

(南京气象学院大气科学系, 南京 210044)

摘要: 将 MM4 模式应用于梅雨锋暴雨的中- β 尺度系统模拟时, 模式的水平分辨率必须提高, 这使得模式中原有的 Kuo-Anthes 方案变得不适应。根据 Fritsch-Chappell 方案的基本原理和特点, 它可以合理取代 Kuo-Anthes 方案来适应中- β 尺度系统的模拟; 同时, 结合近年来人们对积云属性研究的新成果, 对 Fritsch-Chappell 方案作了改进, 最终得到一个适用于梅雨锋暴雨中- β 尺度系统模拟的改进 MM4 模式。

关键词: 中尺度模式; 积云参数化; Kuo-Anthes 方案; Fritsch-Chappell 方案

中图分类号: P435 **文献标识码:** A

随着超级计算机、大规模并行处理机的相继问世和新探测技术、新计算方法的不断出现, 大气数值模拟和预报在大气科学各个领域迅速发展。近 20 年, 中尺度大气数值模式和模拟系统的建立以及其业务应用发展十分迅速, MM4——美国 PSU/NCAR 中尺度流体静力原始方程模式第 4 型¹⁾, 就是这一领域的一个重要成果。该模式自 80 年代研制成功以来, 已经对世界各地各种大气现象做过模拟研究。在我国, 对 MM4 也有广泛的研究和应用, 比较成功地模拟了暴雨、洪涝、西南涡、飑线等中小尺度天气现象, 有很多地方已将 MM4 投入到日常的预报业务中。研究和应用表明, MM4 具有很好的稳定性和较成功的模拟能力, 而且, 它的模拟结果可提供高分辨率的动力协调资料, 有助于我们认识复杂中尺度系统的结构及其发生、发展的物理机理。

近数十年, 国内外特别是我国气象学者对东亚梅雨锋的结构特征等做了大量分析工作。华东地区中尺度天气试验对长江中下游梅雨锋暴雨所作多方面的诊断研究¹⁾ 得出: 暴雨虽然是各种天气尺度系统相互作用的产物, 但暴雨与具有强对流作用的中- β 尺度系统关系最为密切。张丙辰¹⁾ 还指出如果对对流参数化做更好的处理, 梅雨锋降水预报可能会做得更好一些。虽然中- β 尺度系统与暴雨关系极为密切, 但由于客观观测条件和计算机容量的限制, 很难以常规观测资料来分析时空尺度较小的中- β 尺度系统, 这也是当前国内研究主要集中于中- α 尺度模拟, 而对中- β 尺度系统研究较少的主要原因之一。要识别水平空间尺度在 20~200 km 的中- β 尺度系统, 模式的网格距必须缩小, 即分辨率要提高(文中选为 30 km)。然而, 随着模式水平分辨率的提高, 又会产生一系列的新问题, 积云参数化方案便是这其中之一。在 MM4 中,

基金项目: 国家自然科学基金(49775259 和 40075009) 资助项目

收稿日期: 2000-01-17; 修订日期: 2000-09-11

作者简介: 董美莹, 女, 1973 年 10 月生, 硕士, 现在浙江省气象台工作

1) Eirh-Yu Hise, MM4 (Penn State/NCAR) mesoscale of model version 4 documentation, 1987

最常用的是 Kuo-Anthes 积云参数化^[2], 该方案假设对流加热正比于其气柱的水汽辐合, 而对流加热的垂直分布是由对流云厚和一个假设的归一化函数 $N_h(\sigma)$ 来计算的, 函数 $N_h(\sigma)$ 是一条抛物线。可是, 对实际积云对流加热垂直分布的诊断表明, 这种加热廓线是相当复杂的, 而且与选例有关。实例模拟也表明, 积云对流加热对加热廓线十分敏感。此外, Kuo-Anthes 积云参数化采用的是一维深厚积云模式, 该模式仅包括上升气流, 用这样的云模式来描述积云尺度对流对较大尺度运动的反馈作用是不够的; 而且该方案中对流是与较大尺度环境准平衡的, 在较短时空尺度上, 特别对中纬地区, 对流性降水在什么时候都有可能大大超过天气尺度的水份供应, 其结果使水的存储量发生重大变化, 所以当我们考虑中尺度模式对中- β 尺度系统模拟时, 该方案变得不适应。诸多观测表明, 中尺度的上升气流和下沉气流已是对流系统的共同特征。基于这一事实且考虑到较大尺度过程与对流之间的不平衡现象, Fritsch 等^[3]根据位势不稳定理论, 专门针对分辨率约 20 km 的中尺度模式, 设计了一种既包括上升气流也包括下沉气流且适合中纬度深对流系统的积云参数化方案。而且, 通过对中- β 尺度爬线的模拟, Fritsch 等^[4]证实了这种方案是对 Kuo-Anthes 型方案的改进, 并指出, 如果主要云状中出现深厚对流, 则他们的方案最为适用, 方案中的经验公式能获得比较逼真的结果。我们知道, 积云参数化方案的选择应用与所研究的对象性质紧密相关, 也直接影响到模拟结果的好坏, 故积云参数化方案的合理选择十分重要, 我们对 Kuo-Anthes 方案的改进是势在必行。

本文从现有的积云参数化方案中选择了改进 Fritsch-Chappell 方案这一较为合理的方案, 用于改进细网格 MM4 模式; 然后, 设计了参照试验和对比试验两类试验, 对改进模式进行了初步检验。

1 积云参数化方案的设计

1.1 F-C 方案^[3]简介

Anthes 提出的温度时变率的面积平均方程为^[2]

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \overline{\omega T} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} - \frac{\bar{\omega} R T}{c_p p} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* - \frac{\partial \bar{\omega} r}{\partial p} + \frac{R \bar{\omega} T}{c_p p}.$$

式中 C^* 是局地凝结率, “ $\bar{\quad}$ ”和“ $\overline{\quad}$ ”各表示面积平均和涡动分量。等式右边项表示云中水汽凝结释放的潜热和大气涡动输送的感热, 这两项可以称为是由对流引起的平均温度变化, 即

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}_{\text{conv}} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* - \frac{\partial \bar{\omega} r}{\partial p} + \frac{R \bar{\omega} T}{c_p p}. \quad (1)$$

假设在一个模式网格内, 由对流导致的温度变化在对流期间是均匀分布的, 所以

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}_{\text{conv}} = \frac{T - T_0}{\tau_c}. \quad (2)$$

这里 T_0 、 \hat{T} 分别表示对流调整前、后的网格面积平均温度, τ_c 指对流特征时间尺度。由此, 对流参数化问题就转化为确定 τ_c 和 T 的问题。

方案假定: 较大尺度产生和积蓄的有效浮力能一旦启动对流, 那么在一定特征时间(τ_c)内消耗这种能量的对流活动能用来描述中尺度模式网格面积内的积云对流。

如果忽略由于上升气流作用和摩擦效应引起的气压扰动, 那么上升气流中单位质量的气块的垂直运动方程可写为

$$\frac{dw}{dt} = g \left(\frac{T_u - T}{T} \right) = g\beta. \quad (3)$$

以上 T_u 、 T 分别表示上升气流和环境的气温。在有深厚条件不稳定层且低层高湿的大气中, 从

地表抬升并未与环境混合的气块会在抬升凝结高度 (L_{LC}) 达到饱和。一般地, 在 L_{LC} 时 $\beta < 0$, 但若在条件不稳定大气中继续抬升, β 会逐渐增大, 气块到自由对流高度 (L_{FC}) 时 β 已增大至 0; 此后如果气块还是上升的, 那么将持续到平衡温度高度 (L_{ET}), β 又重新减为 0。可见, 在 L_{FC} 至 L_{ET} 之间上升气块动能增量为

$$\frac{1}{2}(w^2|_{L_{ET}} - w^2|_{L_{FC}}) = \int_{L_{FC}}^{L_{ET}} g \beta dz = E_B. \quad (4)$$

上式被定义为浮力能 E_B 。从 (4) 式可知, 一旦气块到达 L_{FC} , 那么气块将加速上升而不需要外界强迫抬升, 气块在 L_{FC} 至 L_{ET} 之间自然增长的浮力能被称为潜在浮力能 (E_{PB})。通常, 要使气块抬升到 L_{FC} , 需要外界有足够的强迫来克服负浮力, 比如地表加热、低空辐合等, 负浮力一旦被消除或克服, E_{PB} 就是有效浮力能 (E_{AB})。Kreitzberg 和 Perkey 指出, 当网格中气块的 E_{PB} 变成 E_{AB} 后对流被触发, 并在此后的一定特征时间 τ_c 内消耗这种 E_{AB} 。

在 τ_c 时间以后, E_{AB} 完全消耗完的条件是

$$\hat{E}_{AB} = \int_{L_{FC}}^{L_{ET}} g \left[\frac{\hat{T}_u(z) - \hat{T}(z)}{\hat{T}(z)} \right] dz = 0. \quad (5)$$

$\hat{\quad}$ 代表对流调整后的量。特别地, $\hat{T}_u(z)$ 是对流调整后上升气流中的温度的垂直分布。由于上升、下沉气流的面积是中尺度模式网格面积中的不可忽视的一部分, 所以格点的温度应该是上升气流、下沉气流和环境空气温度以面积为权重的加权平均值, 对流调整后的格点温度为

$$\hat{T}(z) = A^{-1} [T^E(z)A_E(z) + T^U(z)A_U(z) + T^D(z)A_D(z)]. \quad (6)$$

这里 $A = A_E + A_U + A_D$, A_E 、 A_U 、 A_D 分别为环境空气、上升气流、下沉气流所占的面积。因为中- β 尺度数值模式的分辨率高, 网格距较小, 可进一步假定在 1 h 以内, 云移经网格面元的过程中其特性保持相对不变, 云移过网格的时间 τ_c 由网格距和环境的平均风速来估计,

$$\tau_c = (\Delta x \cos\mu + \Delta y \sin\mu) / \bar{V}.$$

其中, Δx 、 Δy 分别为东西、南北向的格距, 且

$$\bar{V} = \frac{1}{\Delta z_C} \int_{z_{CB}}^{z_{CT}} (\bar{u}^2 + \bar{v}^2)^{1/2} dz, \quad \mu = \frac{1}{\Delta z_C} \int_{z_{CB}}^{z_{CT}} \arctan\left(\frac{\bar{v}}{\bar{u}}\right) dz.$$

\bar{u} 、 \bar{v} 为积云发展前水平速度的分量, $\Delta z_C = z_{CT} - z_{CB}$ 是云厚。如果 $\tau_c > 1$, 就取为 1 h, 1 h 之后的云特性将再一次通过调整来确定; τ_c 的下限是云单体的生命期, 约 30 min。

确定 τ_c 后, 再看看 \hat{T} 的确定。假定在中尺度网格中只考虑一种云型, 上升、下沉和环境空气的面积可由云模式和 (5) 式的约束下反复迭代得到。迭代过程中, 首先假设上升气流所占模式网格面积百分比的第一猜测值为 1%, 相应的下沉气流面积可由云模式得到, 而环境的温度变化由下式积分而得,

$$\frac{\partial T^E(z)}{\partial z} = w^E [\Gamma - \mathcal{Y}(z)] - \frac{L}{c_p} w^E(z) \frac{\partial r^E(z)}{\partial z}. \quad (7)$$

式中 Γ 是干绝热直减率; w^E 满足静力平衡; \mathcal{Y} 为环境直减率; r^E 是环境混合比。

由质量连续诱发的补偿环境垂直运动中, 网格中总的质量输送可以定义为

$$M(z) = \rho(z)w(z)A = M_E(z) + M_U(z) + M_D(z).$$

上式 $M(z)$ 由中尺度模式提供, M_U 、 M_D 由云模式给出。又

$$w^E(z) = \frac{M(z) - M_U(z) - M_D(z)}{\rho_E(z)A_E(z)}, \quad (8)$$

一般地, 上升气流面积百分比的第一猜测值并不能消耗掉足够的 E_{AB} , 而只是使 E_{AB} 减小, 新的

估计值定义为

$$N^{(m)} = \frac{E_{AB}}{\Delta E_{AB}^{(m-1)}} N^{(m-1)}. \quad (9)$$

式中的 m 代表迭代次数, 进行迭代的方程有(5) ~ (9) 式, 重复迭代, 直到满足 $E_{AB} - \Delta E_{AB} \pm 0.05 E_{AB}$ 。此时, 由(6) 式得到的 \hat{T} 就是对流调整后的温度。求得了 τ_c 和 \hat{T} , 由前面的(2) 式, 我们完成了对 $\frac{\partial T}{\partial t}_{\text{conv}}$ 的参数化。

相类似的, 控制动量和水汽变化的方程也同前面质量守恒一样做法, 由对流作用调整后的水汽, 动量可表示为

$$\begin{aligned} \hat{T}(z) &= A^{-1} [T_E(z) A_E(z) + T_U(z) A_U(z) + T_D(z) A_D(z)], \\ \hat{u}(z) &= A^{-1} [u_E(z) A_E(z) + u_U(z) A_U(z) + u_D(z) A_D(z)], \\ \hat{v}(z) &= A^{-1} [v_E(z) A_E(z) + v_U(z) A_U(z) + v_D(z) A_D(z)]. \end{aligned}$$

相应的时变倾向为

$$\frac{\partial \hat{T}}{\partial t}_{\text{conv}} = \frac{\hat{T} - T_0}{\tau_c}; \quad \frac{\partial \hat{u}}{\partial t}_{\text{conv}} = \frac{\hat{u} - u_0}{\tau_c}; \quad \frac{\partial \hat{v}}{\partial t}_{\text{conv}} = \frac{\hat{v} - v_0}{\tau_c}.$$

由 F-C 积云参数化方案的主要做法可见, F-C 方案中积云对流产生的基础是存在有效浮力能, 对流活动是在特定的时间间隔内消耗有效浮力能。这样的假设一方面以观测事实为依据, 另一方面从能量的角度来描述对流这一物理过程也是比较容易让人接受的。最近, 林文实等^[5]对现在广泛应用的 11 种积云参数化方案进行了综述和讨论, 指出 Kain 和 Fritsch 对夹卷效应和云模式进行修改后的方案在中尺度模式的模拟中效果更好。Wang 等^[6]用 PSU/NCAR 的中尺度大气模式对 Kuo-Anthes 方案、Betts-Miller 方案、Grell 方案和经 Kain 和 Fritsch 改进后的 F-C 方案进行比较研究得出, Kain 和 Fritsch 改进的 F-C 方案的试验效果最好, 使得模式预报降水得到明显改善。

我们知道, 积云参数化方法依赖于对积云属性的认识, 原 F-C 方案是根据当时(1980 年)人们对积云的认识水平得到的。随着时代的前进、科学的发展, 积云研究领域推陈出新、不断深入, 如今人们对积云认识已经更为全面和深刻, 因此对原 F-C 方案的改进是必要的, 国外在这方面的改进研究结果也证明了这一点。另外还考虑到与 MM4 衔接和实际研究需要, 本文将 Kain 和 Fritsch 改进的 F-C 方案程序化的同时, 也作了一些改动和改进, 下文将进行修改方面的描述。

1.2 F-C 方案的改进

与原 F-C 方案相比, 改进 F-C 方案所作修改主要有以下几点。

(1) 引用 Kain 等^[7]一维卷入/卷出烟雨流模式。近年来的观测表明云体和周围紧邻空气的混合是各向异性, 因此该模式假定, 每一层的云体和环境之间双向质量交换是通过有云和无云空气交界处的浮力分类机制来确定, 且由它来表示环境空气的卷入率和卷出率。该模式涉及的相关概念及相应计算公式如下。

1) 环境入流率 δM_E , 即在单位时间内 δp 厚度层中与上升气流混合的环境空气质量。

$$\delta M_E = M_{U0}(-0.03\delta p/R). \quad (10)$$

式中 R 是云底处上升气流的半径(文中取为 3 000 m); M_{U0} 是云底处的云质量通量, 单位是 $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1}$; 0.03 是比例常数, 以 $\text{m} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 为单位。由上式可知, 环境入流率与云底半径成反比而与该高度的上升气流的质量通量及等压面的厚度成正比。

2) 净卷入率和卷出率的估计。与 δM_E 相对应, 假设共有 δM_U 上升气流与其发生混合, 故无云区有云区之间的过渡区域内的总质量为

$$\delta M_T = \delta M_E + \delta M_U. \quad (11)$$

观测证据表明, 上升气流的湍流混合过程倾向于等比例混合, 即 $\delta M_E = \delta M_U$, 且混合次气块(原上升气流边缘与环境空气发生混合的单元体)的相对频率分布可通过 Gaussian 型分布合理估计, 其分布频率是

$$f(x) = A [e^{-(x-m)^2/2\sigma^2} - k]. \quad (12)$$

其中 x 是混合次气块中环境空气所占的百分率; m 是平均分布, 文中取 $m = 0.5$; σ 是标准差, 取 $\sigma = 1/6$, 而 $k = e^{-4.5}$ 为常数项。由于有约束条件

$$\int_0^1 f(x) dx = 1, \quad (13)$$

得 $A = [0.97\sigma \sqrt{2\pi}]^{-1}$, 因为总质量守恒,

$$\delta M_E + \delta M_U = \delta M_T \int_0^1 f(x) dx, \quad (14)$$

所以

$$\delta M_E = \delta M_T \int_0^1 x f(x) dx, \quad (15)$$

$$\delta M_U = \delta M_T \int_0^1 (1-x) f(x) dx. \quad (16)$$

式中 $1-x$ 代表混合次气块中原上升气流的空气所占的百分率。(15) 式中的被积函数表示混合次气块中环境空气质量的分布(图 1 中的 $E(x)$), 而(16)式中的被积函数则是上升气流质量的分布(图 1 中的 $U(x)$)。由于总质量的分布(图 1 中的 $E(x) + U(x)$)是关于 $x = 0.5$ 对称的, 因此 $E(x)$ 和 $U(x)$ 下的积分面积相等, 故 $\delta M_E = \delta M_U$ 。对于取定的 x_c ——环境空气的临界百分率(此时混合次气块的浮力为零, 呈中性), 则当 $x > x_c$ 时混合次气块浮力为负, 要脱离上升气流, 即被上升气流卷出; 而当 $x < x_c$ 时混合次气块浮力为正, 要加入上升气流, 即为上升气流卷入。所以, 该气层的净卷入率 M_{ee} 和净卷出率 M_{ud} 分别为

$$M_{ee} = \delta M_T \int_0^{x_c} x f(x) dx, \quad (17)$$

$$M_{ud} = \delta M_T \int_{x_c}^1 f(x) dx. \quad (18)$$

x_c 通过上升气流和环境的虚温加以确定, 然后由(17)和(18)算得净卷入率和卷出率。

(2) 垂直运动中考虑了凝结物的拖曳作用。上升气流的垂直速度的计算公式是

$$\frac{d(w^2/2)}{dz} = \frac{gB}{1+\beta} - w^2\lambda - \frac{g}{1+\beta}r. \quad (19)$$

其中 B 为浮力项, $B = \frac{T_{vU} - T_{vE}}{T_{vE}}$, T_{vU} 、 T_{vE} 分别是上升气流和环境空气的虚温; β 为虚质量, 它能

部分补偿被忽略的非静力气压扰动, $\beta = 0.5$; $\lambda = \frac{1}{M} \frac{dM}{dz} = \frac{1}{\delta M_T} \frac{dM_{ee}}{dz}$ 为环境空气卷入质量的百分

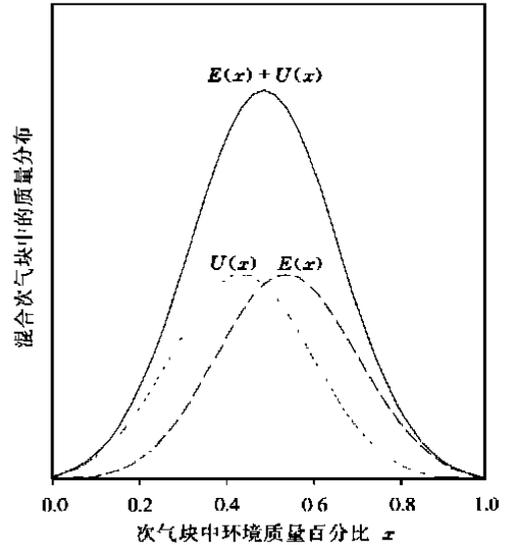


图 1 混合次气块中的质量分布

$E(x)$: 环境空气质量分布;

$U(x)$: 上升空气质量分布;

$E(x) + U(x)$: 总质量分布

Fig. 1 Distribution of environmental mass

$E(x)$, updraft mass $U(x)$, and total mass

$E(x) + U(x)$ in mixed subparcels

率,以 m^{-1} 为单位; r 是凝结物的平均混合比,即某高度上升气流中原已带有的凝结物和该高度新生成的凝结物的平均,由相应云物理过程进行估计。从上式可以看到,凝结物的拖曳作用使得上升运动的垂直速度减少。

(3) 抬升凝结高度 (L_{LC}) 处气块浮沉判据的修正。原始 F-C 方案气块的浮沉判据是

$$T_u(L_{LC}) - T_{L_{LC}} + \Delta T \begin{cases} > 0 & \text{上浮;} \\ & 0 & \text{稳定。} \end{cases} \quad (20)$$

式中, $\Delta T = c_1 w_{L_{LC}}^{1/3}$, $c_1 = 1 \text{ s}^{-1/3} \text{ cm}^{1/3}$; $w_{L_{LC}}$ 为 L_{LC} 处的垂直速度, $T_u(L_{LC})$ 、 $T_{L_{LC}}$ 分别是该高度的上升气流饱和温度和环境温度。实际观测表明,白天的辐射加热有利于瓦解有组织的尺度对流系统。特别地,在实时资料的模拟中,气团型对流可能在午后局地均匀混合的行星边界层强迫虚假触发。为阻尼这种虚假对流,引入一个日变化滤除因子 $c_2(t)$ 。 ΔT 的表达式变为

$$\Delta T = c_1 [w_{L_{LC}} - c_2(t)]^{1/3}. \quad (21)$$

其中 $c_2(t)$ 的取值如图 2 所示。从图中可知,当地午后时间 $c_2(t)$ 是一较大的常数,能有效阻尼虚假对流。

(4) 由云底高度和风垂直切变共同确定降水有效率。所谓降水有效率,就是指成雨量水汽和水汽入流量之比。Fujita 等提供的证据表明,云底高度对降水有效率有较大影响,直观地说,云底高度越高,有更多的凝结物在下降过程中被蒸发,故到达地面的降水率会越小。因此,模拟中还考虑了这一影响,即

$$E_{CB} = \frac{1}{1 + E_R}. \quad (22)$$

且 $E_R = 0.967 - 0.700Z_{L_{LC}} + 0.162Z_{L_{LC}}^2 - 1.257E - 2Z_{L_{LC}}^3$ 。式中 $Z_{L_{LC}}$ 指对流凝结高度, E_{CB} 代表考虑云底高度影响时的降水有效率,而 E_{ws} 是考虑风垂直切变影响时的降水有效率,模拟中最终的降水有效率取两者的平均,即

$$E = \frac{1}{2}(E_{CB} + E_{ws}). \quad (23)$$

(5) 用云底和 500 hPa 即对流层中层的平均风来计算对流特征时间 τ_c 。

(6) 对流加热、增湿和动量交换的大小是通过对流调整耗完 50% 有效浮力能而得出。

1.3 改进 F-C 方案的流程

前文给出了对 F-C 方案的主要改动方面,为便于对该方案的整体理解和说明,图 3 给出了改进 F-C 方案的流程框图。

由框图可知,改进 F-C 方案在执行过程中主要有四个步骤。第一步,通过判断 600 hPa 以下的每一气层混合气块的稳定性确定是否启动触发机制;第二步,初步确定上升气流、下沉气流特征(这些特征包括质量通量、垂直速度、凝结物的总凝结量、蒸发量等),计算出初步对流调整后模式格点的温度、混合比等要素值及此时的有效浮力能 (E_{AB}) 大小;第三步,根据是否消耗完原有有效浮力能的 50% 进而调整上升、下沉气流的质量通量等具体特征,重复第二步的工作直至消耗完原有有效浮力能的 50% 为止,得出对流调整终态时上升、下沉气流的具体特征;第四步,根据对流调整前后各要素的变化确定出积云对流效应所导致的变化倾向。

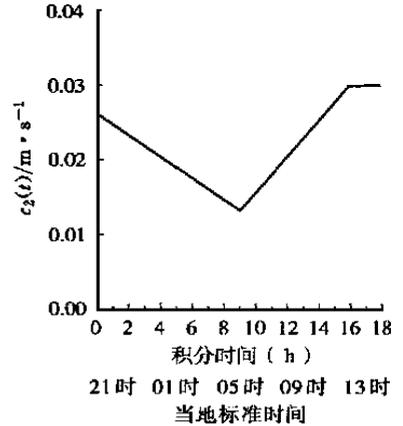


图 2 日变化滤除因子的取值

Fig. 2 Diurnal perturbation filter $c_2(t)$ in equation (21)

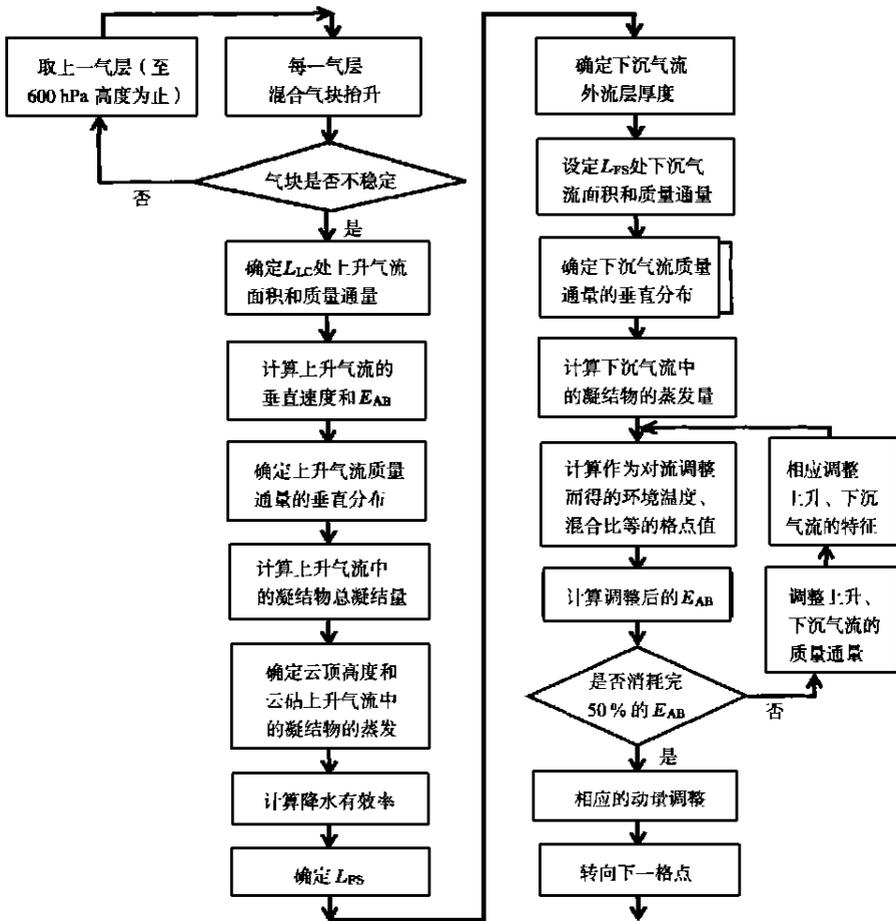


图 3 改进 F-C 方案流程框图

Fig. 3 The flow diagram of the improved F-C scheme

总而言之,文中应用的改进 F-C 方案的基本假设是:通过对流调整在一定的特征时间 τ_c 内耗完原有有效浮力能的 50% 来表示中尺度模式次网格尺度的对流效应。而且,本文还引用了一维卷入卷出云模式来细致刻画云体特征,垂直运动中计入了凝结物的拖曳作用,降水有效率的计算中考虑了云底高度的影响,特征时间 τ_c 由云底和 500 hPa 高度的平均风速确定,所有这些改动都以观测事实为依据,均是对方案一种改进。此时,积云参数化方案的设计已经完成,接下来将是该方案与模式的衔接和构成。

2 改进 MM4 模式的整体构成

为方便起见,除衔接必要外,本文对 MM4 模式的水分循环外的其他部分未做根本性改动。在水分循环部分,我们主要是将改进 F-C 方案以开关式的模块嵌入主模式,即可由相关参数来控制是否选择这种水分循环的处理方法。说到底,我们的改进工作主要使 MM4 模式的水分循环方案中又多了一重选择,如此可使得具体应用中更为灵活与方便。

3 结 语

综上所述,为了本文系列工作中研究与梅雨锋暴雨紧密相关的中- β 尺度系统的需要,我们选用并改进了 F-C 方案,将它以开关式模块嵌入到 MM4 模式中,使得该模式的水分循环处理方案中又多了一种选择,将 MM4 模式改进;这一改进工作是我们系列工作的第一步,对改进模式的初步检验及模拟应用等后续工作将逐步给出。另外,积云参数化方案的改进是模式分辨率提高后所引起的一系列问题中的一个,其他方面的改进有待今后进一步开展实现。

参考文献:

- [1] 张丙辰主编. 长江中下游梅雨锋暴雨的研究[M]. 北京: 气象出版社, 1990. 109 ~ 139, 174 ~ 206
- [2] Anthes R A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model[J]. Mon Wea Rev, 1977, 105(3): 270 ~ 286
- [3] Fritsch J M, Chappell C F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems, Part I: Convective parameterization[J]. J Atmos Sci, 1980, 37(8): 1722 ~ 1733
- [4] Fritsch J M, Chappell C F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems, Part II: Mesoscale model[J]. J Atmos Sci, 1980, 37(8): 1734 ~ 1762
- [5] 林文实, 黄美元. 积云参数化方案研究的现状[J]. 热带气象学报, 1998, 14(4): 374 ~ 379
- [6] Wang W, Seaman N L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model[J]. Mon Wea Rev, 1997, 125(2): 252 ~ 278
- [7] Kain J S, Fritsch J M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization[J]. J Atmos Sci, 1990, 47(23): 2784 ~ 2802

Improvement and Examination of the Cumulus Parameterization in MM4 Model : Improvement of the Cumulus Parameterization in MM4 Model

DONG Mei-ying, YU Wei-ping, SHOU Shao-wen

(Department of Atmospheric Sciences, NIM, Nanjing 210044)

Abstract: The Kuo-Anthes scheme of MM4 is not suitable for simulating meso- β systems of Meiyu front heavy rain process. The improved Fritsch-Chappell(1980) scheme was used to replace the K-A scheme in this paper.

Keywords: MM4 Model, cumulus parameterization, Kuo-Anthes scheme, Fritsch-Chappell scheme