

台风暴雨积云参数化试验

谭锐志 林元弼

(广州热带海洋气象研究所, 广州 510080)

提 要

本文使用半预报方法检验了五种积云参数化方案, 并讨论了它们在台风暴雨中的适用性, 结果表明: Arakawa—Schubert 方案能最好地描述台风暴雨过程 Q_1 和 Q_2 的垂直结构, 该方案所要求的云功函数准平衡假设在台风暴雨过程中能够成立; 而 Kuo-type 方案由于假设了加热和增温分别线性正比于 $T_s - \bar{T}$ 和 $q_s - \bar{q}$, 不能很好地描绘实际 Q_1 和 Q_2 的垂直结构, 但当改进云温的求取法后, 参数化结果会得到较大改善, 计算还表明多元回归方案显示出比 Kuo(1974)方案更好些的结果, 这种具有简便计算优点的参数化方案如果能作些相适性改进, 可望能应用于台风暴雨过程。另外, 我们还分析了台风暴雨过程不同阶段的积云演变特征。

关键词: 台风暴雨; 积云参数化; 半预报方法。

一、引 言

在台风数值预报模式中, 一个敏感的问题是模式中积云对流的参数化处理方法, 这将直接影响预报的准确性。人们早已熟知, 台风中积云活动对大尺度环境场的反馈作用将直接影响台风的发生、发展、路径和降水。但目前对于这种作用机制尚未十分清楚, 并由于资料问题, 很难进行直接计算, 一般是通过大尺度量来反映积云活动, 即进行参数化处理。目前各种参数化方案中, 最广为使用的是郭晓岚型方法, 关于这类方案的评价工作不少, 如 Krishnamurti^[1,2]使用 GATE 资料对其在热带地区的适用性作了全面的描述; Kuo 和 Anthes^[3], Hobgood 和 Rayner^[4]都对各种郭型方法进行了综合检验工作。这些工作表明, 具有简便计算优点的郭型方案能够反映出积云的某些具体效应, 但这种方法对积云过程的考虑过于简化, 很难反映积云在各个层次的具体热力效应, 它所提供的加热场和增湿场可能与实际场有较大偏差甚至扭曲。与 Kuo-type 方法相比, Arakawa—Schubert 方案对积云过程的考虑要细致、合理得多, Arakawa^[5]和 Lord^[6,7]的工作表明, 该方案对于 GATE 资料能给出非常完全的积云群性质。目前, 由于这一方案比较复杂, 对其应用还不多见, 尤其是它在台风这类系统中的适用性还不清楚。所以为了有效地改善台风暴雨系统的数值预报结果, 有必要对以上两类参数化方法进行检验

和比较, 这样将有利于数值模式中对积云参数化的合理考虑。

任何积云参数化方案最重要的一点就是它对对流加热廓线、增湿廓线以及降水的预报能力。因为加热与增湿的垂直分布能改变大尺度稳定性和湿度场结构, 这些因素直接影响大尺度系统的发展情况, 而对流降水则决定了大尺度系统得到的凝结加热总量。半预报方法恰好为这一检验目的提供了适当的标准, 这种方法只考虑一个时间步长的预报, 它可以同时克服纯诊断方法和纯预报方法各自的缺点^[6], 是较为理想的参数化检验方法。

二、资料与方法

本文选择 8107 号台风(Maury)作为分析对象, 该台风于 1981 年 7 月 20 日 08 时在福建省长乐县登陆(见图 1), 以后向西移动, 7 月 23 日到达广西北海后第二次登陆北上, 至 25 日方消失。在该台风影响下, 福建、台湾、华南等地都产生了暴雨, 该台风登陆后维持时间长, 降水显著, 是适合于研究登陆台风暴雨过程的典型个例。



图 1 8107 号台风路径图

使用 ECMWF 网格资料, 范围包括整个台风过程的影响区域, 时间为 7 月 18—25 日北京时 20 时。对原网格资料进行插值处理, 水平方向为 1.25×1.25 个纬距, 垂直方向按各方案要求插值(在有关节次说明)。

本文所比较的方案包括: (I)郭晓岚 1974 年方案^[8], 其中又根据湿绝热线的计算法不同而分为(I a)、(I b); (II)多元回归法方案^[2], 与(I)同理也分为(II a)、(II b); (III)Arakawa-Schubert 方案^[4-6]。

(I)、(II)都属于 Kuo-type 范畴。以上三种方案的详细说明可参见有关文献, 在此不再赘述, 本文只在有关节次给出必要的补充说明。

由观测资料可计算出大尺度显热源 Q_1 和显水汽汇 Q_2 :

$$Q_1 = \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} + \bar{\vec{V}} \cdot \nabla \bar{S} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{S}}{\partial p}, \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\vec{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right), \quad (2)$$

这里 $\bar{S}$ 是环境干静力能, 其他符号为气象上常用。将 Q_1 、 Q_2 及降水与由积云参数化求出的结果相比较便可对参数化方案作出直接评价。但是, 登陆台风由于其降水受地形影响很大, 故降水量是一个难于比较的因子。本文的评价工作将主要着重于讨论 Q_1 、 Q_2 。

三、郭晓岚 1974 年方案(I 方案)

本文基本遵循文献[8]的作法, 但参考了 Edmon^[9]使用的对流发生判据, 其意义在于对 Kuo 的严格判据稍作放松, Edmon 认为在亚热带地区或温带地区这样的修改是必要而合理的。

湿绝热线求取法有以下两种:

(a) 直接求取通过云底的湿绝热线的方法, 也即根据湿绝热递减率公式计算云温 T_s 的方法, 递减率公式为

$$\gamma_m = \frac{dT_s}{dP} = \frac{0.2876T_s}{P} \cdot \frac{1 + \frac{9.045Lq_s}{PT_s}}{1 + \frac{17950Lq_s}{PT_s^2} \left(1 - \frac{T_s}{1300}\right)}, \quad (3)$$

从而

$$T_s(P) = T_s(P - \Delta P) - \gamma_m \cdot \Delta P. \quad (4)$$

云底固定为 900hPa, $T_{s900} = T_{900}$ (T 为环境温度), 由此向上逐层计算, 直到 $T_s = T$, 此高度即为云顶高度, 如满足不了这个条件, 便直接取云顶为 200hPa。

(b) 迭代法。首先由气块饱和前的一些守恒量如位温 θ , 比湿 q 及干静力能 $C_p T + gz$ 可求出凝结高度上的 T_L , Z_L , P_L 及 q_L 。当气块饱和后, 湿静力能量守恒, 故由以下几个方程可迭代求出 T_s :

$$gZ_L + C_p T_L + Aq_L = gZ_s + C_p T_s + Lq_s, \quad (5)$$

$$e_s = 6.11 \exp \left[\frac{A(T - 273.16)}{T - B} \right], \quad (6)$$

$$q_s = \frac{0.622e_s}{P - 0.378e_s},$$

式中 $A = 17.26$, $B = 35.86$ 。下标“L”表示凝结高度, “s”表示云内某层。

在(I)、(II)方案中, 为便于与 A-S 方案比较垂直方向从 100—1000hPa 每隔 50hPa 插值, 共得 19 层。本方案无增湿作用, 故以下(Ia)、(Ib)只给出 Q_1 的结果。

(Ia) 方案

图 2(a)给出的是 7 月 19—24 日台风中心周围区域平均的时间平均值。实况线上, Q_1 两个主要的加热峰值分别位于 300hPa 和 500hPa, 另有两个较小的峰值位于 200hPa 和 750hPa。显然(Ia)方案过大估计了加热, 最大加热处于 250hPa, 达 $12^\circ\text{C}/\text{d}$, 是实况最大加热的近 4 倍, 并且, 整个加热廓线随高度呈单增形式, 没有反映出实际加热的垂直结构。在数值模式中, 这样的计算结果将严重影响系统的发展速度和稳定度结构。究其原因, 显然是(3)式垂直差分计算过于粗糙, (3)式中, 计算误差是向上不断积累的, 故越往上层, 误差累积越大, 造成上层云温过于偏高。在所有郭氏积云参数化方案中, 加热总是线性正比于 $(T_s - T)$, 由于实际加热情形并非如此简单, 所以这本身就是

一个相当粗略的假定,若云温 T_c 的计算再有较大误差,则参数化计算出的加热就会失去代表意义。从图 2(a)可见,加热线(参数化结果)到 250hPa 时陡降为零,这是因为找不到满足 $T_c = T$ 的云顶高度而直接取 200hPa 为云顶高度的结果,这种取法本身破坏了郭氏参数化方法中关于云温 T_c 大于环境温度 T 的基本假设条件,但又是不得已的。

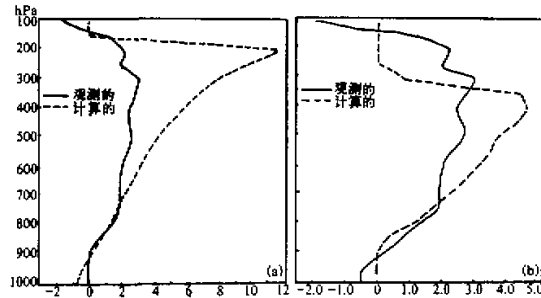


图 2 Q_1 、 Q_2 的实况与计算结果的对比(区域平均的时间平均值)
(a) Kuo-I a 之 Q_1 , (b) Kuo-I b 之 Q_1 . 单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$

(I b) 方案

如图 2(b), 明显可见计算的加热与(I a)相比大幅度下降, 与实况的偏差大为减小; 250hPa 以下, 云温不再是随高度单增, 而是在 400hPa 达到极值后, 至 350hPa 加热急剧减少, 该方案求出的最高云顶在 250hPa, 这种自然云顶显然比(I a)的人为云顶来得合理。但是, (I b)方案仍没有反映出实际 Q_1 的垂直结构。

以上结果表明, 云温的细致考虑对改善 Kuo-type 方案的加热结果有重要作用, 但由于 Kuo-type 方案中加热线性正比于 $(T_c - T)$ 的基本假设, 故难以准确反映实际加热的垂直分布结构, 不利于描述系统的稳定度结构, 这在下面(II)方案中也是类似的。

四、多元回归法方案(II 方案)

本节的主要目的要检验 Krishnamurti 设计的 Kuo-type 多元回归法参数化方案在台风系统中应用的可能性。Krishnamurti^[2]将其应用于 GATE 期间曾获得成功, 并且他认为这一方法可适用于任何地区。这一方法的特点是通过统计关系把中尺度变量与大尺度物理量如垂直速度、涡度等联系起来。作为初次试用, 本文完全遵循文献[2]的作法。云温的计算类似于(I a)、(I b), 并按此分为(II a)、(II b)。

(II a) 方案

图 3(a), 3(c)分别是(II a)方案计算出的 Q_1 和 Q_2 时间平均垂直分布, 可发现 3(a)与 2(a)极为相似, 只是加热最大幅度较 2(a)小, 但仍是实况的近 3 倍, 可见(II a)方案虽然比(I a)方案有所改善, 但与实际加热结构仍然相去甚远。中高层产生这种较大误差的原因与(I a)相同。以上结果毫不奇怪, 因为(I a)与(II a)都假定了 $(T_c - T)$ 前的加热系数是一个不随高度变化的常量。

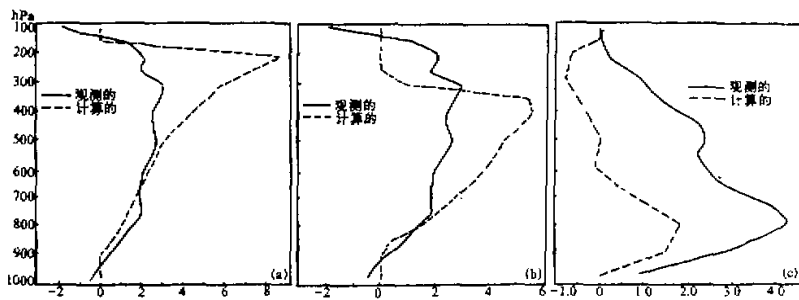


图3 Q_1 、 Q_2 的实况与计算结果的对比(区域平均的时间平均值)
(a) Kuo-II a 之 Q_1 ; (b) Kuo-II b 之 Q_1 ; (c) Kuo-II a 之 Q_2 , 单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$

当考察(II a)计算的 Q_2 时,我们发现,其廓线(图 3(c))与实际 Q_2 颇为一致,但数值上差异较大。实际 Q_2 最大值位于 800hPa, 为 $4.4^{\circ}\text{C}/\text{d}$, 而计算值仅为 $1.8^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。通过计算,我们发现, (2)式中 $-\omega\partial q/\partial p$ 是主要的大项, 它决定了 Q_2 的分布廓线形状。在多元回归法中, $Q_2/L = -a_{\theta}(q_s - \bar{q})/\tau - \omega\partial \bar{q}/\partial p$, 这里 $-a_{\theta}(q_s - \bar{q})/\tau$ 即增湿项, 当取 $a_{\theta} = 0$ 时(相当于取增湿比例系数 $b = 0$), 我们发现计算结果与实况 Q_2 接近得多(图略), 可见, Krishnamurti^[2]的多元回归法在用于台风系统时过大地估计了增湿作用。本例计算出的平均增湿比例参数 $b = 0.4$, 计算出的另一个反映中尺度水汽供应的参数 η 平均值为 1.2, 说明台风系统中中尺度水汽供应很大, 也反映了台风中强烈的中尺度活动。

(II b) 方案

由于参数 b 与 η 只与大尺度变量有关, 故(II a), (II b)的 b , η 是一样的。(II a), (II b)间的唯一差别就是云温 T_s 的求法不同。

见图 3(b), 它非常相似于(I b)的图 2(b), 相对于图 3(a)来说, 数量上的误差大为减小, 但与 2(b)一样仍未能反映出实际加热的垂直结构。关于(II b)计算出的 Q_2 垂直分布(图略), 与图 3(b)很相似, 也是过高估计了增湿作用, 但在中高层, 由于 T_s 结果的改善(减小), q_s 也减小, 因此增湿项也变小, Q_2 误差变小了。

通过本方案(II)的试验, 我们看到了多元回归参数化方案用于台风系统的可能性。即使在对文献[2]内容不作任何改动的情况下, 其所得出的结果也优于 Kuo(1974)方案。但显然, 将这种方法应用于台风时, 进一步的改善工作是必要而且可能的, 如回归因子的重新考虑及回归系数的重新求取, 相信作了这样一些相适性改进之后, 其结果将有较大改善, 这是我们下一步所要进行的工作。

五、Arakawa-Schubert 方案(III 方案)

基本思想与作法和文献[5, 6, 7]相同, 但对于云内液态水, 通过试验发现原方案很不适于台风系统, 为此我们作了重新考虑(参见附录 1), 改进后的液态水求取法与对

流加热联系起来, 物理意义更为清楚。

在求云底质量通量 $M_B(\lambda)$ 时, 按 Fredholm 积分方程:

$$\begin{aligned} \text{若 } M_B(\lambda) > 0, \quad & \int K(\lambda, \lambda') M_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) = 0, \\ \text{若 } M_B(\lambda) = 0, \quad & \int K(\lambda, \lambda') M_B(\lambda') d\lambda' + F(\lambda) < 0, \end{aligned}$$

其中 $K(\lambda, \lambda')$ 为核函数。我们试用了直接求解法与单纯形法两种方法, 发现后者效果较佳。在单纯形方法中, 我们定义了一个线性目标函数, 其松弛变量的权重系数均取为 1.0, 并采用“超调整”法。

图 4(a), (b) 分别是该方案求出的 Q_1 , Q_2 与实况的比较图(时间平均图), 其结果是令人满意的。无论 Q_1 还是 Q_2 , 在量值和垂直结构上都与实况差异不大。计算出的加热稍大于实际, 在 250hPa 上有些出入, 但总的说来反映了实际加热的垂直分布, 量值上的误差显然远小于 Kuo-type 型。计算的 Q_2 曲线基本在实际曲线附近摆动。对照各日计算结果与实况(图略), 我们发现海上的结果优于陆上, 这说明地形对参数化结果有一定影响。

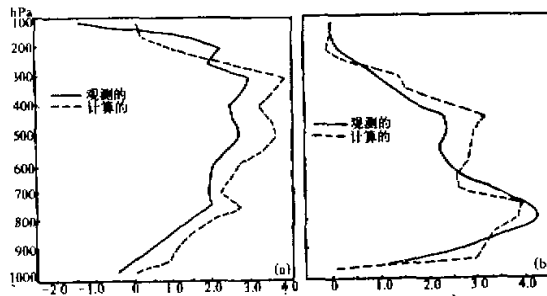


图 4 Q_1 , Q_2 的实况与计算结果的对比(区域平均的时间平均值)
(a) A-S 方案之 Q_1 ; (b) A-S 方案之 Q_2 . 单位: $^{\circ}\text{C}/\text{d}$

Arakawa-Schubert 方案闭合的一个基本假设是准平衡, 即大尺度动力过程湿对流不稳定的发生和积云的稳定作用之间的准平衡。因此有必要检验在台风系统中这一假设的正确性, 这要求云功函数 $A(\lambda)$ 的时间变率 $dA(\lambda)/dt$ 近于零, 或 $\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} / F \right| \ll 1$, 这里 $\frac{dA(\lambda)}{dt} = \frac{A(\lambda, t + \Delta t) - A(\lambda, t - \Delta t)}{2\Delta t}$, $A(\lambda, t)$ 是卷入率为 λ 的云型在 t 时间的云功函数, Δt 是观测时间间隔。表 1 给出了 $\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} \right|$ 、大尺度强迫 F 及 $\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} / F \right|$ 的时间平均垂直分布, 表中 $\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} / F \right|$ 最大值不超过 0.18, 说明 dA/dt 一般比 F 小一个量级, 由此, 该方案闭合的准平衡假设在台风系统中是可以得到保证的。从表 1 中我们还看到云层大尺度强迫在低层 700hPa 有一个极大值, 而从 550hPa 起向上单增至 100hPa 达到最大, 从下面可看到, 这两个极大值是与云底质量通量 M_B 的两

表 1 $\left| \frac{dA}{dt} \right|$, $F(\text{kJ} \cdot \text{kg}^{-1} / \text{d})$ 及 $\left| \frac{dA(\lambda)}{dt} \right| / F$

hPa	dA / dt	F	$\left \frac{dA(\lambda)}{dt} \right / F$
100	0.901	5.051	0.178
150	0.579	3.933	0.147
200	0.192	3.009	0.038
250	0.138	2.221	0.021
300	0.110	1.814	0.064
350	0.078	1.621	0.048
400	0.061	1.553	0.039
450	0.053	1.207	0.044
500	0.067	1.310	0.051
550	0.083	0.664	0.125
600	0.117	0.672	0.174
650	0.112	1.317	0.085
700	0.013	3.007	0.043
750	0.000	0.079	0.000

个大值点相对应的。

考察积云云底质量通量可获得有关台风过程积云活动的信息。详细分析了台风登陆前后及二次入海的 M_B 情况,发现当台风在 19 日(登陆前)及 23 日(重新入海)的 M_B 垂直分布与台风登陆后的 M_B 情形不一样。前者如图 5(a)(以 19 日为代表), $M_B(\lambda)$ 在 100hPa 达到最大值,在 250hPa 也有一极大值,300hPa 以下的值很小,这表明海上台风的主要云型特征是深厚积云发展强盛,中尺度场对大尺度场的反馈作用主要由高大积云所承担;23 日情况类似(图略),但由于台风此时已大为减弱,深厚积云的最大 M_B 值远小于 19 日(约为 1/3);而当台风登陆后,不仅 M_B 量值减小明显,而且 M_B 垂直分布也产生了变化,如图 5(b)(以 21 日为例),虽然高云的活动仍是主要的,但浅薄积云的相对作用加大,是可以与高云相比的,此时由深厚积云和浅薄积云共同产生对大尺度环境的反馈作用。

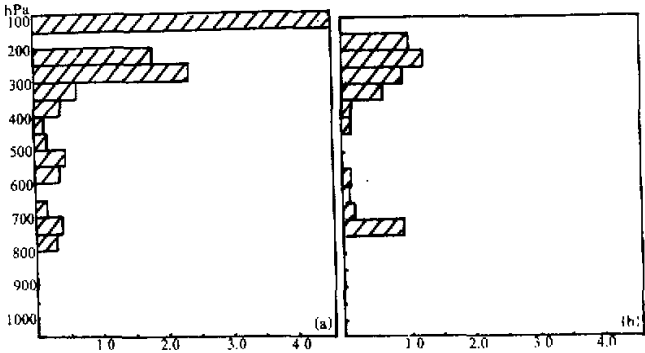


图 5 积云云底质量通量($\text{hPa} \cdot \text{h}^{-1}$)

(a) 1981-07-19-20:00; (b) 1981-07-21-20:00

六、讨 论

由表 2 中给出本文所讨论的几种参数化方案的均方根误差, Kuo-(Ia)方案的加热误差最大, 而 Arakawa-Schubert 方案计算出的 Q_1 和 Q_2 均方根误差都达到最小, 我们还看到, 当用迭代法代替(3)式求云温时, Kuo-type 方案求出的加热误差明显减小。

表 2 各方案之均方根误差($^{\circ}\text{C}/\text{d}$)

	Kuo-Ia	Kuo-Ib	Kuo-IIa	Kuo-IIb	A-S
Q_1	1.06	0.37	0.68	0.52	0.20
Q_2	***	***	0.58	0.56	0.12

当台风登陆后, 降水的计算和比较远没有大洋上那么方便, 这是因为地形对降水的增幅作用极大。合理的预报应该是通过将好的参数化方案与包括地形的模式结合起来而得出。本文的工作正是为此目的的前部分而进行的, 即通过对比试图选择一种较好的积云参数化方案, 然后与本所的 TL-6 模式相结合, 以期对登陆台风暴雨过程作出有效的预报。尽管本文还没有涉及模式本身, 但我们仍对半预报法所得出的降水估计作了认真的研究, 发现就整个过程降水量而言, Kuo-type 方案和 Arakawa-Schubert 方案计算的结果分布形式大体一致, 几个大值中心位置也较吻合。为与实况相比较, 我们统计了各日 20 时前后 6 小时相同区域的降水量。通过比较发现, 降水分布预报得较好, 但所有的参数化方案都显得估计不足, 尤其在山区地域偏差很大, 从而导致某些大值中心偏离实况中心。由此可见, 要提高登陆台风降水预报的准确率, 还必须考虑地形的作用。

本文主要通过对 Q_1 和 Q_2 的分析, 检验了五种积云参数化方案, 根据分析可归纳出以下几点主要结论:

(1) Arakawa-Schubert 方案能最好地描述登陆台风暴雨过程 Q_1 和 Q_2 的垂直结构, 无论 Q_1 还是 Q_2 的均方根误差都是最小的。该方案所要求的云功函数准平衡假设在台风暴雨系统中能够成立, 因而保证了该方案在台风数值模式中的应用;

(2) Kuo-type 方案(包括 I、II 型)由于假设了加热线性正比于 $T_s - T_c$, 不能很好地描述实际加热的垂直结构, 因此不利于描述系统的实际稳定度结构;

(3) Kuo-type 计算的加热廓线对云温的求取法非常敏感, 试验证明, 使用迭代法求取 T_c 比用(1)式求取 T_c 带来的误差小得多, 因此, 作为计算简便的 Kuo-type 方案, 如何改进云温的求取法对于改善计算结果有关键性意义;

(4) Krishnamurti 所设计的多元回归参数化方案显示出比 Kuo(1974)方案更好的结果。但该方案应用于台风系统时, 过大地估计了增湿作用。这一方案在台风系统中的实际应用还要作必要的相适性改善工作。

参 考 文 献

- [1] Krishnamurti T. N. et al., 1980, Cumulus parameterization and rainfall rates, I, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 405-477.
 [2] Krishnamurti T. N. et al., 1983, Cumulus parameterization and rainfall rates II, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 815-828.
 [3] Kuo, Y. H. and R. A. Anthes, 1984, Semiprognostic tests of kuo-type cumulus parameterization schemes in an extratropical convective system, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1498-1509.
 [4] Hobgood, J. S. and J. N. Rayner, 1989, A test of convective parameterizations in a tropical cyclone model, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1221-1226.
 [5] Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 674-701.
 [6] Lord, S. J., 1982, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part III. Semi-prognostic test of the Arakawa-Schubert cumulus parameterization, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 88-103.
 [7] Lord, S. J. W. C. Chao and A. Arakawa, 1982, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part IV: The discrete model, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 104-113.
 [8] Kuo, H. L., 1974, Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240.
 [9] Edmon, H. J. and D. Vincert, 1976, An application of two tropical parameterization schemes of convection latent heat release in middle latitude, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1141-1153.
 [10] Nitta, J., 1975, Observational determination of cloud mass flux distribution, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 73-91.

附录: 液态水的重新考虑

对于卷入率为 λ 的云型, 参照 Nitta^[10] 给出的云水转换方程

$$\frac{\partial}{\partial z} \{ \eta(z, \lambda) [l(z, \lambda) + q_c(z, \lambda)] \} = \lambda \eta(z, \lambda) \bar{q}(z) - \frac{\rho(z) c l(z, \lambda)}{M_B(\lambda)}, \quad (\text{A1})$$

其中, $\eta(z, \lambda)$ 为 λ 云型在高度 z 的标准化质量通量, $l(z, \lambda)$ 为液态水含量 (kg kg^{-1}), $q_c(z, \lambda)$ 为 λ 云型 z 高度上的比湿 (kg kg^{-1}), $c = c_0(\lambda) \sigma(\lambda)$, c_0 是云水转换率, $\sigma(\lambda)$ 是 $\lambda < \lambda_i < \lambda + \delta \lambda$ 种云的覆盖率, c 一般的作法是取作常数, 但在此我们将其作为未知量求出, 为省篇幅, 我们将省写自变量 λ . (A1) 可改写为

$$\frac{dl(z)}{dz} + [\lambda + cf(z)]l(z) = b(z) \quad (\text{A2})$$

式中

$$f(z) = \rho(z) / \eta(z) M_B(z), \quad b(z) = \lambda [\bar{q}(z) - \bar{q}_c(z)] \frac{\partial q_c}{\partial z}.$$

两个边界条件:

$$\begin{cases} l(z_B) = 0, & (\text{云底}) \\ l(z_0) = \hat{l}. & (\text{云顶}) \end{cases} \quad (\text{A3})$$

由(A2)、(A3)可有

$$\hat{l} \mu(z_D) - \int_{z_B}^{z_D} \mu(s) b(s) ds = 0, \quad (\text{A4})$$

此处

$$\mu(s) = \exp \int_{z_B}^s [\lambda + cf(z)] dz.$$

$\hat{l}$ 可由下式^[5]求出:

$$\rho(Q_1 - Q_2) = D(\hat{S}_c - \bar{S}) - LD\hat{l} + M_c \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}. \quad (\text{A5})$$

(A5)中^[7],

$$Q_1 - Q_2 = c_P \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} c_D = c_P \sum_{i=1}^{i_{\max}} \delta_i(\bar{T}) M_B(i), \quad (\text{A6})$$

这里, D 为卷出率, $M_c(z)$ 为高度 z 上总的云质量通量, $i_{\max}$ 表示存在的云的种类, 由于 D 、 M_c 都已先求出, (A5)中云顶液态水 $\hat{l}$ 为唯一未知量, 求出 $\hat{l}$ 后, 可由牛顿法迭代解(A4)求出 c , 要求 $c > 0$, 求出 c 后, 便可由下式求出 $l(z)$:

$$l(z) = \frac{1}{\mu(z)} \int_{z_B}^z \mu(s) b(s) ds \quad (\text{A7})$$

(A7)式就是(A2)满足(A3)的解。

A Test of Cumulus Parameterization Schemes for the Typhoon Rainfall

Tan Ruizhi and Lin Yuanbi

(Guangzhou Institute of Tropical and Oceanic Meteorology, Guangzhou 510080)

Abstract

In this paper, five cumulus parameterization schemes with the semi-prognostic method are tested and their availability in the typhoon rainfall system is discussed. It is found that the Arakawa-Schubert scheme can well describe the vertical structure of Q_1 and Q_2 . The quasi-equilibrium hypothesis of the cloud work function in this scheme is verified. However, the Kuo-type schemes could not describe the vertical structures of Q_1 and Q_2 , mainly due to the hypothesis that the heating and moistening were, respectively, linearly proportional to $T_s - \bar{T}$ and $q_s - \bar{q}$. But the parameterization results were much better when the approach for finding cloud temperature was improved. It is shown that the multiple regression scheme by Krishnamurti gave better results than Kuo's (1974) scheme. The former one, which is easy to calculate, seems promising to be used in typhoon rainfall systems if meliorated properly. We have also analyzed the evolutionary characteristics of cumulus during different periods of the typhoon rainfall.

Key words: typhoon rainfall; cumulus parameterization; semiprognostic method.