

用积云参数及数值预报产品作 对流性降水量模拟试验

于志良 刘 文

(山东省气象科学研究所, 济南 250031)

提 要

应用部分实时资料和数值预报输出产品,以积云参数化为基础,依据湿绝热过程中饱和湿静力能量守恒原理,并通过克拉贝龙方程转换,实现积云形成所需水汽凝结量及积云面积比等积云参数的计算,进而实现对流性降水量的模拟计算。对计算值再做经验订正,建立对流性降水的经验预报公式,预报效果较好。

关键词: 凝结水汽量 积云降水率 积云面积比

引 言

近年来,对数值预报产品的释用,主要是模式输出统计方法和天气预报专家系统。1972年美国格莱恩(Glahn)和劳利(Lowry)提出了模式输出统计方法(简称MOS方法)。80年代,MOS方法在我国广泛推广应用。80年代后期至90年代初,我国广泛开展天气预报专家系统的研制。以上两种方法,预报因子或预报规则可信度的确定及最终预报结论的给出,都是基于统计关系。

对于降水量的模拟计算,北京气象中心和日本均实现了数值预报,但对对流性的大一暴雨,其预报效果均不理想^[1,2]。1978年,有人应用凝结函数实现对大一暴雨的局地定量计算^[3],取得一定效果,但这应更适于对稳定性降水的计算。也有人从可降水量出发建立暴雨量经验预报公式^[4],但效果不是很好。

本文应用数值预报输出产品及实时资料,以郭晓岚1965年对流参数化方案为基础,并利用湿绝热过程中湿静力能守恒,实现模式云与环境间温、湿差及水汽凝结率、积云面积比等参数的计算,进而实现局地对流性降水量的计算,经过二十几个过程的模拟计

算,效果较好。在微机上编程计算,可应用于预报业务,为数值预报产品的释用开辟新的途径。

1 个例的选取

模拟对象为济南市区及郊区三县四个雨量站中未来24小时(20—20时)最大降水量。个例选定条件:

(1)在起报日08时实况天气图上,500hPa南支槽移出青藏高原,或南支槽与北支槽在高原以东合并。在30—35°N、102—120°E或35—45°N、102—112°E范围700hPa上有槽线或切变线,且有西南涡与之结合(此为产生江淮气旋的初始场形势)。

(2)起报日08时济南850hPa湿静力总温度 $T_e \geq 55^\circ\text{C}$ 。

(3)预报区域未来预报时段内大气中、下层处于辐合上升区内($\omega < 0$),此项由700hPa 36小时垂直速度预报图确定。同时,大气层结处于条件性不稳定状态($\frac{\partial \theta_{se}}{\partial P} > 0$),此项由500 θ_{se} —850 θ_{se} 36小时预报确定,即未来预报区域(500 θ_{se} —850 θ_{se}) < 0 。因为只有大气处于条件性不稳定状态且有水汽辐合时才有

可能产生积云性降水。

以上3个条件同时满足时,定为一个模拟个例。用1992—1994年资料,共选取24个个例进行模拟计算。

2 积云形成所需凝结水汽量的计算

在大气参数稳定少变的假设下,用起报日08时济南探空资料计算积云形成所需凝结的水汽量。

2.1 积云形成所需凝结的水汽量

为使单位面积垂直气柱内形成对流云所需凝结的水汽量包括两个部分^[5]:

(1)为使气柱从环境温度 T_e 增暖到积云内某一假绝热温度 T_c 所需凝结的水汽量:

$$Q_1 = \frac{C_p}{\rho_w g L} \int_{P_T}^{P_B} (T_c - T_e) dP$$

式中 P_B 、 P_T 分别为积云云底、云顶高度气压。 ρ_w 为水的密度,除以 ρ_w 是为把水汽克数转换为水层厚度(单位用mm)。

(2)为使气柱在假绝热温度 T_c 下达到饱和所需要的水汽凝结量:

$$Q_2 = \frac{1}{\rho_w g} \int_{P_T}^{P_B} (q_c - q_e) dP$$

式中 q_c 为积云内饱和比湿, q_e 为环境空气比湿。

因而,积云形成所需凝结的水汽量为:

$$Q = Q_1 + Q_2 = \frac{1}{\rho_w g} \int_{P_T}^{P_B} \left[\frac{C_p}{L} (T_c - T_e) + (q_c - q_e) \right] dP \quad (1)$$

2.2 云内外温度差($T_c - T_e$)及比湿差($q_c - q_e$)的计算

如不考虑积云的夹卷作用,且云内温度呈湿绝热分布,则可利用湿绝热过程中湿静力能量近似守恒直接计算云内外温度差。

设云内外同高度上气压相等,对于 P 等压面,其环境空气饱和和水汽压 $E_{s(p)}$ 和饱和比湿 $q_{s(p)}$ 为

$$E_{s(p)} = 6.11 \exp \left[\frac{a(T_e - 273.16)}{T_e - b} \right]$$

取 $a=17.26$, $b=35.86$,则有

$$E_{s(p)} = 6.11 \exp \frac{17.26 t_{(p)}}{t_{(p)} + 237.3} \quad (2)$$

$$q_{s(p)} = \frac{0.622 E_{s(p)}}{P - 0.378 E_{s(p)}} \\ \doteq \frac{0.622 E_{s(p)}}{P} \quad (\text{g/g}) \quad (3)$$

式中 $t_{(p)}$ 为高度 P 处环境空气温度($^{\circ}\text{C}$), P 单位为hPa。

令 H_n 、 H_d 和 H_y 分别为云内、云底和环境空气饱和湿静力能量,并设云底 $P_B = 900\text{hPa}$,则

$$H_{n(p)} = C_p T_{c(p)} + L q_{c(p)} + A g z_{(p)} \quad (4)$$

A 为功热当量。

同样,可算出各高度 P 处环境空气饱和湿静力能量:

$$H_{y(p)} = C_p T_{e(p)} + L q_{s(p)} + A g z_{(p)} \quad (5)$$

式(4)减式(5)得:

$$H_{n(p)} - H_{y(p)} = C_p [T_{c(p)} - T_{e(p)}] + L [q_{c(p)} - q_{s(p)}]$$

上式两边除以 $C_p [T_{c(p)} - T_{e(p)}]$ 得:

$$\frac{H_{n(p)} - H_{y(p)}}{C_p [T_{c(p)} - T_{e(p)}]} = 1 + \frac{L}{C_p} \left[\frac{q_{c(p)} - q_{s(p)}}{T_{c(p)} - T_{e(p)}} \right]$$

由克拉贝龙方程,可得:

$$\frac{L}{C_p} \left[\frac{q_{c(p)} - q_{s(p)}}{T_{c(p)} - T_{e(p)}} \right] = \frac{0.622}{C_p R_d} \frac{L^2}{T_{e(p)}^2} q_{s(p)}$$

则有:

$$T_{c(p)} - T_{e(p)} = [H_{n(p)} - H_{y(p)}] / \\ C_p \left[1 + \frac{0.622}{C_p R_d} \frac{L^2}{T_{e(p)}^2} q_{s(p)} \right] \quad (6)$$

将常数量代入式(6)便可得到:

$$T_{c(p)} - T_{e(p)} = [H_{n(p)} - H_{y(p)}] / \\ \left[0.2403 + \frac{3.23 \times 10^6}{(273.16 + t_{(p)})^2} q_{s(p)} \right] \quad (7)$$

将常数量代入式(5)可计算出 $H_{y(p)}$:

$$H_{y(p)} = 65.6403 + 0.2403 t_{(p)} \\ + 597.4 q_{s(p)} + 0.02342 z_{(p)} \\ (\text{卡} \cdot \text{克}^{-1}) \quad (8)$$

式中 q_s 单位为g/g, z 单位为10gpm。

$$H_{n(p)} = H_d = H_{y(900)} \quad (9)$$

计算时可用经验公式算出云底900hPa

处 $t_{(900)}$ 、 $z_{(900)}$:

$$t_{(900)} = [(t_{(1000)} - t_{(850)})/2] + t_{(850)} \quad (10)$$

$$z_{(900)} = z_{(850)} - 47 \quad (11)$$

由式(7)算出 $[T_{c(p)} - T_{e(p)}]$ 之后可算出:

$$t_{c(p)} = [T_{c(p)} - T_{e(p)}] + t_{(p)} \quad (^\circ\text{C}) \quad (12)$$

分别用 $t_{c(p)}$ 和 $t_{d(p)}$ 替换式(2)和(3)中 $t_{(p)}$ 可得到 $q_{c(p)}$ 和 $q_{e(p)}$, 即得到 $(q_{c(p)} - q_{e(p)})$ 。 $t_{d(p)}$ 为 p 高度处环境空气露点温度。

2.3 积云形成所需凝结水汽量 Q 的计算

如果主要考虑 900hPa 至 400hPa 云层, 积云形成所需凝结的水汽量可将式(1)简化成下式进行近似计算:

$$\begin{aligned} Q = & 0.0158 \{ 100 [4.0224 \times 10^{-4} \\ & (T_c - T_e) + (q_c - q_e)]_{(850)} \\ & + 200 [4.0224 \times 10^{-4} \\ & (T_c - T_e) + (q_c - q_e)]_{(700)} \\ & + 200 [4.0224 \times 10^{-4} \\ & (T_c - T_e) + (q_c - q_e)]_{(500)} \} \quad (\text{mm}) \end{aligned} \quad (13)$$

计算模式如图 1a。

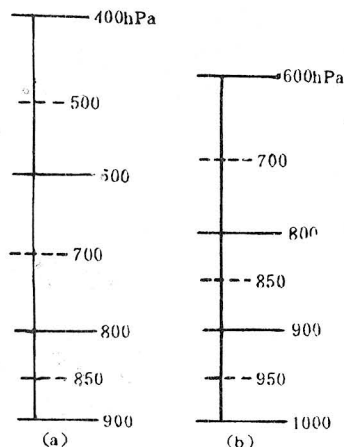


图1 计算模式

3 水汽凝结率的计算

积云的形成乃至形成以后凝结和降水的水汽均来自大尺度气流产生的水汽辐合。单位截面垂直气柱内水汽凝结率^[6]取

$$\begin{aligned} M = & -10 \int_{P_T}^{P_s} (\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e) dp \\ & + 10 \rho_s C_q v_s (q_{s0} - q_s) \end{aligned}$$

取 1000hPa 至 600hPa 为水汽的辐合层, 即 $P_s = 1000\text{hPa}$, $P_T = 600\text{hPa}$, q_e 为各高度处环境空气比湿。 ρ_s 、 v_s 和 q_s 分别为 1000hPa 处空气密度、风速和比湿, q_{s0} 为地面饱和比湿。 C_q 为地面与大气的水汽交换系数, 是与风速有关的无量纲系数^[7], 为简化计算, 取 $C_q = 0.002$ 。令

$$M_d = -10 \int_{P_T}^{P_s} (\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e) dp \quad (14)$$

用图 1b 计算模式, 式(14)用下式近似计算:

$$\begin{aligned} M_d = & -10 [100 (\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e)_{(950)} \\ & + 100 (\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e)_{(850)} \\ & + 200 (\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e)_{(700)}] \quad (\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}) \end{aligned} \quad (15)$$

式中 $(\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e)_{(850)}$ 、 $(\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e)_{(700)}$ 分别为 850、700hPa 水汽通量散度 ($\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$), 其数值直接取自水汽通量散度数值预报值(用移经预报区域的最大负值)。用起报日地面实况资料计算济南、郑州、徐州 3 站所组成的三角形区域内平均水汽通量散度近似代替 $(\nabla \cdot \frac{1}{g} \vec{v} q_e)_{(950)}$ 。

$$M_b = 2 \rho_s v_s (q_{s0} - q_s) \quad (\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (16)$$

式中 v_s 单位用 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, q_{s0} 、 q_s 单位为 g/g 。

$$\rho_s = \frac{P}{R_d T (1 + \frac{0.378e}{P})} \quad (17)$$

T 、 P 、 e 为 1000hPa 温度、气压、水汽压(用 t_d 代入式(2)计算)。

$$M = M_d + M_b \quad (\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}) \quad (18)$$

4 对流性降水量的计算

4.1 积云降水率

积云降水率为:

$$R_c = (1 - b)M \quad (19)$$

b 为湿润因子,它随环境大气气层内平均相对湿度而变化¹⁾。为简化计算,取 $b = 0.2$,则

$$R_c = 0.8M \quad (20)$$

4.2 积云面积比

积云面积比为

$$a = \frac{\tau M}{Q}$$

τ 为积云形成所需时间,一般取 $\tau = 1800$ 秒,则

$$a = 1800 \frac{M}{Q} \quad (21)$$

4.3 降水量的计算

求得降水率和积云面积比之后,对降水量的计算关键问题是确定降水持续时间 t_z 。

首先确定对流层低层辐合上升区移经预报区域的水平尺度 s ,该参数读自 700hPa 36 小时垂直速度预报, s 取数值预报 $\omega < 0$ 的水平尺度(km)。另外,就是确定降水系统的移动速度,这里取降水系统(主要是黄淮气旋和江淮气旋)的平均移速,经过对大量个例的统计得知,黄淮气旋和江淮气旋在 115—120°E 区域内的平均移速为 $42.6 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ [8],故取降水持续时间为:

$$t_z = 84.507sa^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{秒}) \quad (22)$$

表1 计算结果基本情况

	计算偏少		计算偏多		$ R_s - R /\text{mm}$	$ R_s - R /\bar{R}$	$ R_y - R /\text{mm}$	$ R_y - R /\bar{R}$
	个例数	平均偏少/mm	个例数	平均偏多/mm				
R_s	17	-29.1	7	+9.7	23.5	0.433		
R_y	10	-19.0	14	+13.6			15.9	0.293

表2 计算量级偏差统计

	<25mm				25—50mm				50—100mm				≥100mm			
	对	漏	空	T_s	对	漏	空	T_s	对	漏	空	T_s	对	漏	空	T_s
R_s	5	0	0	1.00	3	3	0	0.50	4	4	1	0.444	0	4	0	0.0
R_y	3	0	0	1.00	5	1	2	0.625	3	4	1	0.375	2	2	1	0.40

注: $R_s(R_y)$ 与 R 同量级为对, R 级大于 $R_s(R_y)$ 为漏报, $R_s(R_y)$ 大于 R 为空报。

由此得降水量

$$R_s = 84.507R_c s \cdot a^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{mm}) \quad (23)$$

5 经验订正

R_s 的计算中主要的大气参数是取自北京数值预报输出产品,目前预报质量尚不很高。另外, Q 值是在参数准稳定少变的假设下由实时资料计算而得的。这些都会造成 R_s 与未来实际降水量 R 的偏差。因此,对 R_s 要进行经验订正后方可用于预报业务。订正因子用天气系统在上游地区时的湿热辐合量

$$D_T = -(\nabla \cdot \bar{V}T_s)_{700} \quad (24)$$

式中 D_T 是南阳、汉口、阜阳所组成的三角形内的 700hPa 湿热辐合量, T_s 为湿静力总温度,用起报日 08 时资料采用三角形法计算。 D_T 基本上可表征影响系统前期的动力、热力和水汽等条件。

积云性降水量经验预报公式为

$$R_y = -5.83 + 0.797R_s + 9736.958D_T \quad (25)$$

R_y 即为对流性降水量的经验预报值。

6 计算结果统计分析

R 为实况降水量, R_s 为模拟计算降水量, R_y 为 R_s 经经验订正后降水量。计算结果见图 2。

统计结果见表 1 和表 2。

1) 张玉玲,闫之辉,皇甫雪官.技术报告(第 8413 号).有限区域细网格模式降水预报的改进.北京气象中心系统工程室,1984.

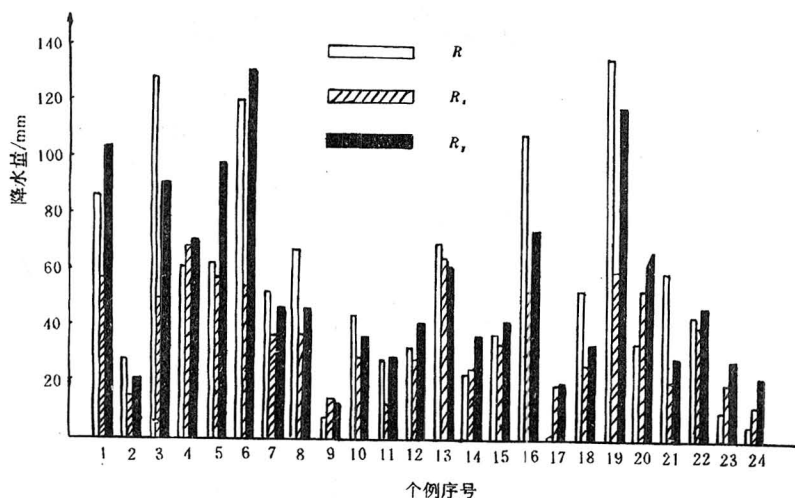


图2 24个例模拟降水量及实况降水量对比

从图2可以看出,尽管 R_s 、 R_y 与实况降水量 R 有一定离差,但就多数个例而言,个例间的量值变化,三者是一致的。

模拟计算量 R_s 与实况 R 平均绝对偏差23.5mm,平均相对偏差43.3%。对 ≤ 25 mm的小雨和中雨的模拟效果较好,其成功率达100%;大雨和暴雨的成功率分别为50%和44.4%;对 ≥ 100 mm的大暴雨过程模拟效果最差,4例大暴雨均未报出,其模拟值4例平均偏小69mm,其中个例3偏小79mm。从总的效果看,好于日本24小时降水数值预报的效果^[2],也略好于日常业务预报水平。计算量 R_s 有如下特点:总的看,计算量 R_s 较实况偏小,24个计算例中有17例偏小,平均偏小29.1mm,特别是实况降水量越大者偏小越明显,如第3、6、16、19例和第21例;而实况降水量小者计算量却偏大,如第9、17、23和24例(见图2)。

R_s 经过经验订正后的统计量 R_y ,其效果明显好于 R_s 。从图2看出, R_y 更加趋近于实况降水量 R 。其平均绝对偏差为15.9mm,平均相对偏差为29.3%,较 R_s 减小了14%。从

量级偏差来看(见表2),除对50—100mm的暴雨成功率略有下降外,对大雨和特大暴雨的预报能力均有明显提高,大雨的成功率提高到62.5%;4例特大暴雨预报出两例,其成功率达到40%,其效果是理想的。这也说明,经验订正因子——前期降水系统所在上游区域的湿热辐合量($-\nabla \cdot VT_0$)是降水预报的一个很好的因子。

参考文献

- 1 王凤娇,郑宝枝.夏季预报产品评价及决策预报.山东气象,1996,16(3).
- 2 高慧君.日本24小时降水数值预报效果的检验.山东气象,1996,16(3).
- 3 安徽蒙城县气象站.大一暴雨的局地定量计算.气象,1978(3).
- 4 林杏奇.暴雨量经验计算公式.气象,1982(7).
- 5 丁一汇.现代天气学中的诊断分析方法.中国科学院大气物理研究所,1984:71—74.
- 6 王名才主编.大气科学常用公式.北京:气象出版社,1994:75—76.
- 7 G. J. 哈廷纳.数值天气预报.北京:科学出版社,1975:206—216.
- 8 曹钢锋,张善君,朱官忠等编著.山东天气分析和预报.北京:气象出版社,1988:35—36.

(下转第27页)

(上接第 7 页)

An Experiment of Simulating Convective Precipitation with Cumulus Parameters and NWP Products

Yu Zhiliang Liu Wen

(Shandong Research Institute of Meteorological Science, Jinan, 250031)

Abstract

Based on parameterization of cumulus and saturation moist static energy conservation principle in moist adiabatic process, by means of Clapeyron equation transformation, the cumulus parameters such as vapour of forming cumulus, the ratio of cumulus area and so on are calculated using partial real-time data and numerical weather forecast products. Furtherly, the convective precipitation is calculated by model. With empirical correction to the calculated value, the experimental forecast formula of convective precipitation is established, and the forecast result is quite good.

Key Words: condensation vapour the ratio of cumulus area the rate of cumulus precipitation