

日本的甚细网格数值预报模式

李凤翼 王吉宏

(沈阳区域气象中心研究所)

近年来,日本在甚细网格(Very fine meso)数值预报模式方面进行了许多研究。1983年研制了11层甚细网格有限区域数值预报模式(11L—VFM65),并投入业务使用。提高了天气预报准确率。

一、甚细网格数值预报模式的发展经过

日本甚细网格数值预报模式是在原有数值预报基础上发展起来的。日本气象厅在1959年建立了电子计算中心,并利用北半球正压模式进行了数值预报。1961年在预报业务中使用了4层准地转亚洲区域模式。1967年使用了3层北半球平衡斜压模式。此后,在数值预报模式方面,由仅仅考虑长波的过滤模式向原始方程模式发展,并于1973年10月把6层亚洲区域原始方程模式投入业务使用。此模式以天气尺度和中尺度天气系统为预报对象,增强了分辨能力,提高了预报准确率,但在喜马拉雅山脉和侧边界附近预报效果不好。1975年预报业务中开始使用4层北半球原始方程模式。以超长波天气尺度现象为预报对象,预报范围大,分辨能力较差,在中纬度附近预报效果不佳,不能充分预报扰动的的发展。

1982年3月日本气象厅引进了第四代电子计算机——HITAC、M—200H超大型电子计算机系统,提高了计算能力,从而可以建立和使用近似性更高的数值预报模式。1982年在预报业务中使用了10层亚洲区域原始方程模式和8层北半球原始方程模式。1983年3月,北半球模式由网格模式更新为谱模式,采用了12层北半球谱模式(12L—HSM)。这个模式考虑了辐射过程,使用了正态初始化方法。区域模式采用了12层细网格亚洲区域模式(12L—FLM)。

生产的现代化和经济的发展要求更准确的气象预报。为了准确地预报地表附近的风、降水和气温的空间分布,在80年代初日本就进行了模拟因地形和海陆对比等地形条件形成的大气运动的小尺度特征的甚细网格数值预报模式的开发。如6层77公里原始方程模式、11层甚细网格日本区域预报模式

(11L—VFM42)和11层甚细网格有限区域模式(11L—VFM65)等。上述模式中,6层77公里原始方程模式空间分辨能力相对较差。11L—VFM模式,以 73×61 格点覆盖了日本附近地区,格点距离42.3 km,以区域数值预报模式(FLM)的预报值作为初始值,更细致地考虑了日本的地形,其准确率 and VFM65模式相似。但是存在如下缺点:时间积分初期发生的噪音要持续数小时,VFM—42中使用3小时积分就不够完善了;整个范围内平均质量有数百帕的变动;不能得到气温的日变化和12小时的预报值等。所以1983年3月选取VFM65作为业务预报模式加以使用。

日本不仅注意提高模式的分辨能力,而且注意改善初始值的分析。古贺等人(1984)和山岸等人(1984)在日本海迅速发展的小规模低压预报实验中讨论了这个问题,指出利用格点间距 $d=254$ km的模式来分析朝鲜半岛附近的扰动初始场是不充分的,预报效果不佳,而使用 $d=127$ km模式分析,可以改善预报效果。并指出,采用分析所得风场,也给出良好的结果。濑上等(1984)根据利用卫星所得的密集的风资料的实验,也指出了初始值分析的重要性。根据这些研究,甚细网格模式把分析所得的风作为初始值来使用。

大野、山岸(1984)在关东地方积雨云发生发展预报实验中,研究了考虑地表面太阳辐射日变化和精确地处理边界层对预报准确率的影响。指出,考虑辐射日变化的模式能够预报出和雷雨相对应的降

水, 没有考虑辐射日变化的模式报不出这种类型的降水。

对11L - VF M42进行改进, 得出了13层甚细网格原始方程模式 (13L - VF M42)。并用于长崎暴雨低压发展的模拟, 东北大火、山阴暴雨等实验中。目前正在研制网格间距更小的模式。

二、11层甚细网格有限区域模式 (VF M65)

VF M65是日本气象厅现在使用的数值预报业务模式之一。用此模式, 每日做两次24小时预报。此模式在对流层低层具有高垂直分辨率, 用来准确地处理边界层中的垂直扰动过程。此模式嵌套在12层细网格有限区域模式中。我们着重介绍这一个模式。

(一) 模式的垂直分辨率、水平范围和网格结构

此模式在垂直方向上采用 σ 坐标系。在垂直方向上分为11层。 σ 层次的垂直安排示于表1中。

表1 σ 层次的安排和每层的近似厚度

K	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
σ	0.995	0.978	0.950	0.911	0.986	0.800	0.728	0.639	0.517	0.333	0.111
Δ PhPa	10	20	30	40	50	60	70	90	130	200	200

模式大气的顶部和底部的边界条件为:

$$\dot{\sigma} = \frac{d\sigma}{dt} = 0 \quad \sigma = 0, \quad \sigma = 1$$

$$\sigma = (P - P_t)/\pi$$

(1)

$$\pi = P_s - P_t$$

式中 P 为气压, ($P_t = 100\text{hPa}$)为模式大气顶部的气压, P_s 为地面气压。这所有的变量被定义在专门的 σ 层次上。而垂直通量 $\dot{\sigma}$ 和对动量、热量和水汽 k_m , k_h , k_e 的涡旋扩散则被定义在中间层。

图1表明了模式的预报区域和地形。55×55个网格点覆盖了这个区域。网格点距离是63.5 km(60°N极射赤道投影)。在水平方向上, 所有变量被定义在上述网格点上。

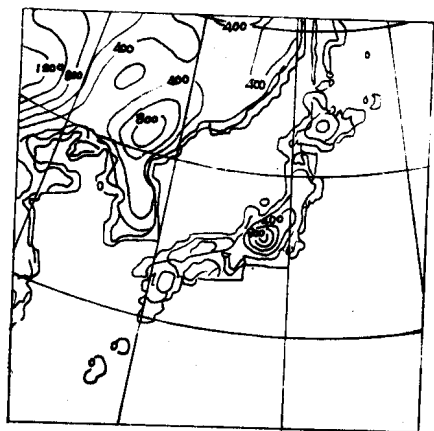


图1 VF M65模式的预报范围和地形

(二) 控制方程组

1. 运动方程组 (略)

(三) 侧边界条件

侧边界值取自12L - FLM模式的预报值。

(四) 模式中的物理过程

在较长时间步长的末尾, 依次应用了地面通量、垂直扩散、大尺度凝结、对流参数化和水平扩散过程。

1. 地面通量

利用莫宁-奥布霍夫相似理论估算地面通量。变量的剖面对表面参数和地表通量有如下依赖关系:

$$\frac{k_z}{u_*} \frac{\partial |\vec{V}|}{\partial Z} = \phi_m \left(\frac{Z}{L} \right)$$

$$\frac{k_z}{\theta_*} \frac{\partial \theta}{\partial Z} = \phi_h \left(\frac{Z}{L} \right) \quad (2)$$

$$\frac{k_z}{g_*} \frac{\partial g}{\partial Z} = \phi_g \left(\frac{Z}{L} \right)$$

式中, K 为卡尔曼常数。莫宁—奥布霍夫稳定度长度L 给出如下:

$$L = - \frac{u_*^3}{k \left(\frac{g}{\theta_{vm}} \right) \overline{w' \theta_v'}} \quad (3)$$

式中 θ_v 是虚位温, θ_{vm} 是平均地面层虚位温。地面通量和尺度参数 u_* 、 θ_* 、 q_* 有关, 其关系为:

$$\begin{aligned} \frac{\tau}{\rho} &\equiv - \left| \overline{w' v'} \right|_s = u_*^2 \\ \frac{H}{\rho C_p} &\equiv \overline{(w' \theta')} _s = - u_* \theta_* \\ \frac{E}{\rho} &\equiv \overline{(w' q')} _s = - u_* q_* \end{aligned} \quad (4)$$

式中, 下标S 表示在地球表面处的值。虚位温通量与显热和水汽通量有关, 其关系为:

$$\overline{(w' \theta_v')} _s = \overline{(w' \theta')} _s + 0.61 \theta_m \overline{(w' q')} _s \quad (5)$$

式中, θ_m 是平均地面层位温。

利用Businger等1971年提出的有关 ϕ_m 、 ϕ_h 和 ϕ_g 的公式

$$\left. \begin{aligned} \phi_m &= (1 - 15 \frac{Z}{L})^{-1/4} \\ \phi_h &= 0.74 (1 - 9 \frac{Z}{L})^{-1/2} \\ \phi_g &= \phi_h \end{aligned} \right\} \frac{Z}{L} < 0$$

$$\left. \begin{aligned} \phi_m &= 1 + 4.7 \frac{Z}{L} \\ \phi_m &= 0.74 + 4.7 \frac{Z}{L} \\ \phi_g &= \phi_h \end{aligned} \right\} \frac{Z}{L} > 0 \quad (6)$$

从 Z_0 (粗糙度参数) 到高度 Z_a 积分公式 (6) 得 (Paulson, 1970):

$$\left| \overline{\vec{V}}(Z_a) \right| = \frac{u_*}{k} \left\{ L_n \left(\frac{Z_a}{Z_0} \right) - \psi_1 \left(\frac{Z_a}{L} \right) \right\} = \frac{u_*}{k} f_n$$

$$\Delta \theta \equiv \theta(Z_a) - \theta(Z_0) = 0.74 \frac{\theta_*}{k} \left\{ L_n \left(\frac{Z_a}{Z_0} \right) - \psi_2 \left(\frac{Z_a}{L} \right) \right\} \equiv \frac{\theta_*}{k} f_h \quad (7)$$

$$\Delta q \equiv q(Z_a) - q(Z_0) = 0.74 \frac{q_*}{k} \left\{ L_n \left(\frac{Z_a}{Z_0} \right) - \psi_2 \left(\frac{Z_a}{L} \right) \right\} \equiv \frac{q_*}{k} f_e$$

$$\psi_1 \equiv \ln \left(\frac{1 + \phi_m^{-1}}{2} \right)^2 \left(\frac{1 + \phi_m^{-2}}{2} \right) - 2 \tan^{-1}(\phi_m^{-1}) + \frac{\pi}{2} \quad \frac{Z}{L} < 0$$

$$\psi_1 = -4.7 \frac{Z_a}{L} \quad \frac{Z}{L} > 0$$

$$\psi_2 = \ln \left(\frac{1 + \phi_m^{-1}}{2} \right)^2 \quad \frac{Z}{L} < 0$$

$$\psi_2 = -6.35 \frac{Z_a}{L} \quad \frac{Z}{L} > 0$$

式中, $\theta(Z_0)$ 和 $q(Z_0)$ 是在 $Z = Z_0$ 时的外推对数剖面值。我们假定此模式的最下层 (\approx 地面上40米) 总是在地面层内, 并且认为那一层为高度 Z_a 。

将单位体积理查逊数 (该数是外部参数的复合函数) 定义如下:

$$R_{ib} = \frac{g Z_a \Delta \theta_v}{\theta_{vm} |V(Z_a)|^2} \quad (8)$$

$$\Delta \theta_v = \Delta \theta + 0.61 \theta_m \Delta q$$

得:

$$\frac{Z_a}{L} = R_{ib} f_m^2 f_h^{-1} \quad (9)$$

从式 (9) 解 R_{ib} 项中的 $\frac{Z_a}{L}$ 和比值 $\frac{Z_a}{Z_0}$, 根据式 (4) 和 (7) 估算地面通量。

在稳定和自然情况 ($\frac{Z_a}{L} \geq 0$) 下, $\frac{Z_a}{L}$ 项可以解出为:

$$\frac{Z_a}{L} = \frac{K C_N R_{ib} - \frac{0.74}{9.4} + \left(\frac{1 - 0.74}{4.7} R_{ib} + \frac{0.74^2}{4 \times 4.7^2} \right)^{1/2}}{1 - 4.7 R_{ib}} \quad (10)$$

$$C_N = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{Z_a}{Z_0} \right)$$

当地面层不稳定时, 我们利用下列近似解析式 (Barker 和 Baxter, 1975):

$$\frac{Z_a}{L} = R_{ib} (0.471 C_N - 1.045), \quad \frac{Z_a}{L} < -0.05 \quad (11)$$

当 $\frac{Z_a}{L} > -0.05$ 时, 利用稳定情况公式。

①粗糙度参数的修正。式 (7) 显示了尺度参数 θ_s 和 q_s 与高度 Z_a 和 Z_0 之间的温度和水汽差异之间的联系。然而, 是在高度 Z_θ 和 Z_q 时对数剖面外推 $q = q_s$ 和 $\theta = \theta_s$, 而不是在高度 Z_0 。参考到上述情形, 公式 (7) 的后两项被表达为 (Kondo, 1975):

$$\begin{aligned} \theta(Z_a) - \theta_s &= \frac{\theta_s}{k} (f_h + K B_h^{-1}) \\ q(Z_a) - q_s &= \frac{q_s}{K} (f_e + K B_e^{-1}) \end{aligned} \quad (12)$$

Kondo给出 B_h^{-1} 和 B_e^{-1} 的下列近似公式:

$$\left. \begin{aligned} B_h^{-1} &= \frac{1}{k} L_n \left(\frac{v + k u_* Z_0}{d} \right) \\ B_e^{-1} &= \frac{1}{k} L_n \left(\frac{v + k u_* Z_0}{D} \right) \end{aligned} \right\} \text{海面上} \quad (13)$$

$$\left. \begin{aligned} B_h^{-1} &= 0.47 \left(\frac{15 u_* Z_0}{v} \right)^{0.45} \\ B_e^{-1} &= 0.54 \left(\frac{15 u_* Z_0}{v} \right)^{0.45} \end{aligned} \right\} \text{陆地上} \quad (14)$$

式中 α 是空气的导热率, v 为空气的运动滞后性, D 为空气的分子扩散系数。利用海面上的公式, 并假定 $B_h^{-1} = B_e^{-1}$ 。

② 在非常稳定和极不稳定条件下, 对数线性剖面的性质有某些不确定性。公式 (10) 指明, 当理查逊数逼近0.213时, 低量纲高度 $\frac{Z_0}{L}$ 无限度大, 而且扰动通量变为0。Kondo等 (1977) 得到的观测资料表明, 甚至在极不稳定条件下, 地面通量也不消失。为了允许在极不稳定条件下存在极小的通量, 我们假设 ϕ_m 和 ϕ_h 有和理查逊数 $R_{ib} = 0.15$ 相适应的最大限定值。即使在极不稳定条件下, 也可把公式 (6) 进行简单的外推。但是, 假定地面风速不小于0.1m, 以避免计算的困难。同时假定虚温热通量不小于下述自由对流值 (Deardroff, 1972):

$$(\overline{w'\theta'})_{\text{自由对流}} = 0.19 (\theta_{vs} - \theta_{vm})^{4/3} \text{ cm deg sec}^{-1} \quad (15)$$

③ 海面上的粗糙度。在粗糙度参数取决于表面风速时, 我们假定海面温度为常数。利用粗糙度参数和摩擦速度之间的关系:

$$\begin{aligned} Z_0 &= (-34.7 + 8.28 u_*) \times 10^{-4} \quad u_{10} < 25 \text{ m/s} \\ Z_0 &\geq 0.0015 \text{ cm} \\ Z_0 &= -0.277 + 3.39 \times 10^{-3} u_* \quad u_{10} > 25 \text{ m/s} \end{aligned} \quad (17)$$

式中, u_{10} 为海面上10米处的平均风速。

④ 陆地表面温度。在表面温度取决于表面通量的时候, 我们可以假定整个陆地粗糙度参数是常数。利用下述公式 (Bhumalkaz, 1975) 预报陆地表面温度,

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = - \frac{2 \sqrt{\pi}}{\rho_g C_g \sqrt{v_g \tau_1}} H_f - \frac{2 \pi}{\tau_1} (T_g - T_g)$$

$$H_f = \varepsilon_g \sigma T_g^4 + \rho C_p (\overline{w'\theta'})_s + \rho L_v (\overline{w'q'})_s - RS (1 - ALBD) - F_L$$

式中, T_g 是地面温度, ρ_g 是土壤密度, C_g 是土壤比热, v_g 是土壤的热扩散性, τ_1 是一天的期间, T_g 是恒定的深层土壤温度, ε_g 是陆地表面在红外区间的 (ε) 比辐射率, L_v 为水汽潜热, RS 是到达陆地的太阳辐射, $ALBD$ 是陆地表面的反射率, F_L 是陆地表面向下的长波辐射。陆地表面的蒸发可近似地表示为:

$$(\overline{w'q'})_s = \beta C_h |\vec{V}(Z_s)| (q^*(T_g) - q(Z_s)) \quad (19)$$

式中, $q^*(T_g)$ 是温度为 T_g , $\beta = 0.1$ 时的饱和比湿, β 是表示陆面湿润状况的一个参数, C_h 是单位体积的交换系数。

此模式不能估算大气中的辐射过程。因此, RS 和 FL 项用下述经验公式表达:

$$RS = S_0 (1 - CL \cdot CL) (1 - C_m \cdot CM) (1 - C_h \cdot CH)$$

$$S_0 = (TAV) S_\infty \cos \zeta \quad (20)$$

$$\left. \begin{aligned} (TAV) &= a + b \times 10^{-0.13 \sec \zeta} \\ b &= 0.43 + 0.016 e_a \\ a &= 1 - b - 0.06 \log_{10} e_a \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

式中, S_∞ 是太阳常数, ζ 是天顶角, e_a 是陆地表面附近的水汽压。CL、CM 和 CH 符号分别表示低云、中云和高云的数量。利用经验公式 (Smagonins ky, 1960), 根据层次 4、5 (低云), 层次 7、8 (中云), 层次 9、10 (高云) 分别计算了低、中、高云数量。CL、Cm 和 Ch 分别表示云量为 0.7、0.6、0.3 时云的吸收和反射的影响。

利用 Brunt 的公式 (考虑了云的影响), 近似地计算了向下长波辐射:

$$\frac{F_L}{\varepsilon_g T_A^4} = (0.51 + 0.066 \sqrt{e_a}) (1 - C \cdot A) \quad (22)$$

式中, T_A 是百叶箱高度的温度, 日本取其为此模式最下层次的温度。C 和 A 项由下式给出:

$$\left. \begin{aligned} C &= 0.75 - 0.005 e_a \\ A &= CL + 0.85 CM + 0.5 CH \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

2. 地面层上的垂直扰动扩散

使用 Mellor 和 Yamada (1974) 得到的封闭模式的形式:

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\bar{T}}{\rho} \right)_x &= - \overline{u' w'} = k_m \frac{\partial u}{\partial z} \\ \left(\frac{\bar{T}}{\rho} \right)_y &= - \overline{v' w'} = k_m \frac{\partial v}{\partial z} \\ \left(\frac{H}{\rho C_p} \right) &= \overline{\theta' w'} = - k_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ \frac{E}{\rho} &= \overline{q' w'} = - k_h \frac{\partial q}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

$$k_m = l^2 \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| S_m$$

$$k_h = l^2 \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| S_h$$

根据通量理查逊数 R_f , 估算了 S_m 和 S_h 项:

$$\left. \begin{aligned} S_m &= B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} (\tilde{S}_m)^{3/2} \\ S_h &= B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} (S_m)^{1/2} S_h \\ S_m = S_h &= 0 \end{aligned} \right\} \quad \begin{aligned} R_f < R_{fc} = 0.213 \\ R_f > R_{fc} \end{aligned} \quad (25)$$

B_1 项为常数, S_m 、 S_h 是通量理查逊数的函数。长度尺度 l 被给出为:

$$\left. \begin{aligned}
 l &= \frac{k_z}{1 + k_z/l_0} \\
 l_0 &= 0.10 \frac{\int_0^\infty b_z dz}{\int_0^\infty b dz} \\
 b^2 &= \overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}
 \end{aligned} \right\} \quad (26)$$

这种扰动强度还和一些因子有关，其关系为：

$$\frac{b_3}{15l} = -\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial x} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v} \quad (27)$$

在模式的整个层次中，应用了上述扰动扩散过程。

3. 大尺度凝结过程

当我们发现，在预报的温度 T 预报比湿 q 已经过饱和，就将它们调整到饱和值 T' 和 $q^*(T')$ 。新的数值给出如下：

$$\begin{aligned}
 q^*(T') &= q - \frac{q - q^*(T)}{1 + \frac{L_v}{C_p} \frac{\varepsilon L_v q^*(T)}{R_a T^2}} \\
 T' &= T + \frac{L}{C_p} (q - q^*(T'))
 \end{aligned} \quad (28)$$

式中， $\varepsilon = 0.622$ 。这里假设凝结的水分以降水的形式（没有蒸发）全部降落在陆地

4. 湿对流参数化

湿对流调整方案和Gadd、Keers (1970) 的方案是相似的。用来计算降水数量、潜热释放的加热作用和水汽与热量的水平输送。从层次4 向上应用了这一方法。

(五) 初值处理

日本气象厅提供格点距离为254 km 的海平面气压，地面的风、温度和露点，到100hPa 为止的9 个指定等压面上的风、温度和高度，4 个等压面（即850、700、500、400 hPa）上的温度露点差。

利用上述资料在水平方向和垂直方向上进行内插，得到分析高度、温度露点差和风。并且不需要进行任何初始处理，就可以把内插所得的风和高度作为初始值来使用。利用流体静力学关系，根据高度场计算 σ 面上的温度。由温度露点差和温度求得比湿。

三、预报效果

降水是天气预报中最重要的要素之一。中山嵩 (1984) 统计检验了11层基细网格有限区域模式 (VFM) 的降水准确率，研究了它的预报效果。

图2 是11L—VFM 的12小时降水量 (12—24小时预报值) 和12层细网格有限区域模式 (12L—FLM) 的12小时降水量 (12—24小时预报值和24—36小时预报值) 的比较图。检验指标采用相关系数 (趋势相关)、均方根误差等。检验范围如图3 所示，共分5 个小区。取11L—VFM 的81 个格点值的平均值作为预报值。12L—FLM 的预报值则取其25 个格点值的平均值。以该范围内区域气象观测网的观测值的平均值作为实况值。

两种模式预报的降水量均比观测到的降水量少，12L—FLM 的预报值还没有达到实测值的一半，11L—VFM 的预报值为实测值的60—80%。从均方根误差 (图2 下) 中可以明显看出VFM 模式比FLM 效果好，降水预报准确率高。中山还分析了模式的各季降水准确率，指出虽然从整个统计结果看，

11L-VFM预报的降水比实测值低,但是11L-VFM冬天和春天的预报值和实测值是极为一致的。

Ninomiya等人(1984)还利用VFM对长崎暴雨(1982年7月23日)和山阴暴雨(1983年7月23日)进行了预报实验。对于长崎暴雨VFM模式不仅很好地模拟了暴雨的雨区分布,而且还很成功地模拟了围困场的特征。而FLM预报的降水量少,雨区又偏大。通过模式预报结果和不同水平网格大小(42km、63km、127km)的比较,进一步检验了模式水平分辨率的增加对降水率预报及 α 中尺度环流的影响,指出降水率和降水总量的预报值随着网格的细度的增加而增加。

甚细网格数值预报模式也存在着一些问题。在Ninomiya等人的预报实验中,对于山阴暴雨,FLM和VFM模式同样失败了。即或把VFM模式的格点间距缩小为25km,也不能成功地预报山阴暴雨。需要考虑地形和云物理方面的因素。同时要加强有关理论的研究。

参考文献 (略)

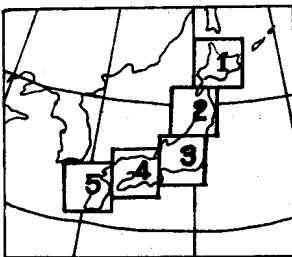


图3 检验范围(1—5区是降水检验的5个小区)

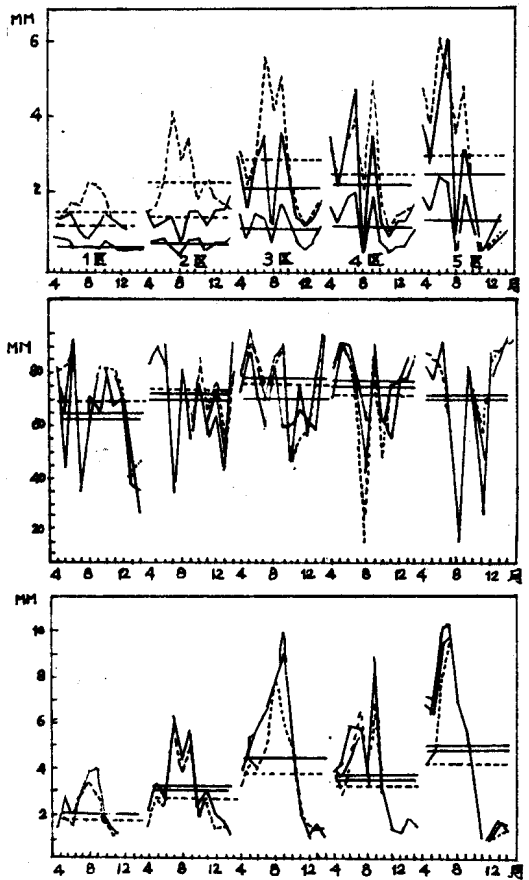


图2 12小时降水量的预报特性(5个降水检验区,1983年4月—1984年2月)

上图为月平均值图。粗线为FLM(12—24时)的预报值,细线为VFM(12—24时)的预报值。虚线为实况值。

中图为相关系数图。

下图为均方根误差差图。粗线为FLM(12—24时)的预报值,细线为FLM(24—36时)的预报值,虚线为VFM(12—24时)预报值。

简 讯

朝阳市气象局通信科谢友才、朱连廷5月份在APPLE-II微机上开发出卫星轨道推算及制表软件。使用该软件,只要接收一天轨道报就能推算出一个月轨道参数,接收时间和经度误差在秒级,能够大大提高卫星接收的准确率,同时也为值班人员提供了方便。该软件已于7月份在朝阳市局投入业务使用。(刘素珍)

(上接11页)

度雨团的发展与加强。

2. 副高的活动,有利于南支小槽云系的发展,副高后部的西南气流使低纬洋面上的水汽和能量向中、高纬地区输送,同时也牵引南支槽前云系的北上东移。辽东半岛地处中纬地带,初夏首场大雨或暴雨的出现,往往直接与副高的第一次北跃有关。