

动力初值预报试验

周家斌 武佩珍 王康玲

(中国科学院大气物理研究所) (广东省热带海洋气象研究所)

提 要

本文提出一种动力初值方案,这一方案考虑了不同纬度大气适应过程的不同特征:在低纬度,主要调整气压场和温度场,而对流场只作适当调整;在中高纬度,则主要调整流场,而对气压场和温度场只作适当调整。此方案计算收敛很快,只需相当于做2至3小时预报的时间。用此初值做48小时预报,得到了较好的预报结果。

一、引 言

原始方程的广泛应用,是数值天气预报的一个重大进展。由于原始方程中包含有比滤波模式更多的对天气发展有意义的波动,使得我们能够更好地预报天气系统的强烈发展。但是,由于这个方程允许频率较高、尺度较小的波动发展,所以初始场上的小扰动在预报过程中很容易增长。这些小扰动,有的是观测误差,有的是没有天气意义的小波动,因而它的发展往往造成场的有规则分布的破坏,导致不良后果。有些小扰动具有天气意义,但是它在气象场上的表现往往不易与没有天气意义的扰动分开,在我们的模式及计算方案(如差分格式、谱方法)中也难以描写它。因此,在初值处理过程中将这些小扰动滤去是必要的。另外,初始场即使分布规则,也不一定满足动力方程和边界条件。这种物理量之间的不平衡也容易激发出没有天气意义的波动。因此初值处理对初始方程是十分重要的。

比较理想的初值应该是正好包含模式所描写的波动而又滤去没有天气意义的杂音,但这往往是难以做到的。因此,人们通常采取比较保险的办法,从初始场上多滤去一些波动。例如,在中高纬度模式中,多用地转关系或平衡方程从气压场求出流场。在低纬度模式中,多用平衡方程由流场求出气压场。这样求得的初值能保证计算顺利,但要损失初始能量,因而会影响预报的准确度。

由适应理论我们知道^[1],在中高纬度,以气压场为主,流场向气压场适应;在低纬度,以流场为主,气压场向流场适应。这样,若由气压场求流场,则在预报区域的低纬部分流场描写不好;若由流场求气压场,则在预报区域的中高纬部分气压场描写不好。为了正确反映不同纬度大气的动力特征,我们设计了一个在同一模式里中高纬度输入气压场,由气压场求流场;低纬度输入流场,由流场求气压场的初值方案^[2],得到了较好的预报结果。

在上述初值方案中,对气压场和流场,都是由一场求另一场,其中一个场如中高纬的气压场和低纬的流场不加处理就进入计算。这样做,不能保证未加处理的场中没有杂音,也不能保证这种场一定满足动力方程和边界条件,即正好包含方程中所具有的波动。为了使初值满足动力方程,可以使用动力初值方法。在以往的动力初值方案中,在全球范围内,对某个场的调整程度是一样的(详论见后),无法反映不同纬度带内大气适应过程的不同特征。因此,在初值形成过程中,最好是对气压场和流场同时进行调整,而又能反映大气适应过程的不同特征。如何才能实现这一点呢?这就是本文所要讨论的问题。

二、关于岡村方案的讨论

岡村动力初值方案^[3],是目前比较好用的方案。其基本计算步骤如下:

对某物理量 ξ , 向前积分一次,得:

$$\xi^* = \xi^{(v)} + \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)^{(v)} \Delta t \quad (1)$$

再向后积分一次返回初始时刻,得:

$$\xi^{**} = \xi^* - \left(\frac{\partial \xi}{\partial t} \right)^* \Delta t \quad (2)$$

然后调整一次,得:

$$\xi^{(v+1)} = 3\xi^{(v)} - 2\xi^{**} \quad (3)$$

给定了⁽⁰⁾,重复上述步骤,依次得到 $\xi^{(1)}$, $\xi^{(2)}$, 等,待迭代收敛¹⁾后,计算停止。

$$\xi = Ae^{-i\omega\Delta t} \quad (4)$$

由(1)、(2)、(3)得:

$$\xi^{(v+1)} = R\xi^{(v)} \quad (5)$$

其中

$$R = 1 - 2\omega^2\Delta t^2 \quad (6)$$

在我们目前所讨论的频率范围内, Δt 取 10 分钟,恒有: $|R| < 1$, 故 $|\xi^{(v+1)}| < |\xi^{(v)}|$, 因而计算是稳定的。而且,频率越高,即 ω 越大,则 $|R|$ 越小。因此,这一方案对高频波有强衰减作用。

Temperton^[4] 应用如下调整公式:

$$\xi^{(v+1)} = (1 + \alpha)\xi^{(v)} - \alpha\xi^{**} \quad (7)$$

此式的衰减因子是:

$$R = 1 - \alpha\omega^2\Delta t^2 \quad (8)$$

计算稳定性条件是:

$$|\omega\Delta t| < \sqrt{\frac{2}{\alpha}} \quad (9)$$

显见, α 值愈大, ξ^{**} 场所占的比例愈大, $\xi^{(v)}$ 场所占的比例愈小,即场的调整程度愈

1) 此处收敛定义为: 给定 $\delta_\xi > 0$, 一定可以找到一个 N_ξ , 使 $v > N_\xi$ 时恒有 $|\xi^{(v+1)} - \xi^{(v)}| < \delta_\xi$ 。

大,保留部分愈小.而 $\alpha = 0$ 就是保留初值不变的情形.

我们知道, Euler 后差的衰减因子是:

$$R_E = 1 - \omega^2 \Delta t^2 + \omega^4 \Delta t^4 \quad (10)$$

因此,当 $\alpha = 1$ 时此方案对高频波的衰减作用与 Euler 后差相当.

易知,岡村方案是 Temperton 方案中 $\alpha = 2$ 的情形.

不管是岡村方案还是 Temperton 方案,其中 α 在全球范围内是一个常数.因此,用上述方案作计算,在不同纬度各物理量的调整程度都是一样的.这是其不足之处.

三、反映不同纬度动力特征的调整方案

为了反映大气运动在不同纬度带里的动力特征,我们将(7)式中的 α 由常数改为变数,即采用下式:

$$\xi^{(n+1)} = [1 + \alpha(\xi, \phi)] \xi^{(n)} - \alpha(\xi, \phi) \xi^{**} \quad (11)$$

其中 $\alpha(\xi, \phi)$ 依物理量 ξ 和纬度 ϕ 而变.其具体形式取为:

$$\alpha(u, \phi) = \alpha(v, \phi) = 2 - [j(\phi) - j_0] \delta \quad (12)$$

$$\alpha(T, \phi) = \alpha(\Phi, \phi) = K - \alpha(u, \phi)$$

其中 j_0 为中高纬度南界,在我们的预报区域中

(参见图1), $j_0 = 5$,而

$$j(\phi) = \begin{cases} 5 & j = 2, 3, 4, 5 \\ j & j = 6, 7, 8, 9 \\ 10 & j = 10, 11, \dots, 27 \end{cases} \quad (13)$$

K 与 δ 为参数.

不同的 K 与 δ 之下, $\alpha(u, \phi)$ 、 $\alpha(v, \phi)$ 、 $\alpha(T, \phi)$ 与 $\alpha(\Phi, \phi)$ 的值见表1.

表中 $0 \leq \alpha \leq 2$.如前所述, $\alpha = 2$ 满足稳定性条件.故表1所列 α 亦均满足稳定性条件.

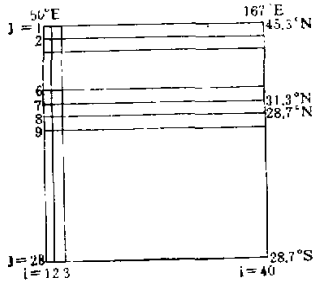


图1 预报范围及网格分布示意图

表1 不同 K 与 δ 之下 $\alpha(\xi, \phi)$ 的值

方案代号	一		二		三	
K	3		2		3.5	
δ	0.2		0.4		0.1	
$\alpha(\xi, \phi)$	$\alpha(u, \phi)$	$\alpha(T, \phi)$	$\alpha(u, \phi)$	$\alpha(T, \phi)$	$\alpha(u, \phi)$	$\alpha(T, \phi)$
中高纬 ($j = 2, 3, 4, 5$)	2	1	2	0	2	1.5
交界处 $\begin{pmatrix} j=6 \\ j=7 \\ j=8 \\ j=9 \end{pmatrix}$	1.8	1.2	1.6	0.4	1.9	1.6
	1.6	1.4	1.2	0.8	1.8	1.7
	1.4	1.6	0.8	1.2	1.7	1.8
	1.2	1.8	0.4	1.6	1.6	1.9
低纬 ($j = 10, 11, \dots, 27$)	1	2	0	2	1.5	2

由表可见,方案二相当于在中高纬度保持气压场和温度场不变而调整流场,在低纬度保持流场不变而调整气压场和温度场,其调整程度与岡村方案相同。在中高纬度与低纬度交界处,让 α 值线性变化,以表征调整程度的逐渐变化。对方案一,中高纬流场与低纬气压场和温度场其调整程度与岡村方案相同,但中高纬气压场、温度场和低纬流场不再保持不变,而是作小于岡村方案的调整,即在中高纬主要调整流场而对气压场和温度场作适当调整,在低纬主要调整气压场和温度场而对流场作适当调整。方案三也是对不同纬度的流场,气压场和温度场作不同程度的调整,不过其调整程度又有不同。

四、初值计算结果

用文献[2]中的动力模式,对上述动力初值方案进行了计算。该动力模式的基本方程如下:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} u \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} u \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial p} (\omega u) + m \frac{\partial \Phi}{\partial x} \\ - \left(f + u \frac{dm}{dy} \right) v = 0 \\ \frac{\partial v}{\partial t} + m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} v \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} v \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial p} (\omega v) + m \frac{\partial \Phi}{\partial y} \\ + \left(f + u \frac{dm}{dy} \right) u = 0 \\ m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) \right] + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \theta \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \theta \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial p} (\omega \theta) = 0 \\ \frac{\partial \phi_4}{\partial t} + m^2 \left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u_4}{m} \phi_4 \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v_4}{m} \phi_4 \right) \right\} \\ - \phi_4 m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u_4}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v_4}{m} \right) \right] = 0 \\ \theta = - \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_P} \frac{P}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial p} \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

其中 $P_0 = 1000$ 毫巴, m 为地图投影放大系数(我们采用麦卡托投影),下标 4 表示 1000 毫巴上的值,其他为气象常用符号。

预报范围为 $45.3^\circ \text{N} - 28.7^\circ \text{S}$; $50^\circ \text{E} - 167^\circ \text{E}$ (参见图 1),水平格距在赤道上为 333 公里,垂直方向取 200, 500, 850, 1000 毫巴为预报层次, 250, 550, 850, 1000 毫巴为计算层次。水平边界条件取为固定的,垂直方向取大气顶(100 毫巴)和 1000 毫巴处 $\omega = 0$ 。将上述方程写成差分形式时,其中非线性项用莱利格式,其他项用中央差格式。

以实测 u, v, Φ, T 为 $\xi^{(0)}$, 对不同方案进行了计算,每个方案都得到收敛的结果,表 2 给出初值处理后的物理量值。在计算中,控制误差 ε 取为: $\varepsilon_u = \varepsilon_v = 0.5$ 米/秒, $\varepsilon_\theta = 50$ 位势米, $\varepsilon_T = 0.5$ 度(其中下标表示各物理量)。在此控制误差之下,迭代收敛很快,

其计算时间相当于做 2—3 小时预报。

表中物理量计算公式如下:

$$\sum K = \sum_{i=1}^{40} \sum_{j=1}^{28} \frac{1}{2} (u_{ij}^2 + v_{ij}^2) \quad (15)$$

$$\sum D^2 = \sum_{i=1}^{40} \sum_{j=1}^{28} m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{u}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{v}{m} \right) \right]_{ij} \quad (16)$$

$$\sum P = \sum_{i=1}^{40} \sum_{j=1}^{28} \left(-C_p \frac{1}{R} \frac{\partial \phi}{\partial \ln P} \right)_{ij} \quad (17)$$

其中 i, j 分别为东西和南北方向格点位置标记。从表中数字可以看出, 经过初值处理后, 总动能普遍下降, 相应的各层辐散平方和也都下降了。对方案二, 由于其低纬流场保持不变, 其下降值要小一些。这说明, 经过初值处理后有效地控制了重力波。为了详细

表 2 初值处理后物理量值及其实测值

方 案		—A	—B	二	三	实 测
迭 代 次 数		9	9	11	9	
$\sum K$	250 毫巴	3.084	3.084	3.093	3.080	3.140
	550 毫巴	0.539	0.539	0.554	0.535	0.560
	850 毫巴	0.414	0.413	0.417	0.413	0.425
	1000 毫巴	0.221	0.221	0.221	0.221	0.222
$\sum D^2$	250 毫巴	0.489	0.492	0.570	0.491	0.862
	550 毫巴	0.380	0.381	0.480	0.387	0.596
	850 毫巴	0.345	0.351	0.366	0.341	0.403
	1000 毫巴	0.301	0.302	0.303	0.301	0.316
$\sum P$	400 毫巴	0.282	0.282	0.282	0.282	0.280
	700 毫巴	0.311	0.311	0.311	0.311	0.312
	925 毫巴	0.324	0.324	0.324	0.324	0.325
备 注		T 内插	T 外插			

* $\sum K$: 总动能 单位: 10^5 米²/秒² $\sum D^2$: 辐散平方和 单位: 10^{-7} 秒⁻¹。

$\sum P$: 总位能 单位: 10^9 克·米²/秒² “实测”指由输入的初始数据求得。

“T 内插”表示初始资料(即 $T^{(0)}$)中 925 毫巴温度由输入的 700、850、1000 毫巴温度内插求得。

“T 外插”表示 925 毫巴温度由 400、700、850 毫巴温度外插求出。方案—A 与方案—B 中 $\alpha(\xi, \phi)$ 相同, 皆取表 1 中方案—A 的值, 其不同处就在于“T 内插”与“T 外插”。

研究初值处理过程中辐散平方和变化的情况, 图 2 给出方案—B 250 毫巴的计算结果。其横坐标为迭代循环次数, 每一次迭代循环都由 (1)、(2)、(11) 式三步计算组成。由图可以看出, 在每个迭代循环中, 辐散平方和的变化规律是: 升—降—降(第一次迭代例外)。第一次下降后, 其值仍高于循环初值(即上一次迭代后得到的值), 至第二次下降后, 其值方低于循环初值。这第二次下降, 就是通过 (11) 式的计算实现的。在 550 毫巴(图略)其规律是升—升—降, 下降后其值亦低于循环初值。这样, 每迭代一次, 辐散平方和就下降一次。850 毫巴和 1000 毫巴的变化规律与 250 毫巴相同(图略)。因此, 我们可以认为, 辐散平方和的下降, 主要是通过 (11) 式的调整实现的。也就是说, 我们提出的调整方案, 对抑制重力波是有效的。图 2 是方案—B 的结果, 其他方案的结果类似。为节省篇幅, 我们

在图 3 中一并给出几种方案的辐散平方和的变化, 且仅给出每个迭代循环后的结果。由图可以看出, 几种方案的变化趋势是基本相同的。

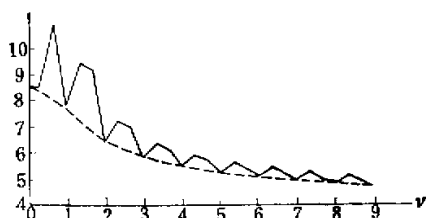


图 2 方案—B 250mb 辐散平方和变化图
(单位: 10^{-1}秒^{-1})。

实线为每步计算后的值, 虚线为每个迭代循环后的值之间的连线

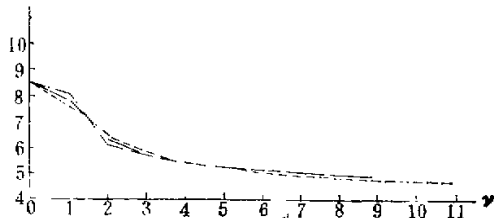


图 3 各个方案 250 mb 辐散平方和变化图
(单位: 10^{-1}秒^{-1})。

(方案—A 与—B 基本相同)。实线为方案三, 点虚线为方案二, 虚线为方案—A

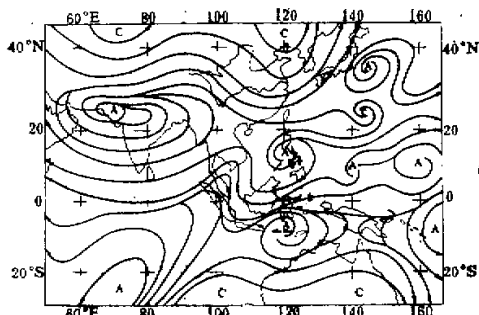


图 4 方案—A 250 mb 图(1976 年 9 月 14 日 00 时)
A——反气旋, C——气旋(下同)

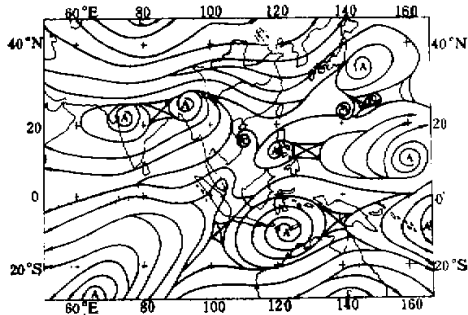


图 5 1976 年 9 月 14 日 00 时
250 mb 图

在图 4 中, 我们给出方案—A 的流场分布。相应的观测流场见图 5。容易看出, 经过初值处理后, 有关的天气系统仍然很好地表现出来了, 但经过初值处理的流场, 辐散较小, 用于做预报, 其效果要更好些。其他方案, 分布类似, 不再给图。

五、预报实例

对于表 1 所列各个方案, 都进行了预报试验, 计算结果都是稳定的, 现在给出方案—A 的预报结果作为例子。初始场取为 1976 年 9 月 14 日 00 时。

1976 年 9 月 14 日—16 日天气形势演变的主要特征如下:

高层(以 200 毫巴为代表): 14 日(见图 5)印度西海岸有一反气旋, 次日(见图 6)移至阿拉伯半岛附近, 16 日(见图 7)继续维持。青藏高原反气旋, 15 日维持, 16 日范围无大变化, 中心西移。南海地区反气旋, 15 日维持, 16 日减弱。太平洋上, 14 日 10°N 附近有一反气旋, 次日迅速北进至 23°N 附近, 16 日基本维持。该反气旋北移后, 其南新生一东风扰动。同时, 15 日在关岛与菲律宾之间形成一反气旋, 16 日维持。在副热带高压北面, 有两个中纬度槽。西槽少动, 东槽 24 小时少动, 48 小时东移 15° 度。

低层: 48 小时内大陆反气旋稳定, 日本海低涡少动, 太平洋副热带高压稳定, 孟加拉低槽北缩, 其南面槽东移后在印度支那形成新的气旋, 14 日, 加里曼丹上空, 跨赤道气流明显, 15 日后, 其南风分量逐渐减弱, 在预报范围内有三个台风, 即 7618 号, 7619 号, 7620 号, 其移动路径为: 18 号向东北, 20 号向西北, 19 号 24 小时向东北, 48 小时向西北(为节省篇幅, 低层图略, 下同)。

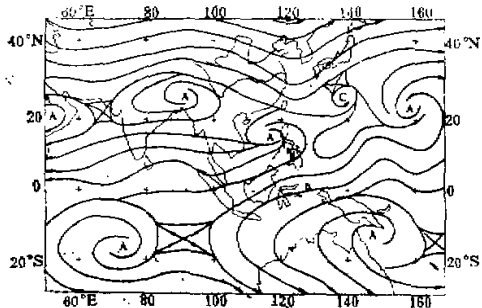


图 6 1976 年 9 月 15 日 00 时
200 毫巴图

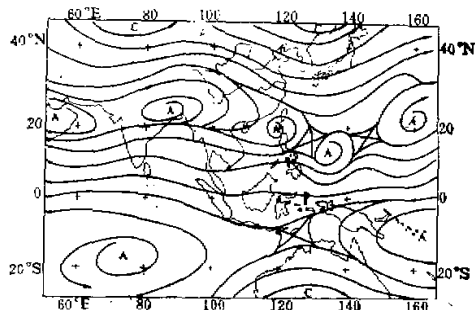


图 7 1976 年 9 月 16 日 00 时
200 毫巴图

图 8、9 给出方案一 A 的预报作为例子, 容易看出, 预报和实况(见图 6、7)还是比较接近的, 现分别叙述如下:

高层: 印度西海岸反气旋西移的过程, 预报和实况符合。青藏反气旋维持的过程报出, 其西移趋势在预报图上也有反映, 但西移不够。南海反气旋减弱的过程报出, 但减弱过甚。太平洋上 10°N 附近反气旋北进的过程报出来了, 新形成的反气旋也报出来了, 新生的东风扰动预报不够明显。两个中纬度槽, 预报与实况符合, 东槽 48 小时移动偏慢。

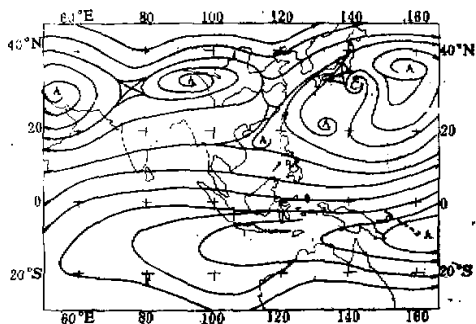


图 8 24 小时 200 毫巴预报图

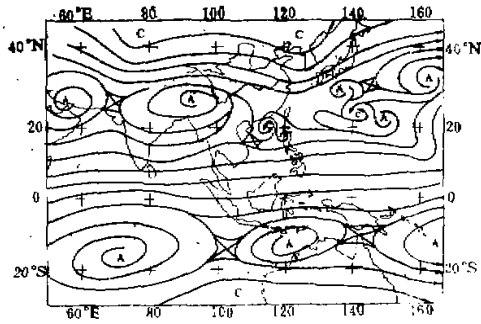


图 9 48 小时 200 毫巴预报图

低层: 大陆反气旋稳定的特点与实况接近, 其中心亦符合。太平洋副热带高压沿海低涡预报与实况基本符合。孟加拉湾低涡北缩其南槽东移的过程与实况接近, 印度支那的新的中心也预报出来了, 跨赤道气流减弱的过程预报良好。三个台风移动的方向与实况大致相符。

六、讨 论

1. 以往的动力初值方案,主要是对流场和气压场或其中之一进行调整,而对温度场考虑不多。本文提出的方案,是将初始流场、气压场、温度场全部输入,通过初值处理进行调整。这样做,对于初始温度场的计算会有较大改善,有利于提高预报效果,也有利于提高积云加热辐射等物理因子的计算精度。

2. 为了验证本文所提的方案是否有效,我们又用岡村方案对同一个例进行了试验。对此我们在文献[5]中进行了比较讨论。岡村方案的24小时预报图与本文结果差不多,但48小时预报结果很差。在48小时200毫巴预报图上(见文献[5]),南海地区出现了风速达到48米/秒的点,太平洋地区出现了风速达到90米/秒的点。在850毫巴预报图上,上述两个地区又出现了风速达到31米/秒的点。值得注意,上述地区正是低纬地带,而在本文个例中又是台风的活动所在。因此,我们认为,本文提出的调整方案是更适合于热带数值预报模式的。

3. 我们把用动力初值作出的预报与过去静力初值的预报^[2]进行了比较,其结果是:对于高空反气旋的活动,跨赤道气流的演变,孟加拉湾低槽的活动,大陆反气旋的稳定,动力初值预报较静力初值为优。而对于台风路径,高空东风扰动,动力初值比静力初值预报效果差些。一个例子的比较,不足以说明那种初值更为优越。但从上述比较,我们可以认为,动力初值与静力初值比较,其预报效果相当。因此,它同静力初值一样,可以作为一种独立的初值方案。

4. 我们曾用较小的控制误差进行计算,即 $\varepsilon_u = \varepsilon_v = 0.1$ 米/秒, $\varepsilon_\phi = 2$ 位势米, $\varepsilon_T = 0.1$ 度。迭代次数增加到79次,计算时间相当于做30小时预报。但用此初值作预报时,其效果与前述迭代9—11次的基本相同。因此,迭代收敛的误差取多大为好,即初值调整的过程多长为好,仍是一个值得进一步研究的问题。

5. 关于动力初值的研究,有待进一步深入,由于它与动力模式的性能有关,因此更增加了问题的复杂性。特别是如何正确反映大气运动的物理机制,更是一个值得进一步探讨的问题。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、朱抱真,大气环流的若干基本问题,科学出版社,1958。
- [2] 陈隆勋、周家斌、武佩珍、白延铎、王康玲、刘祝江、郑兴礼、刘金达、姜达雍,一个四层初始方程热带数值预报模式的初步结果,第二次全国数值预报会议论文集,127—136,科学出版社,1980。
- [3] Nitta, T., (新田) Initialization and Analysis for the Primitive Equation Model, Proc. Sym. Nwpa Tokyo, II 11—20, 1968。
- [4] Temperton, C., Dynamic Initialization for Barotropic and Multi-Level Models, Quart. J. R. Met. Soc., 102 297—311, 1976。
- [5] 周家斌、武佩珍,热带数值预报中的初值问题,热带天气会议文集(1980)(即将发表)。

AN EXPERIMENT OF NUMERICAL PREDICTION WITH A NEW DYNAMIC INITIALIZATION SCHEME

Zhou Jia-bin Wu Pei-zhen

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Wang Kang-ling

(Institute of Tropical Marine Meteorology, Guangdong Province)

Abstract

In this paper a new dynamic initialization scheme is proposed, in which the distinct characteristics of the atmospheric adjustment process at different latitudes has been taken into account. At low latitudes the stress is put on the adjustment of pressure and temperature fields, while wind field is only given a moderate adjustment. At middle and high latitudes the adjustment of wind field is emphasized, while pressure and temperature fields are only slightly adjusted. The scheme quickly converges and the amount of computing time for initialization is equal to that required for 2—3 hour forecast. Using these initialized fields a 48-hour forecast is made. Good results have been obtained.