

# 一个全球七层大气环流谱模式及其30天 长期数值天气预报试验

郑庆林

(气象科学研究院天气动力研究所)

## 提 要

本模式是原北半球七层原始方程谱模式的发展,它包含了较完整的物理过程。模式的方程组求解方案能有效地克服在散度方程中以及在 $\sigma$ 坐标系中在大地形附近计算气压梯度力项时所存在的大量之间小差的问题,模式的非线性项的谱计算方法有其优越性。

本文给出了利用本模式以及用实际观测资料的客观分析场为初始场作30天长期数值天气预报试验结果。从多个个例的结果可以看出,模式的预报效果令人满意,在整个30天内,模式的预报误差都比对应的持续性误差小,而且在低纬地区也具有上述特点。这表明,本文提出的全球七层大气环流谱模式具有30天长期数值预报能力。

## 一、引 言

自七十年代以来,中期数值天气预报的研究和业务应用有了很大的发展,并且已开始利用考虑较完整物理过程的大气环流模式从某一瞬时的真实初始条件出发,制作30天(或一个月以上)的长期数值预报试验和有关研究。Spar<sup>[1]</sup>等(1976)用 Giss 模式制作了一个月预报试验, Miyakoda 等<sup>[2]</sup>(1983)成功地用 GFDL 模式模拟了1977年1月的阻塞形势。Shukla<sup>[3]</sup>(1981)利用 GLAS 模式,对长期预报的可预报性进行了大量的研究。近些年来,以大气环流模式作长期数值预报的试验和研究工作以较快的速度向前发展。

北半球七层原始方程谱模式<sup>[4]</sup>已有了不断的发展<sup>[5],[6],[7]</sup>,本文的模式是对它的进一步的改进,已较成功地用于数值试验和中、长期数值预报研究。本文给出了用全球七层大气环流谱模式作30天长期数值预报试验研究结果。

## 二、全球七层大气环流谱模式

### 1. 基本方程组

在 $(\theta, \lambda, \sigma, t)$ 坐标系中,模式的基本方程组如下:

本文1989年2月10日收到,5月10日收到修改稿。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + fv = B_x^u + E^u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} - fu = B_x^v + E^v \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} - \lambda_1(a^2\sigma) = E^T \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = E^q \quad (4)$$

$$\frac{1}{a \sin \theta} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right] + \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} = E^f - L^f \quad (5)$$

$$T = -\frac{\sigma}{R} \frac{\partial \varphi}{\partial \sigma} \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \ln p_* = L^f \quad (7)$$

其中:

$$E^u = u \left( -\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial u}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \operatorname{ctg} \theta \right) - \frac{v}{a} \cdot \frac{\partial u}{\partial \theta} - \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} + B_x^u + F^u + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^u}{\partial \sigma} \quad (8)$$

$$E^v = u \left( -\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{u}{a} \operatorname{ctg} \theta \right) - \frac{v}{a} \cdot \frac{\partial v}{\partial \theta} - \sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} + B_x^v + F^v + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^v}{\partial \sigma} \quad (9)$$

$$E^T = -\frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial T}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial \theta} - \sigma \frac{\partial \hat{T}}{\partial \sigma} + \frac{R \hat{T}}{c_p} \cdot \frac{\omega}{p} + \frac{R \bar{T}_0}{c_p} \frac{\partial}{\partial t} \ln p_* + Q^L + \hat{Q}^L + Q^R + F^T + \frac{g}{p_*} \frac{\partial \tau^T}{\partial \sigma} \quad (10)$$

$$E^q = -\frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial q}{\partial \lambda} - \frac{v}{a} \frac{\partial q}{\partial \theta} - \sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} + q^L + \hat{q}^L + F^q + \frac{g}{p_*} \frac{\partial \tau^q}{\partial \sigma} \quad (11)$$

$$E^f = -\frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_* - \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_* \quad (12)$$

$$L^f = -\int_0^1 \left\{ \frac{1}{a \sin \theta} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right] - E^f \right\} d\sigma \quad (13)$$

以及

$$\frac{\omega}{p} = \frac{\sigma}{\sigma} + \frac{p_*}{p_*} \quad (14)$$

$$T = \bar{T}_0 + \hat{T} \quad (15)$$

$$\lambda_1 = \left( \frac{R}{c_p} \cdot \frac{\bar{T}_0}{\sigma} - \frac{\partial \bar{T}_0}{\partial \sigma} \right) / a^2 \quad (16)$$

$$\bar{T}_0 = \bar{T}^{\theta, \lambda}|_{t_0} \quad (17)$$

上述方程组中,  $\theta$  为余纬,  $\lambda$  是经度,  $a$  是地球半径,  $\sigma = p/p_*$ ,  $p_*$  为地面气压, 其它的符号也都是些常用符号, 这里不一一说明了。

方程(13)是在考虑模式的边条件  $\sigma=0$  (当  $\sigma=1$ , 或  $\sigma=0$ ) 推导出的。

$F^u, F^v, F^T, F^q$  分别为动量、热量和水汽的水平扩散项, 在这次 30 天的长期数值预报试验中, 用了以下的表达式:

$$F^A = \hat{K} \nabla^2 A \quad (18)$$

其中符号  $A$  可以分别表示  $u, v, T, q$ 。

在本模式中, 对于扩散系数  $\hat{K}$ , 设计出以下的方法来考虑:

$$\hat{K} = \hat{K}_0 + \hat{K}_1 \quad (19)$$

$$\hat{K}_1 = \begin{cases} 0 & (\theta < \theta_1 \text{ 或 } \theta > 180^\circ - \theta_1) \\ \hat{K}_2(\theta) & (\theta_1 \leq \theta \leq 180^\circ - \theta_1) \end{cases} \quad (20)$$

$\hat{K}_0$  为经验系数(在这里取为常数),  $\hat{K}_1$  是为了改进模式在低纬地区的预报效果而设计的, 取  $\theta_1 = 65^\circ$  (余纬),  $\hat{K}_0$  和  $\hat{K}_2(\theta)$  由数值试验选定。

$\tau^u, \tau^v, \tau^T, \tau^q$  分别为动量、热量、水汽的垂直方向的扩散项, 其表达式为

$$\tau^u = \begin{cases} -\rho C_D |\vec{V}| u & (\sigma = 1) \\ \tilde{K} \frac{\partial u}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases} \quad (21a)$$

$$\tau^v = \begin{cases} -\rho C_D |\vec{V}| v & (\sigma = 1) \\ \tilde{K} \frac{\partial v}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases} \quad (21b)$$

$$\tau^T = \begin{cases} -\rho C_D |\vec{V}| [T(Z_1) - T_*] & (\sigma = 1) \\ \tilde{K} \frac{\partial T}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases} \quad (21c)$$

$$\tau^q = \begin{cases} -\rho C_D |\vec{V}| [q(Z_1) - R_{SH} q_s(T_*)] & (\sigma = 1) \\ \tilde{K} \frac{\partial q}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases} \quad (21d)$$

其中,  $C_D$  为粘滞系数,  $\tilde{K}$  为垂直方向的与混合长有关的扩散系数  $R_{SH}$  表示下垫面潮湿度。

$Q^L, q^L$  分别为和大尺度垂直速度场相联系的凝结潜热项和由此而引起的水汽变化项。即:

$$Q^L = -F \delta \omega L / (c_p \cdot p) \quad (22a)$$

$$q^L = F \delta \omega / p \quad (22b)$$

其中,

$$F = q_s T (LR - c_p R_* T) / (c_p R_* T^2 + q_s L^2)$$

$$\delta = \begin{cases} h_c & (\omega < 0 \text{ 和 } q \geq q_c) \\ 0 & (\omega \geq 0 \text{ 或 } q < q_c) \end{cases}$$

这里,  $q_c = h_c q$ ,  $h_c$  为经验系数, 由数值试验选取。

$Q^L$  和  $q^L$  分别是考虑积云对流作用而引起的加热项和水汽变化项, 详细的计算过程请见文献[8], 这里不再详述。

$Q^R$  为辐射加热项,

$$Q^R = \frac{g}{p_* c_p} \cdot \frac{\partial}{\partial \sigma} (F^{RS} - F^{RL}) \quad (23)$$

其中,  $F^{RS}$  和  $F^{RL}$  分别是在  $\sigma$  层的太阳短波和大气长波的净辐射通量。在本文所给出的两个例子的30天长期数值预报试验中,  $F^{RL}$  采用了能节省大量计算量的 Sasamori 的参数化方法<sup>[9], [10]</sup>计算之。

在辐射的计算中, 考虑了云的作用。其中云量  $C_L$  的计算公式如下 (Geleyn, 1981)<sup>[11]</sup>:

$$C_L = \begin{cases} (\tilde{\gamma} - \tilde{\gamma}^c) / (1 - \tilde{\gamma}^c)^2 & (\tilde{\gamma} > \tilde{\gamma}^c) \\ 0 & (\tilde{\gamma} \leq \tilde{\gamma}^c) \end{cases} \quad (24a)$$

其中,

$$\begin{aligned} \tilde{\gamma} &= q/q_c \\ \tilde{\gamma}^c &= 1 - \alpha\sigma(1 - \sigma)[1 + \beta(\sigma - \frac{1}{2})] \end{aligned} \quad (24b)$$

其中,  $\alpha, \beta$  为经验系数, 在本模式中对  $\tilde{\gamma}^c$  作了如下的订正和改进<sup>[12]</sup>, 即:

$$\hat{\gamma}^c = \tilde{\gamma}^c + \hat{\gamma}_1(\omega) \quad (25)$$

$\hat{\gamma}_1$  是为了在计算  $C_L$  时分别考虑  $\omega$  场和纬度因素而加进的经验订正项。在计算  $C_L$  时, 将 (24a) 式中的  $\tilde{\gamma}^c$  用  $\hat{\gamma}^c$  来代替, 云的预报能得到改进。本模式是在  $\sigma = 0.4, 0.6, 0.775, 0.91$  四个层次上计算云量和云厚的。

下垫面温度  $T_*$  (在陆地下垫面) 是通过求解如下的热量平衡方程来得到:

$$F_*^{RS} = \tilde{\sigma} T_*^4 - F_*^{RL} + c_p v_*^T + L \tau_*^T + c_p \hat{v}_*^T + B_2 (T_* - T_\Delta) \quad (26)$$

其中,  $F_*^{RS}$  是地面接收到的太阳短波辐射通量,  $F_*^{RL}$  为到达地面的大气长波辐射通量,  $\tilde{\sigma} T_*^4$  为从地面向上的黑体长波辐射通量,  $c_p v_*^T$  为土壤热传导热通量,  $B_2$  为经验系数, 而  $T_\Delta$  为冰雪融化时的温度。考虑海温的作用, 海面温度用个例所对应月份的海温的多年平均值。

在单位面积上  $\Delta t$  时间间隔内的降水量  $I$  为

$$I = p_\omega + \hat{p}^c \quad (27)$$

其中,  $p_\omega$  和  $\hat{p}^c$  分别为大尺度垂直运动和考虑积云对流过程而引起的降水, 具体请见文献[8], 这里不详述了。

$B^p + B^T$  为气压梯度力项, 其中,

$$B_x^p = -\frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial \lambda} - \frac{R \bar{T}_0}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_* \quad (28a)$$

$$B_y^p = -\frac{1}{a} \cdot \frac{\partial \varphi}{\partial \theta} - \frac{R \bar{T}_0}{a} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_* \quad (28b)$$

$$B_x^T = -\frac{R \hat{T}}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_* \quad (29a)$$

$$B_0^r = -\frac{RT}{a} \cdot \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p. \quad (29b)$$

我们知道,直接利用(28),(29)式来计算气压梯度力项( $B_x^r + B_x^l, B_y^r + B_y^l$ )时,在大地形附近(在 $\sigma$ 坐标系中)存在着大量之间小差的计算问题。而以下给出的本模式的求解方法中,将可以看到上述的问题已被有效地克服了。

## 2. 基本方程组的求解

如果以 $\psi$ 表示流函数,以 $\chi$ 表示速度势,那么,速度场可以表示为:

$$u = \frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial \chi}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \quad (30a)$$

$$v = \frac{1}{a} \frac{\partial \chi}{\partial \theta} - \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} \quad (30b)$$

于是由(1)式和(2)式,经过适当推演可得到:

$$\frac{\partial}{\partial t} (a^2 \nabla^2 \psi) + f (a^2 \nabla^2 \chi) = E^A + L^A \quad (31)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (a^2 \nabla^2 \chi) - f (a^2 \nabla^2 \psi) + a^2 \nabla^2 \varphi = E^B + L^B - R \bar{T}_0 a^2 \nabla^2 \ln p. \quad (32)$$

其中,

$$E^A = \frac{a}{\sin \theta} \left[ \frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta \cdot E^u) - \frac{\partial}{\partial \lambda} E^v \right] \quad (33)$$

$$E^B = \frac{a}{\sin \theta} \left[ \frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta \cdot E^v) + \frac{\partial}{\partial \lambda} E^u \right] \quad (34)$$

$$L^A = 2\Omega (\sin \theta \cdot \frac{\partial \chi}{\partial \theta} - \frac{\partial \psi}{\partial \lambda}) \quad (35)$$

$$L^B = -2\Omega (\frac{\partial \chi}{\partial \lambda} + \sin \theta \cdot \frac{\partial \psi}{\partial \theta}) \quad (36)$$

由(5)式,可以得到:

$$\nabla^2 \chi + \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} = E^f - L^f \quad (37)$$

由(6),(3)和(32)式,经过适当推演,可以得到:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{\partial^2}{\partial t^2} (a^2 \nabla^2 \chi) \right] - \frac{\lambda_1 R}{\sigma} \cdot a^2 \nabla^2 (a^2 \sigma) &= \frac{R}{\sigma} \cdot a^2 \nabla^2 E^T \\ + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ f \cdot \frac{\partial}{\partial t} (a^2 \nabla^2 \psi) + \frac{\partial}{\partial t} (E^B + L^B) \right] - R \cdot \frac{\partial \bar{T}_0}{\partial \sigma} \cdot a^2 \nabla^2 L^f & \end{aligned} \quad (38)$$

其中,

$$L^f = - \int_0^1 (\nabla^2 \chi - E^f) d\sigma \quad (39)$$

对(31)式和(37)式施行半隐式时间积分,可分别得到:

$$a^2 \nabla^2 \psi^{t+\Delta t} = a^2 \nabla^2 \psi^{t-\Delta t} + 2\Delta t \cdot \{ E^A + L^{A,t+\Delta t} - f (a^2 \nabla^2 \chi^{t+\Delta t}) \} \quad (40)$$

$$\nabla^2 \chi^{t+\Delta t} + \frac{\partial \sigma^{t+\Delta t}}{\partial \sigma} = E^f - L^{f,t+\Delta t} \quad (41)$$

把半隐式时间积分方法用于(38)式,并用和文献[6]相类似方法,再和(41)式联立,消去 $\chi^{t+\Delta t}$ 之后,可以得到如下方程:

$$\begin{aligned}
 & -\lambda a^2 \nabla^2 (a^2 \dot{\sigma}^{t+\Delta} - \frac{\partial^2}{\partial \sigma^2} (a^2 \sigma^{t+\Delta})) = \frac{At^2}{\sigma} Ra^2 \nabla^2 E^T \\
 & + At \cdot \frac{\partial}{\partial \sigma} [E^B - E^{B,t-\Delta} + \frac{1}{2} (L^{B,t+\Delta} - L^{B,t-\Delta})] + \frac{a^2}{At} (\nabla^2 (2\chi - \chi^{t-\Delta}) - E^f) \\
 & + \frac{1}{2} \cdot f \cdot a^2 \cdot \nabla (\psi^{t+\Delta} - \psi^{t-\Delta})] - At^2 \cdot R \frac{\partial T_0}{\partial \sigma} \cdot a^2 \nabla^2 L^{f,t+\Delta} \quad (42)
 \end{aligned}$$

$$\text{其中, } L^{f,t+\Delta} = - \int_0^1 (\nabla^2 \chi^{t+\Delta} - E^f) d\sigma \quad (43)$$

在(40)式至(43)式中, $O, O^{t+\Delta}, O^{t-\Delta}$ 分别表示 $O(\theta, \lambda, \sigma, t), O(\theta, \lambda, \sigma, t + \Delta), O(\theta, \lambda, \sigma, t - \Delta)$ ,其中符号 $O$ 可以分别表示 $\psi, \chi, \dot{\sigma}, E^A, E^B, L^A, L^B, L^f, E^T$ 等。模式在垂直方向采用有限差分法,垂直分层如文献[6]所示,这里不详述了。

在(40)式至(42)式中,三个方程,三个未知数 $\dot{\sigma}^{t+\Delta}, \chi^{t+\Delta}, \psi^{t+\Delta}$ ,由于在方程的右端项中包含有上述未知数,用迭代法求解。给出 $\dot{\sigma}^{(0)t+\Delta}, \chi^{(0)t+\Delta}, \psi^{(0)t+\Delta}$ ,利用(42)式可得到 $\dot{\sigma}^{(1)t+\Delta}$ ,再由(41)式得到 $\chi^{(1)t+\Delta}$ ,于是通过(40)式可得到 $\psi^{(1)t+\Delta}$ 。重复进行,可以得到满足精确度要求的 $\dot{\sigma}^{t+\Delta}, \chi^{t+\Delta}, \psi^{t+\Delta}$ ,数值试验表明,这只需要很少的迭代次数。于是再从(7)式,可以得到 $(\ln p_*)^{t+\Delta}$ 。从(3)式,(6)式,(4)式可分别得到 $T^{t+\Delta}, \varphi^{t+\Delta}, q^{t+\Delta}$ 。

在一般的谱模式中, $\chi$ 场是直接由散度方程(32)式中求得的,这存在着大量之间小差的计算问题,其中还包含了在大地形附近计算气压梯度力项时所出现的大量之间小差的计算问题(即在(32)式的与 $a^2 \nabla^2 \varphi + R \overline{T_0} a^2 \nabla^2 \ln p_*$ 以及 $E^B$ 中的 $B_1^r, B_0^r$ 的有关的计算问题)。

但在本模式中,从(42),(41)及(40)式的求解过程中可以看到,速度势 $\chi$ 场不是直接由(32)式得到的,而是先从(42)式得到 $\dot{\sigma}^{t+\Delta}$ 场,再由(41)式得到 $\chi^{t+\Delta}$ 场,在求解(42)式中,原在散度方程中存在的大量之间的小差的计算问题已转变为小量之间的小差的计算,且在大地形附近计算气压梯度力项所出现的大量之间小差的计算问题也已被克服了,也转变为小量之间小差的计算(即与时间变化率有关的项的计算)。

### 3. 球面函数的应用

在全球范围内( $0 \leq \theta \leq \pi, 0 \leq \lambda \leq 2\pi$ ),将预报量 $W$ (可以分别表示 $\psi, \chi, \dot{\sigma}, T, q, p_*$ )按球面函数展开成如下形式:

$$W = \sum_{m=0}^M \sum_{n=1}^N [A(t)_{m,m+n-1}^W \cos m\lambda + B(t)_{m,m+n-1}^W \sin m\lambda] \overline{P}_{m+n-1}^n(\cos\theta) \quad (44)$$

其中, $\overline{P}_{m+n-1}^n(\cos\theta)$ 是规一化了的缔合勒上德多项式。在本模式中,球面函数用于模式方程组求解过程类同于文献[5],[6],这里不详述了。本模式用了本文作者设计的纬向完全谱方法及经向假谱方法的非线性项的谱计算方法[5],这方法既节省计算量,且能精确地计算大气波动纬向相互作用,能更好地考虑地球大气以纬向运动为主的这一重要物理特点,在文献[5]中作了较详细的介绍,这里不多叙述了。

本模式用非线性平衡方程初值处理方法,类同于文献[13],这里不再详述。

### 三、30天长期数值预报试验

本文给出了利用本模式所进行的2个例子的30天数值预报试验结果,是分别以1982年5月1日12时(世界时,下同)和7月7日12时的欧洲中期数值预报中心(即ECMWF)的客观分析为初始场,并且用ECMWF的1982年5月2日12时至5月31日12时和7月8日12时至8月6日12时的客观分析来分别检验上述两例的逐日预报结果。在试验中,为节省计算时间,纬向波数取16个波,在不改变上述的全球七层谱模式的物理特点的情况下,仅在垂直方向层次减为四层(即 $\sigma=0.2, 0.5, 0.7, 0.97$ ,类同文献[5]),且南半球的初始场由北半球的初始场开拓而得到,除了经向风场用奇开拓外,其它的用偶开拓。在上述情况下,在北京气象中心的IBM-360计算机上制作30天数值预报约需3.5小时,以下将可以看到,30天预报结果是令人满意的。

在以下的预报结果的检验中,以 $r$ 表示模式预报的变高场和所对应的实况变高场之间的相关系数。以 $\varepsilon_F$ 表示模式预报场和所对应的实况场之间的均方根误差,以 $\varepsilon_{PERS}$ 表示持续性预报和所对应的实况场之间的均方根误差。 $\varepsilon_F$ 和 $\varepsilon_{PERS}$ 的单位都是米。

#### 1. 北半球范围内的30天长期数值预报结果的验证

图1给出了利用本模式所制作的2个例子(其中,个例1和个例2分别为以1982年5月1日和7月7日12时客观分析为初始场,下同)的北半球范围内的500hPa高度场的 $\varepsilon_F$ 和 $\varepsilon_{PERS}$ 随预报时间的分布。

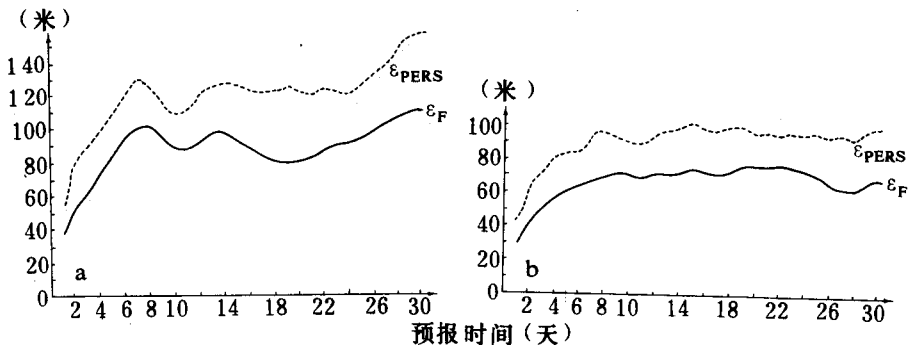


图1 以1982年5月1日12时(a)和以1982年7月7日12时(b)客观分析为初始场北半球范围的500hPa的误差随时间的分布

从图1可以看到,不论是个例1(见图1(a))还是是个例2(见图1(b)),在30天数值预报时间内 $\varepsilon_F$ 始终比 $\varepsilon_{PERS}$ 小许多,对于个例1,30天平均而言, $\varepsilon_F$ 比 $\varepsilon_{PERS}$ 小32米,而对个例2, $\varepsilon_F$ 比 $\varepsilon_{PERS}$ 要小23米。对于个例1,从第1天至第8天, $\varepsilon_F$ 随时间增加,但到了第8天开始 $\varepsilon_F$ 保持着不增长状态而且还有所减少。其中,从第8天至第11天, $\varepsilon_F$ 减少17米,从第13天至第19天内 $\varepsilon_F$

减少 19 米。而对个例 2(夏天情形),从第 1 至第 9 天  $\varepsilon_F$  缓慢增加,而从第 10 天之后, $\varepsilon_F$  基本上维持不增加状态有时还有所减少。从图 1 还可以看到,两个例中  $\varepsilon_F$  随预报时间增加的变化趋势和  $\varepsilon_{PERS}$  的变化趋势相似。一直到了第 30 天  $\varepsilon_F$  仍然比  $\varepsilon_{PERS}$  小许多,模式具有 30 天长期数值天气预报能力。

表 1 给出了两个例的北半球范围内的 500hPa 高度预报的  $\tau$  及  $E_r$  随预报时效(30 天)的分布。

表 1 北半球范围的 500hPa 等压面高度的 30 天数值预报结果的检验

	预报时间(天)	D+1	D+2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	D+14	D+15
	例	$\tau$	0.75	0.74	0.74	0.69	0.66	0.66	0.64	0.58	0.59	0.60	0.66	0.67	0.65	0.67
	$E_r$	0.68	0.69	0.69	0.74	0.77	0.78	0.79	0.82	0.82	0.82	0.77	0.76	0.78	0.76	0.73
	预报时间(天)	D+16	D+17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	D+29	D+30
	$\tau$	0.72	0.75	0.79	0.81	0.79	0.74	0.72	0.69	0.67	0.70	0.73	0.71	0.72	0.79	0.80
	$E_r$	0.72	0.69	0.65	0.63	0.66	0.69	0.72	0.74	0.76	0.74	0.73	0.74	0.74	0.71	0.71
例	预报时间(天)	D+1	D+2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	D+14	D+15
	$\tau$	0.77	0.78	0.72	0.71	0.68	0.67	0.70	0.69	0.62	0.61	0.63	0.66	0.70	0.68	0.69
	$E_r$	0.66	0.64	0.69	0.71	0.74	0.75	0.72	0.73	0.79	0.80	0.78	0.76	0.73	0.74	0.74
	预报时间(天)	D+16	D+17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	D+29	D+30
	$\tau$	0.69	0.71	0.68	0.65	0.61	0.60	0.58	0.61	0.63	0.67	0.73	0.75	0.75	0.74	0.71
	$E_r$	0.73	0.72	0.74	0.76	0.80	0.80	0.81	0.79	0.78	0.75	0.70	0.68	0.67	0.68	0.71

注:例 1 是 1982 年 5 月 1 日 12 时,例 2 是 1982 年 7 月 7 日 12 时,D 表示日期

在表 1 中, $E_r = \varepsilon_F / \varepsilon_{PERS}$ ,  $E_r$  为模式预报的相对(均方根)误差。用  $\varepsilon_F^N$  和  $\varepsilon_{PERS}^N$  表示第  $N$  天预报的  $\varepsilon_F$  和  $\varepsilon_{PERS}$ , 则有  $E_r^N = \varepsilon_F^N / \varepsilon_{PERS}^N$ , 于是有  $E_r^{N+1} = (\varepsilon_F^N + a) / (\varepsilon_{PERS}^N + b)$  则,

$$E_r^{N+1} = K \cdot E_r^N \quad (45)$$

其中,

$$K = 1 + \left( \frac{a}{\varepsilon_F^N} \right) / \left( \frac{b}{\varepsilon_{PERS}^N} \right) \quad (46)$$

$$a = \varepsilon_F^{N+1} - \varepsilon_F^N$$

$$b = \varepsilon_{PERS}^{N+1} - \varepsilon_{PERS}^N$$

从图 1 中的  $\varepsilon_F$  和  $\varepsilon_{PERS}$  的分布特点,当  $b > 0$  时,有  $a > 0$ , 且  $a \approx b$ ,  $\varepsilon_F^N < \varepsilon_{PERS}^N$ , 根据(46)式,  $K > 1$ ,  $E_r^{N+1} > E_r^N$ 。而当  $b < 0$  时,有  $a < 0$ , 且  $a \approx b$ ,  $\varepsilon_F^N < \varepsilon_{PERS}^N$ , 根据(46)式,  $K < 1$ , 有  $E_r^{N+1} < E_r^N$ 。在 30 天的预报时间内,当  $\varepsilon_{PERS}$  有极值点分布时,本模式预报的  $E_r$  值也会有极值点分布,而且有多极值点。再从表 1 中可以看到,  $\tau$  值和  $E_r$  值有很好的对应关系,当  $E_r$  有大值时对应的  $\tau$  有小值,所以在表 1 中,  $\tau$  值也具有极值点分布。这也是一般能用于制作长期数值预报的 GCM 的特点。对于个例 1,从第 1 天至第 8 天,  $E_r$  值缓慢增加,而  $\tau$  值减少,第 8 天的  $\tau$  值为 0.58。从第 9 天至第 19 天,  $E_r$  值减少而  $\tau$  值增加,第 19 天的  $\tau$  值为 0.81, 对应的  $E_r$  值为 0.63。到了第 24 天  $\tau$  值减为 0.67, 而到第 30 天  $\tau$  值增加为 0.80。个例 2 为夏季情形,也具有同个例 1(过渡性季节的情形)的相类似特点,但变化的幅度要小一些,在夏季  $\varepsilon_{PERS}$  要



比其它季节小许多,所以要使得模式在夏季的 $r$ 值保持和其它季节的类似的值,即要求 $E_r$ 值具有相类似值,这就要求在夏季模式的 $e_r$ 比其它季节小许多。这也是在夏季比在冬季难报的原因之一。从表1可以看到,在夏季30天内平均的 $E_r$ 值为0.74,平均的 $r$ 值为0.68,而在过渡性季节(个例1),30天内平均 $E_r$ 为0.74,而 $r$ 值为0.70。所以,模式的预报效果是令人满意的,具有30天长期数值预报能力。

## 2. 低纬地区(10—30°N)的30天长期数值预报结果的检验

我们知道,在低纬地区由于 $e_{PERS}$ 很小,这就要求 $e_r$ 要更小,所以,低纬地区的数值预报的难度是很大,要作出好的长期数值预报,难度就更大了。

图2给出了利用本模式所作的两个例子(上述的个例1和个例2)的低纬地区的500hPa高度场的 $e_r$ 和 $e_{PERS}$ 随预报时间的分布。

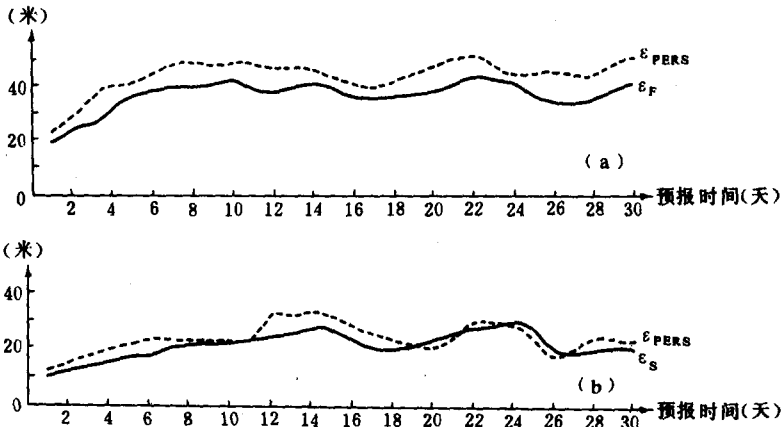


图2 低纬地区(10—30°N)的误差分布,说明同图1

从图2(a)可以看到,在整个30天内 $e_r$ 都比 $e_{PERS}$ 小,30天预报的平均, $e_r$ 为37.1米而 $e_{PERS}$ 为43.5,本模式对于过渡性季节的低纬地区的长期数值预报效果是比较好的。对于图2(b)(夏天情形),30天预报平均, $e_r$ 为22.6米而 $e_{PERS}$ 为23.9米, $e_r$ 仍然比 $e_{PERS}$ 小;在整个30天预报时间,除了个别的如第10天,第21,22天及第25,26,29天之外,其它的预报时间 $e_r$ 都比 $e_{PERS}$ 小。从上述两例可看到,本模式的低纬地区预报效果是比较满意的,这也是本模式的优点之一。

## 3. 两个例的500hPa高度的30天数值预报图及其对应的实况图

图3(a)至图3(d)给出了个例(以1982年5月1日12时为初始场)的30天长期数值预报的第1个10天逐日预报的500hPa高度的平均和30天逐日预报的500hPa高度的平均及所对应的实况图。

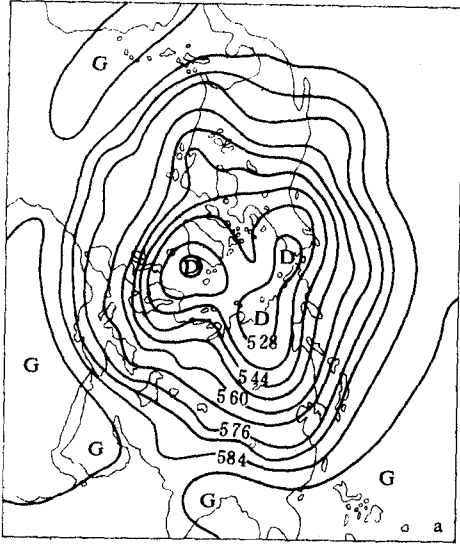


图3a 500hPa 高度的第1天至第10天  
预报的平均(单位:10米,下同)

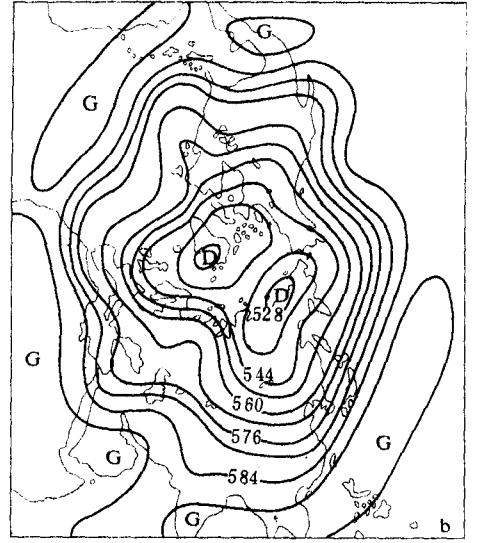


图3b 从1982年5月2日12时至5月11日12时  
的500hPa 高度的客观分析场的平均  
(用于检验图3a)

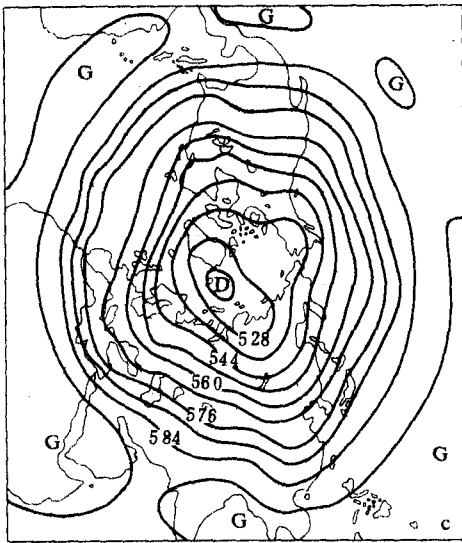


图3c 500hPa 高度的第1天至第30天  
预报的平均

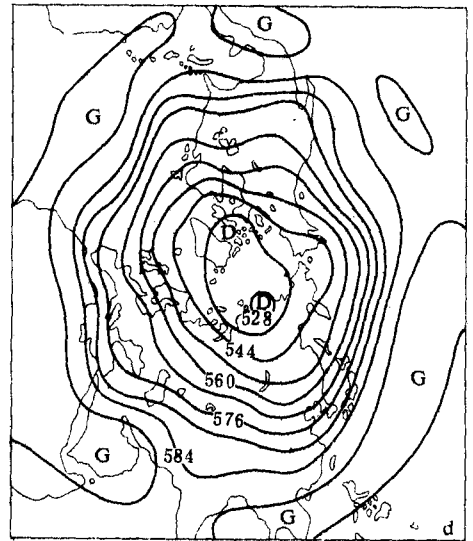


图3d 从1982年5月2日12时至5月31日12时  
的500hPa 高度的客观分析场的平均  
(用于检验图3c)

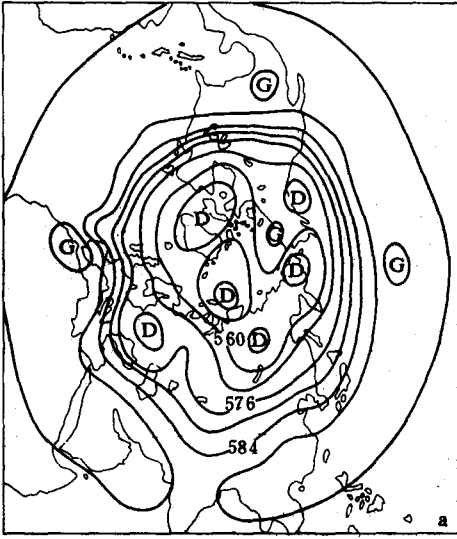


图4a 500hPa高度的第1天至第10天  
预报的平均

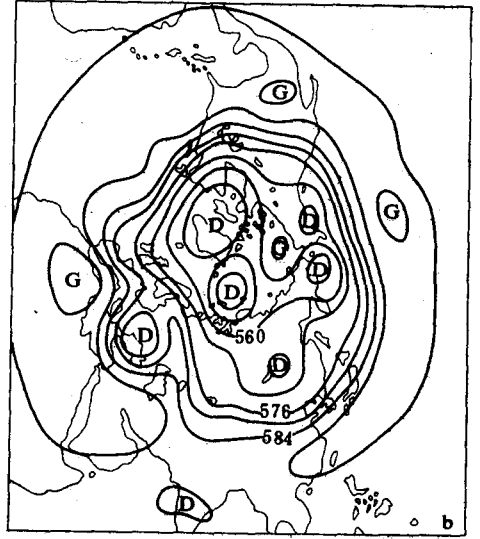


图4b 从1982年7月8日12时至7月17日12时  
的500hPa高度的客观分析场的平均  
(用于检验图4a)

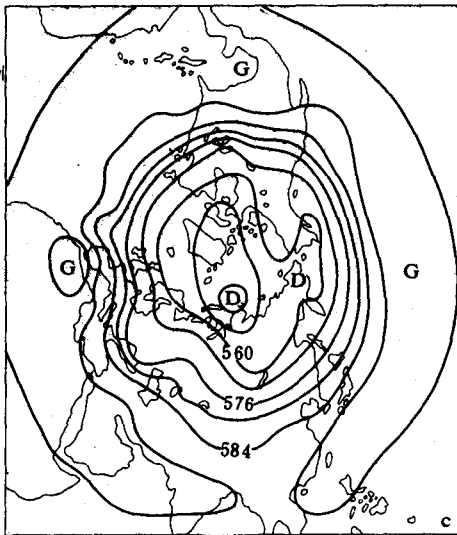


图4c 500hPa高度的第1天至第30天  
预报的平均

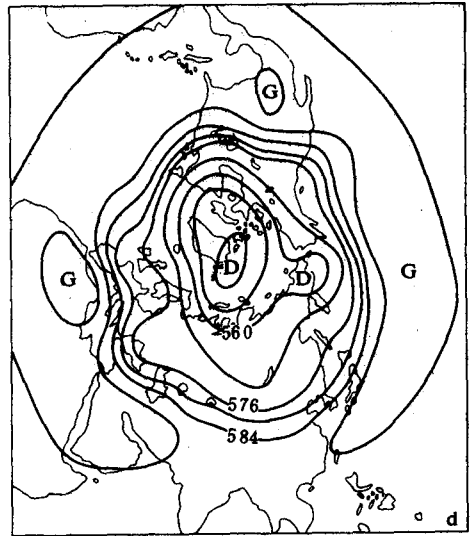


图4d 从1982年7月8日12时至8月6日12时  
的500hPa高度的客观分析场的平均  
(用于检验图4c)

对比图3a(从第1天至第10天预报平均)及其所对应的实况(见图3b)和图3c(30天数值预报平均)及其所对应的实况(见图3d),可以看到,在整个北半球范围内,主要系统的强度及分布都被较好地预报出来。不但在中高纬地区有较好的预报效果,低纬地区的系统,如副高的强度及位置的预报效果也是令人满意的(详见图3a至图3d)。

图4a至图4d给出了以1982年7月7日12时为初始场的30天长期数值预报的结果。对比图4a及其所对应的实况(见图4b)可以看到:①从贝加尔湖至巴尔喀什湖为一低压槽,②在黑海及其以北地区为大低压,③在新地岛地区和格陵兰岛的极涡,④北美东岸的槽区以及北美西岸的北高南低的形势,⑤太平洋地区的平直气流分布,以及⑥副高系统,它们的位置及强度都被较好地预报出来。从图4c及其所对应的实况(见图4d)不难看到:①贝加尔湖低压槽和黑海地区为低压槽,②西欧地区为高压脊区,③北美东岸为低压槽区及北美西部为低压槽,④太平洋地区为平直气流带,以及⑤副热带高压,它们的位置分布及强度等也都被较满意地预报出来。从上述两例可以看到,本模式不仅具有在过渡性季节而且具有在夏季的30天长期数值天气预报能力。

#### 四、结束语

本文介绍了全球七层大气环流谱模式及其30天长期数值预报试验,给出了两个例子的一些主要结果。不难看到:

(1)在所给出的两个例子的整个30天数值预报时间内,模式预报的均方根误差( $e_f$ )都比对应的持续性预报的均方根误差( $e_{PRS}$ )小许多,而且 $e_f$ 和 $e_{PRS}$ 随预报时效有相类似的分布。

(2)大气模式中那些非线性项(如表示平流的那些项)是引起小误差增长的项。本模式中,对非线性项的谱计算予以很大的重视,以减少非线性项而引起的小误差增长或使之不增长,用本文作者设计的方法,即用纬向的完全(精确)的谱方法及经向的假谱方法来计算。可以看到,开始 $e_f$ 逐渐增加,但到了第8天之后 $e_f$ 即处于不增长状态,有时还减少。另外,在长期数值预报中存在着3个重要的问题,即初始场,可预报性以及计算量问题。本模式用的非线性项的谱计算方法能较好地满足上述3个问题,如,沿纬圈, $\Delta\lambda=5^\circ$ ,当 $M=18$ (纬向波数为18个波时),即能很好地逼近初始场。由于本模式的非线性项的计算决定波动,所以计算量也小且易于满足可预报性的要求。而且本模式的求解模式方程组的方法,有利于克服散度方程中存在的大量之间的小差(包括能有效地克服了在 $\sigma$ 坐标系中由于在大地形附近计算气压梯度力项时而引起的大量之间的小差)的计算问题,这些也是本模式取得较好的30天长期数值预报结果的原因之一。

(3)在低纬地区的预报中, $e_f$ 仍然比 $e_{PRS}$ 小,本模式在低纬地区的30天数值预报效果比较好,这也是本模式的一个优点。

(4)从给出的月际数值预报图及对应的实况图,预报效果令人满意。本模式已被用于进行月际数值预报中云和辐射作用的研究。

经过继续改进,在提高月际预报水平的基础上,有希望发展为季节性的长期数值预报模式。

## 参 考 文 献

- [1] Spar, J., R. Atlas, and E. Kuo, Monthly mean forecast experiments with the GISS model. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1215—1241, 1976.
- [2] Miyakoda, K., et al., Simulation of a blocking event in January 1977, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 846—869, 1983.
- [3] Shukla, J., Dynamical prediction of monthly means. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2547—2572, 1981.
- [4] 郑庆林, 北半球七层初始方程谱模式, 第二次全国数值天气预报会议论文集, 科学出版社, 13—24, 1980年。
- [5] 郑庆林, 北半球四层原始方程谱模式, 中国科学, 2, 216—226, 1981.
- [6] 郑庆林, 北半球七层原始方程谱模式(二)及其试验结果, 气象科学技术集刊, 第8期, 气象出版社, 1986年。
- [7] 郑庆林, 北半球七层原始方程谱模式(三)及其五天中期数值预报试验结果, 气象科学研究所院刊, 4, 1, 1989.
- [8] Qinglin Zheng and Kuo-Nan Liou, Dynamic and thermodynamic influence of the Tibetan Plateau on the atmosphere in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1340—1354, 1986.
- [9] Sasamori, T., The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 721—729, 1968a.
- [10] Smogorinsky, J., General circulation experiments with the primitive equations, I, The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 99—165, 1963.
- [11] Geleyn, J. F., Some diagnostics of the cloud/radiation interaction in ECMWF forecast model, Workshop on Radiation and Cloud-Radiation Interaction in Numerical Modeling, 135—162, 1981. [Available from European Centre for Medium Range Weather Forecasts.]
- [12] Kuo-Nan Liou and Qinglin Zheng, A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamic processes in a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1513—1535, 1984.
- [13] 郑庆林, 非线性平衡方程初值化方法及其在中期数值天气预报试验中的应用, 气象科学研究所院刊, 2, 2, 1987.

**EXPERIMENTS ON THE 30—DAY LONG—RANGE  
NUMERICAL WEATHER PREDICTION IN A  
SEVEN—LEVEL SPECTRAL MODEL**

Zheng Qinglin

(Institute of Synoptic and Dynamic Meteorology, AMS)

**Abstract**

The present model with the considerations of more physical processes is largely based on the northern hemispheric seven-level spectral model. An efficient method in the model has been given to overcome the problems involving small differences between the two large magnitudes occurring in the divergence equation, as well as in the calculation of the pressure gradient force terms in a  $\sigma$ -coordinate in the vicinity of mountains. The method of calculating nonlinear terms is excellent.

The 30-day long-range numerical weather predictions utilizing the present model with initial conditions based on real data on 1st May and 7th July 1982 have been made, and the results are satisfactory. The RMS errors of the forecasts are consistently less than those of persistence method even in lower latitudes during the entire 30—day forecasting period.