

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

郑庆林

(气象科学研究院天气动力研究所)

提 要

北半球七层原始方程谱模式 π 考虑了较完整的物理过程:(1)地形作用(采用了 σ 坐标系)和地面摩擦;(2)动量、热量,水汽的水平扩散过程和垂直扩散过程(其中包括了下垫面感热和水汽作用);(3)水汽凝结潜热作用;(4)云和辐射作用;(5)积云对流过程等。上述模式采用了非线性平衡方程初值化方法。并利用逐日客观分析资料,制作5天中期数值预报试验。本文给出了1982年冬季和夏季的20个例子的五天数值预报验证结果和一个例子的中期数值预报图和对应的实况图。预报效果比较好。在数值预报试验中,虽然纬向波数只取15个波,但所取得的短期、中期的预报效果能和一些较高分辨率模式的预报效果相比较。

一、引 言

北半球七层原始方程谱模式自1977年建立^[1]以来,经过了不断的改进和发展^{[2],[3]},已发展成为一个能考虑较完整物理过程的大气环流谱模式,不但能成功地用于大气环流数值试验研究^{[4],[5],[6],[7]},还用于大量的短、中期数值天气预报试验研究。北半球七层原始方程谱模式 π 被用于对1982年不同季节的50个例子的中期数值预报试验研究,以考察模式在不同季节的中期数值预报能力。本模式在继续改进和发展,进行长期数值预报的试验研究。

二、模式的基本方程组

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial u}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} + f v + \frac{uv}{a} \text{ctg} \theta = B_s^u + F^u + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^u}{\partial \sigma} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial v}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} - f u - \frac{u^2}{a} \text{ctg} \theta = B_s^v + F^v + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^v}{\partial \sigma} \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial T}{\partial \theta} - \left[\frac{RT}{c_p \sigma} - \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] \sigma - \frac{R}{c_p} \cdot T \cdot \frac{d}{dt} \ln p_* = Q^R + Q^L + \hat{Q}^L + F^T + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^T}{\partial \sigma} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial q}{\partial \theta} + \sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} = q^L + \hat{q}^L + F^q + \frac{g}{p_*} \cdot \frac{\partial \tau^q}{\partial \sigma} \quad (4)$$

$$\frac{1}{a \sin \theta} \left[\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) \right] + \frac{\partial \sigma}{\partial t} + \frac{d}{dt} \ln p_* = 0 \quad (5)$$

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

以及
$$\frac{\partial}{\partial t} \ln p_* = - \int_0^1 \left\{ \frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} (v \sin \theta) + \frac{u}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_* + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_* \right\} d\sigma \quad (7)$$

$$\frac{\omega}{p} = \frac{\sigma}{\sigma} + \frac{d}{dt} \ln p_* \quad (8)$$

其中, θ 为余纬, $\sigma = p/p_*$, p_* 为地面气压, 其它为常用符号, 本文不另加说明。

F^u, F^v, F^T, F^q 分别为动量, 热量, 水汽的水平扩散项, 在这次大量个例的试验中, 用线性扩散格式。

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

$$\tau^u = \begin{cases} -\rho c_D |\vec{V}| u & (\sigma = 1) \\ \tilde{k} \frac{\partial u}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases}$$

$$\tau^v = \begin{cases} -\rho c_D |\vec{V}| v & (\sigma = 1) \\ \tilde{k} \frac{\partial v}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases}$$

$$\tau^T = \begin{cases} -\rho c_D |\vec{V}| [T(z_1) - T_*] & (\sigma = 1) \\ \tilde{k} \frac{\partial T}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases}$$

$$\tau^q = \begin{cases} -\rho c_D |\vec{V}| [q(z_1) - \tilde{c}_* q_* (T_*)] & (\sigma = 1) \\ \tilde{k} \frac{\partial q}{\partial \sigma} & (\sigma < 1) \end{cases}$$

其中, c_D 为粘滞系数, $z_1 = h + 75$ 米, h 为下垫面高度, \tilde{c}_* 视下垫面性质而定, 若湖面, 海洋时 $\tilde{c}_* = 1$, 而 \tilde{k} 为与混合长有关的垂直方向扩散系数。

B_λ^* 、 B_θ^* 为气压梯度力项, 用文献[5]的方法,

$$B_\lambda^* = \left(- \frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} \Phi_0 \right)_\sigma + \left[- \frac{1}{a \sin \theta} \cdot \frac{\partial}{\partial \lambda} (\Phi - \Phi_0) - \frac{R}{a \sin \theta} (T \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_* - T_0 \frac{\partial}{\partial \lambda} \ln p_{*0}) \right]_\sigma$$

$$B_\theta^* = \left(- \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \Phi_0 \right)_\sigma + \left[- \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} (\Phi - \Phi_0) - \frac{R}{a} (T \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_* - T_0 \frac{\partial}{\partial \theta} \ln p_{*0}) \right]_\sigma$$

这方法把原计算 B_λ^* 、 B_θ^* (在 σ 坐标系中) 的大量之间小差问题转变为小量之间小差的计算问题, 在计算上式的 $\left[\frac{\partial \Phi_0}{\partial \lambda} \right]_\sigma$ 和 $\left[\frac{\partial \Phi_0}{\partial \theta} \right]_\sigma$ 时, 用[5]所介绍的 $p \rightarrow \sigma$ 的初值的迭代计算方法。

Q^R 为辐射作用项, $Q^R = \frac{g}{p_* c_*} \cdot \frac{\partial}{\partial \sigma} (F^{RS} + F^{RL} \uparrow - F^{RL} \downarrow)$, F^{RS} 为太阳短波辐射通量, F^{RL} 为大气长波辐射通量, 在本试验中, 用能节省大量计算量的 Sasamori 方法^{[8],[9]}计算。

在 Q^L 计算中,考虑了云的作用^[10]。

$$c_L = \begin{cases} (\tilde{r} - \tilde{r}^c)^2 / (1 - \tilde{r}^c)^2 & (\text{当 } \tilde{r} > \tilde{r}^c) \\ 0 & (\text{当 } \tilde{r} \leq \tilde{r}^c) \end{cases} \quad (9)$$

其中, c_L 为云量, $\tilde{r} = q/q_s$, $\tilde{r}^c = 1 - \alpha\sigma(1 - \sigma)[1 + \beta(\sigma - \frac{1}{2})]$, 其中, α, β 为经验系数,

在这次试验中,对 \tilde{r}^c 作了订正: $r^c = \tilde{r}^c + r_1^c(\omega) + r_2^c$, r_1^c 和 r_2^c 是为了在计算 c_L 时分别考虑 ω 和纬度因素而加进的订正项。在计算 c_L 时,将(9)式中的 \tilde{r}^c 用 r^c 来代替。

本模式中的 T_s 是通过求解下垫面热量平衡方程来得到的。

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,详细的计算过程见文献[5]。

Q^L, q^L 则分别为与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。

$$Q^L = -F\delta\omega L/c_p$$

$$q^L = F\delta\omega$$

其中,

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

而

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

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

本模式用非线性平衡方程初值化方法,用郑庆林(1987)设计的方法^[11]求解。

本文的详细求解过程(包括谱方法的应用)类似于[2]、[3],不详述了。

三、五天中期数值天气预报试验结果

本文给出了用上述的北半球七层原始方程谱模式,利用欧洲中期数值预报中心的逐日客观分析资料(1982年1月和7月),制作20个例子的五天中期数值预报的部分结果。

在文中,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 e_F 表示模式预报场和所对应的实况场之间的均方根误差,而以 e_{PSS} 表示持续性预报和所对应的实况场之间的均方根误差。验证范围为整个北半球的($5^\circ \times 5^\circ$)经纬度格点。 e_F 和 e_{PSS} 的单位都是米。

1. 冬季10个例子的五天预报结果的验证

表1给出1982年1月的500 hPa等压面高度10个例子的五天预报的验证结果。对于 r 值,24小时预报的10个例子平均达到0.85,48小时预报仍可在0.80以上(达到0.81),一直到了第5天预报, r 值还保持在0.60以上(平均为0.63)。各个例的 r 值和 r 的平均值相比较,24小时预报不超过0.05,48小时不超过0.06,72小时不超过0.07,96小时不超过0.08,而120小时预报不超过0.09,预报效果是稳定的。对所有10个例子的五天预报的均方根误差 e_F 都比所对应的持续性预报的均方根误差 e_{PSS} 小得多。首先从10个例子平均看,第一天预报的 e_F 为44米,而对应 e_{PSS} 为81米,第二天的 e_F 为73米,而 e_{PSS} 为121米,一直到了第5天, e_F 为127米而 e_{PSS} 为163米,从各个例的 e_F 与10个例子平

表 1 北半球 1 月的 500 hPa 等压面高度的五天数值预报结果的验证

个 例	24 ^h			48 ^h			72 ^h			96 ^h			120 ^h		
	r	ε_F	ε_{PES}	r	ε_F	ε_{PES}	r	ε_F	ε_{PES}	r	ε_F	ε_{PES}	r	ε_F	ε_{PES}
1月7日	0.81	40	67	0.76	31	119	0.64	123	156	0.66	129	165	0.61	132	165
1月8日	0.86	48	84	0.84	84	137	0.78	99	151	0.68	115	155	0.62	127	162
1月9日	0.89	48	89	0.87	67	123	0.75	100	148	0.69	121	165	0.72	125	176
1月10日	0.84	46	80	0.76	94	137	0.71	121	165	0.71	124	171	0.68	121	165
1月11日	0.83	54	90	0.83	79	136	0.76	94	146	0.59	117	142	0.63	125	161
1月12日	0.85	43	77	0.83	64	112	0.64	93	122	0.65	104	138	0.66	120	158
1月13日	0.86	37	73	0.82	67	112	0.71	34	119	0.74	104	138	0.60	123	154
1月14日	0.87	48	89	0.79	69	113	0.70	86	122	0.67	112	151	0.61	129	163
1月15日	0.90	36	83	0.81	60	103	0.74	88	131	0.65	115	152	0.64	130	165
1月16日	0.89	37	79	0.79	69	113	0.69	88	122	0.63	117	151	0.55	136	163
平均	0.854	44	81	0.81	73	121	0.71	97	138	0.67	116	153	0.63	127	163

均的 ε_F 相比较,第 1 天到第 5 天分别不超过 10, 21, 24, 13, 9 米。而对应的 ε_{PES} 则分别为 14, 18, 27, 20, 13 米。 $(\varepsilon_F - \overline{\varepsilon_F})$ 的值小,表明模式预报的稳定性是较好的,而 $|\varepsilon_F - \overline{\varepsilon_F}|$ 不超过 $|\varepsilon_{PES} - \overline{\varepsilon_{PES}}|$ 的值,说明即使实际天气形势的变化大,模式的预报能力仍能适应,对于所谓难报的天气形势和易于预报形势的天气都能作出较好的预报。而且, ε_F 随预报时效的变化趋势类同于 ε_{PES} 随预报时效的变化趋势,模式预报的 r 值随预报时效的增长,仍能保持较高的值。

表 2 中国和日本的业务数值
预报模式的 500 hPa 的 r 值

		24 ^h	48 ^h	72 ^h	96 ^h	120 ^h
B 模式 5L - PE	1982 年 1 月平均	0.71	—	—	—	—
	1983 年 1 月	0.57	0.56	0.54	—	—
	1985 年 1 月	0.75	0.72	0.64	—	—
4L - NHM ₃ 8L - NHM	1982 年 1 月	0.74	—	—	—	—

注 符号—表示缺测(下同)

本文给出了北京气象中心的业务模式(5L - PE,即 B 模式)和日本气象局的业务模式于 1982 年 1 月的预报的验证结果(摘自于 WMO 的年度数值预报进展报告)^[12],列于表 2 中,另外由于北京气象中心于 1982 年 1 月的预报只有 24 小时的验证结果,所以表中还列出了属于同一季节的 1983 年 1 月和 1985 年 1 月的验证结果。虽然表 2 是对一个月的平均结果,而表 1 只是 10 个例子的平均,但仍可作一定程度的参考比较。可看到表 1 的预报效果比表 2 要好。

在表 2 中没有列出 ε_F ,原因是北京气象中心的 5L - PE(B 模式)的计算格点分布与本模式不同,而且无论是北京气象中心的 5L - PE 或者是日本气象局业务模式(4L - NHM₃, 8L - NHM)都没有给出所对应的持续性预报误差 ε_{PES} 。因此不便作参考比较(下同)。

2. 夏季 10 个例子的五天预报结果的验证

表 3 给出了 1982 年 7 月利用本模式所制作的连续 10 个例子的五天数值预报结果。

表 3 北半球 7 月的 500 hPa 等压面高度的五天数值预报结果的验证

个 例	24 ^h			48 ^h			72 ^h			96 ^h			120 ^h		
	r	ε_F	ε_{PBS}	r	ε_F	ε_{PBS}	r	ε_F	ε_{PBS}	r	ε_F	ε_{PBS}	r	ε_F	ε_{PBS}
7 月 6 日	0.83	22	38	0.77	40	61	0.75	48	71	0.73	54	77	0.74	60	82
7 月 7 日	0.79	26	42	0.79	38	61	0.70	49	70	0.65	59	73	0.62	63	80
7 月 8 日	0.82	23	40	0.73	39	57	0.66	52	63	0.53	62	73	0.59	65	78
7 月 9 日	0.82	25	42	0.79	39	63	0.69	51	70	0.57	65	76	0.62	68	87
7 月 10 日	0.86	25	42	0.32	39	67	0.67	54	72	0.66	61	81	0.61	70	86
7 月 11 日	0.84	24	45	0.73	42	61	0.66	53	69	0.61	60	74	0.62	63	80
7 月 12 日	0.83	23	41	0.80	36	59	0.78	42	68	0.68	54	73	0.67	55	75
7 月 13 日	0.79	23	38	0.83	30	54	0.76	43	66	0.69	51	70	0.60	62	72
7 月 14 日	0.81	19	32	0.79	34	55	0.75	43	64	0.69	51	71	0.58	59	73
7 月 15 日	0.82	22	36	0.75	34	53	0.73	44	66	0.66	55	72	0.58	59	71
平 均	0.82	23	40	0.78	37	59	0.72	48	68	0.65	57	75	0.62	62	78

如表 3 所示, 对于 10 个例子的 r 值的平均, 从第 1 天预报至第 5 天预报分别为 0.82, 0.78, 0.72, 0.65, 0.62。一直到了第 5 天 r 值仍然超过 0.60, 和冬季的个例一样, 具有相似的预报水平。从第 1 天预报至第 5 天预报的 ε_F 分别为 23, 37, 48, 57, 62 米, 而所对应的 ε_{PBS} 则分别为 40, 59, 68, 75, 78 米。 ε_F 始终保持着比 ε_{PBS} 小, 考察 ε_F 和 ε_{PBS} 在单位时间内的变化, ε_{PBS} 从第 1 天至第 5 天分别为 40, 19, 9, 7, 3 米/天, 而所对应的 ε_F 则分别为 23, 14, 11, 9, 7 米/天。可见模式预报的误差的增长速度随预报时效的增长而在减小, 进一步试验表明, 到了第 8 天之后, ε_F 处于不增长状态。

表 4 中国和日本的业务数值
预报模式的 500hPa 高度场的 r 值

		24 ^h	48 ^h	72 ^h	96 ^h	120 ^h
B 模式 5L - PE	1982 年 7 月	0.53	—	—	—	—
	1983 年 7 月	0.71	0.59	0.55	—	—
	1985 年 7 月	0.64	0.63	0.58	—	—
4L - NHM3 8L - NHM	1982 年 7 月	0.76	0.77	0.73	—	—

在这次 20 个例子的试验中, 纬向波数只取 15 个波, 就能取得冬季和夏季的 20 个例子的较好结果, 这是本模式的重要特点。若波数增加, 预报效果能得到进一步的改善。

表 4 给出的结果也是摘自 WMO 的数值预报年度进度报告^[12]。

比较表 3 和表 4 可以看到, 表 3 给出的结果比表 4 中的结果要好, 这种比较虽然只能作为参考, 但可以表示七层原始方程谱模式具有较好的短期预报效果, 还具有发展为一个较好的中期数值预报模式的能力。

3. 冬季和夏季 20 个例子的五天数值预报的相对预报误差

计算的七层原始方程谱模式对于 20 个例子的相对预报误差列在表 5 中。

表 5 北半球 500hPa 高度场的 E 值及 E_r 值

	24 ^h		48 ^h		72 ^h		96 ^h		120 ^h	
	E	E_r	E	E_r	E	E_r	E	E_r	E	E_r
1982年1月7日	0.64	0.60	0.69	0.68	0.79	0.79	0.80	0.78	0.83	0.80
1月8日	0.59	0.57	0.61	0.61	0.67	0.66	0.72	0.74	0.75	0.78
1月9日	0.57	0.54	0.56	0.54	0.68	0.68	0.71	0.73	0.70	0.71
1月10日	0.59	0.58	0.71	0.69	0.73	0.73	0.74	0.73	0.77	0.73
1月11日	0.65	0.60	0.60	0.58	0.67	0.64	0.81	0.82	0.82	0.78
1月12日	0.56	0.56	0.58	0.57	0.75	0.76	0.77	0.75	0.79	0.76
1月13日	0.55	0.51	0.63	0.60	0.71	0.71	0.77	0.75	0.79	0.80
1月14日	0.54	0.54	0.63	0.61	0.77	0.70	0.76	0.74	0.88	0.79
1月15日	0.49	0.43	0.64	0.58	0.72	0.67	0.80	0.76	0.79	0.79
1月16日	0.51	0.47	0.64	0.61	0.73	0.72	0.81	0.77	0.81	0.83
平均	0.57	0.54	0.63	0.61	0.72	0.71	0.77	0.76	0.79	0.78
1982年7月6日	0.61	0.58	0.69	0.66	0.70	0.67	0.73	0.70	0.71	0.73
7月7日	0.66	0.62	0.65	0.62	0.74	0.70	0.79	0.76	0.83	0.79
7月8日	0.61	0.58	0.73	0.68	0.81	0.76	0.89	0.85	0.85	0.83
7月9日	0.68	0.60	0.70	0.62	0.77	0.73	0.92	0.86	0.84	0.78
7月10日	0.62	0.60	0.65	0.58	0.82	0.75	0.81	0.75	0.87	0.81
7月11日	0.65	0.53	0.76	0.69	0.78	0.77	0.84	0.81	0.84	0.79
7月12日	0.72	0.56	0.64	0.61	0.76	0.62	0.79	0.74	0.86	0.73
7月13日	0.67	0.61	0.61	0.56	0.67	0.65	0.76	0.73	0.84	0.86
7月14日	0.64	0.59	0.66	0.62	0.69	0.67	0.76	0.72	0.86	0.81
7月15日	0.62	0.61	0.70	0.64	0.74	0.67	0.79	0.76	0.89	0.83
平均	0.65	0.59	0.68	0.63	0.75	0.70	0.80	0.77	0.84	0.80
1982年冬夏季 20个例平均	0.61	0.56	0.65	0.62	0.74	0.70	0.79	0.76	0.82	0.79

表 5 中的 E_r 和 E 分别定义如下:

$$E_r = \sigma_p / \sigma_{p_{FB}}$$

$$E = \frac{\sum |H_A - H_p|}{\sum |H_A - H_A^0|}$$

其中, H_p 为模式预报的高度场, H_A 为所对应的实况场, 而 H_A^0 为初始高度场, 验证范围为北半球。所以 E 为模式的相对预报误差, 而 E_r 为模式的相对预报的均方根误差。

从表 5 可看到, E 值是比较小的, 随预报时效的增长 E 值的增加比较慢, 一直到了第

5 天, E 值比 1.0 还小许多。冬季的情形与夏季相比, 冬季要小些, 但相差不多, 说明本模式对于不同季节有相似的预报能力。

为了进一步了解本模式的预报能力, 本文给出了苏联的业务数值预报模式的验证结果(表 6)(摘自于 WMO 的数值预报的年度进展报告^[12])。

表 6 苏联的业务数值预报的北半球 500hPa 高度场 E 值

		24 ^a	48 ^a	72 ^a	96 ^a	120 ^a
E (1982 年)	苏联半球 6 层绝热模式	0.75	0.83	0.92	—	—
	苏联半球 6 层细网格(150 公里)模式	0.55	0.66	—	—	—
E (1983 年)	苏联半球 6 层绝热模式	0.65	0.78	—	—	—
	苏联半球 6 层细网格(150 公里)模式	0.55	0.68	—	—	—

对比表 5 和表 6 可以看到, 本模式与六层半球细网格非绝热模式(格距为 150 公里)的 E 值很接近。且比六层半球绝热业务模式的结果要好, 后者到了第 3 天, E 值已达到 0.92, 但本模式到了第 5 天, E 值才达到 0.82。本模式的纬向波数虽然只取 15, 但能取得和格距为 150 公里的半球多层细网格非绝热模式相类似的预报效果。

表 7 低纬地区 500 hPa 高度的 e_F (米)和 e_{PSS} (米)随预报时效的分布

个例		1982 年 1 月 8 日					1982 年 7 月 6 日				
		24 ^a	48 ^a	72 ^a	96 ^a	120 ^a	24 ^a	48 ^a	72 ^a	96 ^a	120 ^a
30°N	e_F	35	57	84	90	82	15.8	26.7	23.7	27.5	30.1
	e_{PSS}	71	115	160	141	129	23.8	40.7	48.7	50.0	50.5
25°N	e_F	29	56	71	81	84	11.8	19.8	16.8	19.6	22.8
	e_{PSS}	52	87	103	113	121	14.0	23.0	24.0	26.4	30.6
20°N	e_F	25	47	56	59	64	9.5	18.2	15.8	16.7	18.5
	e_{PSS}	31	58	67	70	79	11.2	17.5	18.3	20.1	21.5
15°N	e_F	17	33	46	46	43	6.4	15.4	14.0	17.6	16.4
	e_{PSS}	19	38	49	50	51	8.8	14.8	15.8	18.4	17.1
10°N	e_F	14	24	27	28	24	5.8	12.5	12.5	15.8	12.4
	e_{PSS}	14	26	31	32	30	6.6	10.5	11.0	13.3	10.8
5°N	e_F	10	16	17	17	15	5.4	8.2	8.4	11.8	7.9
	e_{PSS}	10	17	18	18	18	6.0	8.2	8.7	10.1	9.6
30—5°N	e_F	23	42	55	60	58	9.9	17.8	15.9	18.8	19.4
	e_{PSS}	40	67	86	83	83	13.2	21.9	24.9	26.6	27.2

4. 低纬度地区的五天数值预报结果的验证

我们知道,在低纬地区, e_{PBS} 的值很小,要使得数值预报有意义, e_f 必须比 e_{PBS} 更小,这对数值预报模式提出了更高的要求,这也是低纬地区难报的重要原因。本文分别对 1982 年 1 月 8 日和 1982 年 7 月 6 日两个例子低纬地区(30°N 至 5°N)的 500 hPa 预报效果进行检查,表 7 给出了验证结果。

从表 7 可看到,从 30°N 至 5°N 的 e_f 在 5 天之内保持着比对应的 e_{PBS} 小,可见低纬的预报效果也是比较好的。从低纬的各纬圈的 e_f 和 e_{PBS} 来看,在 1 月 8 日的例子中 e_f 都是比 e_{PBS} 小,而且偏北的纬圈比接近赤道的纬圈要小得更多些。对于 7 月 6 日(可以表示夏季情形)的个例,在第 3 天预报以后,在 15°N 以南地区,个别纬圈的 e_f 略超过 e_{PBS} ,这说明在低纬地区需要进一步改进模式,以进一步提高对于这一地区的预报能力。

5. 一次东亚强寒潮过程的中期数值预报

图 1a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k 给出一个例(1982 年 1 月 8 日)的 5 天的逐日北半球 500hPa 高度场的预报图和所对应的实况图。

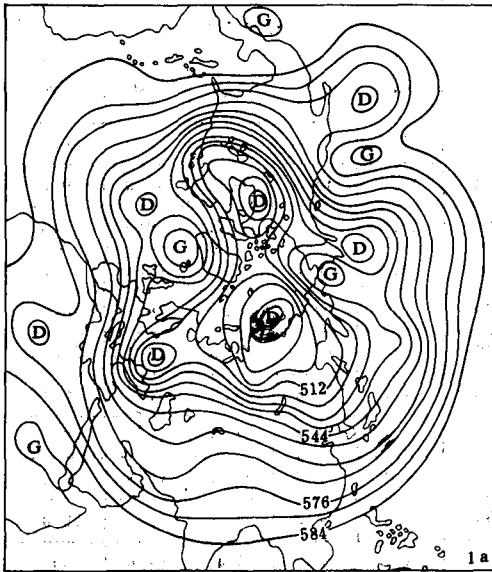


图 1a 1982 年 1 月 8 日 12Z(世界时,下同)
500hPa 等压面高度客观分析(初始场)
(单位:10 米)(下同)

首先从初始时刻的 500hPa 等压面图上(图 1a)可以看到,欧亚中高纬度多波动;西伯利亚和我国东北地区上空为低槽区,乌拉尔东部以及贝加尔湖地区是高压脊区,巴尔喀什湖以南到青藏高原为弱脊所控制,我国东部地区处于这个高压脊前部的西偏北气流控制之下。从 24 小时以后形势有了很大的变化(图 1c),乌拉尔高压脊东移强烈发展并与青藏高原高压脊南北向的叠加。贝加尔湖及其以东地区位于大宽槽内的较平直气流内,但位于新地岛以东的低涡的位置及强度少变。在 48 小时的实况图(图 1e)上,乌拉尔山高压脊东移到中西伯利亚后向极地发展使原在新地岛以东的低涡迅速南下至贝加尔湖东北方地区,而在 72 小时到 96 小时的实况图(图 1g、1i)上,中西伯利亚高压脊减弱并开始崩溃,贝加尔湖东部低涡继续南移至我国东北地区,并加深。于是东亚地区爆发了一次强寒潮过程。综上所述,这次寒潮过程,事实上经历了乌拉尔山高压脊东移、发展使新地岛低涡迅速南下到贝加尔湖地区加深,中西

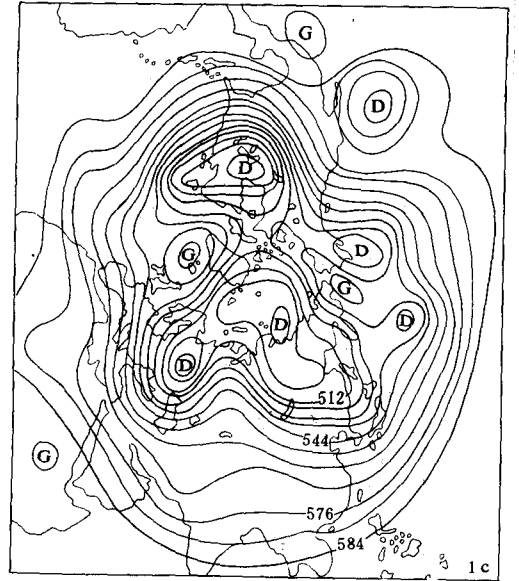
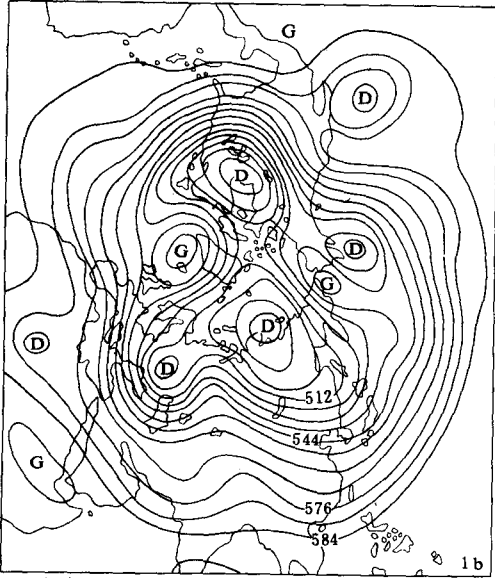


图 1b 24 小时 500hPa 等压面高度预报(用图 1c 来验证)

图 1c 1982 年 1 月 9 日 12Z 500hPa 等压面高度客观分析(24 小时实况)

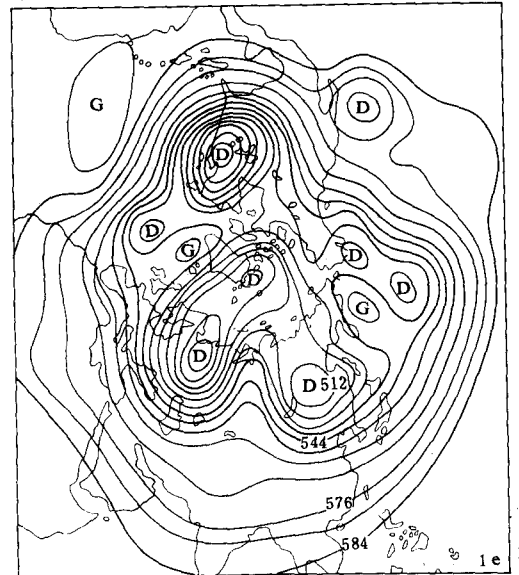
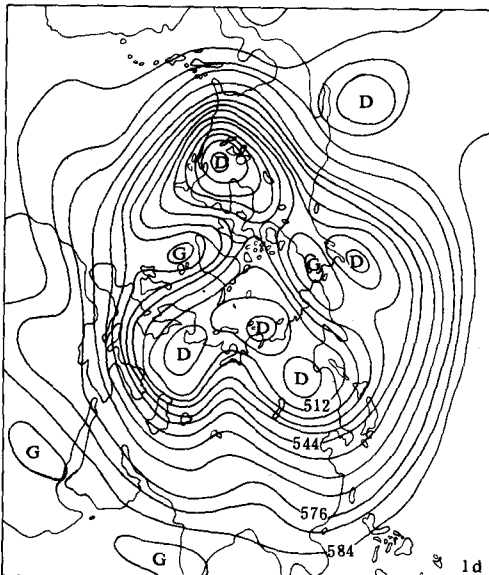


图 1d 48 小时 500hPa 等压面高度预报(用图 1e 来验证)

图 1e 1982 年 1 月 10 日 12Z 500hPa 等压面高度客观分析(48 小时实况)

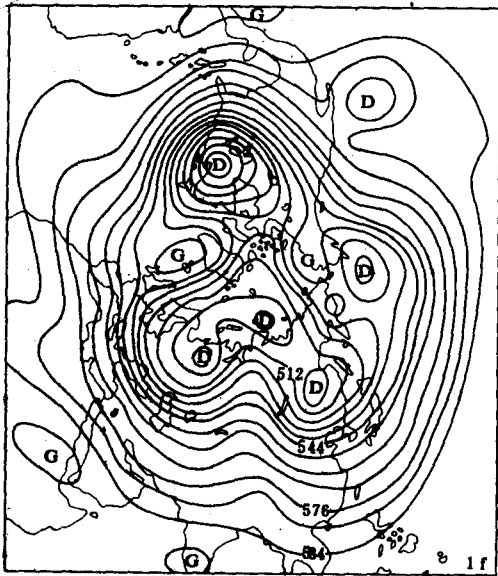


图 1f 72小时 500hPa 等压面高度预报(用图 1g 来验证)

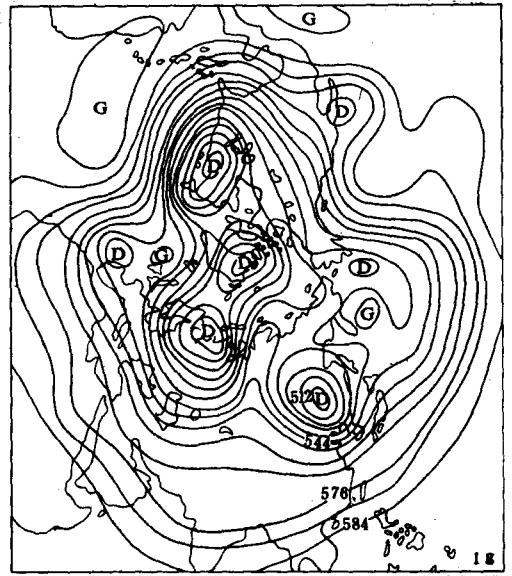


图 1g 1982年1月11日 12Z 500hPa 等压面高度客观分析(72小时实况)

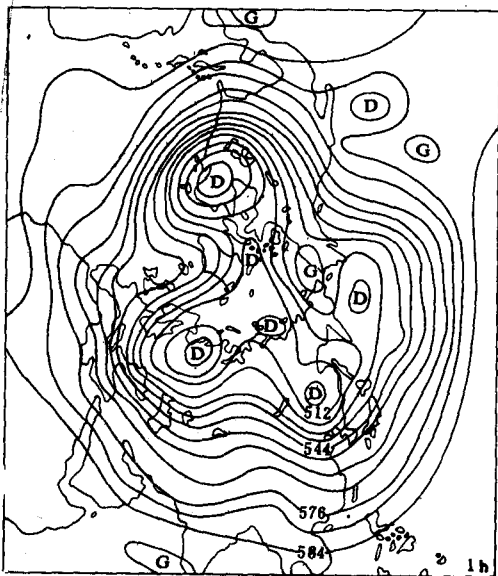


图 1h 96小时 500hPa 等压面高度预报(用图 1i 来验证)

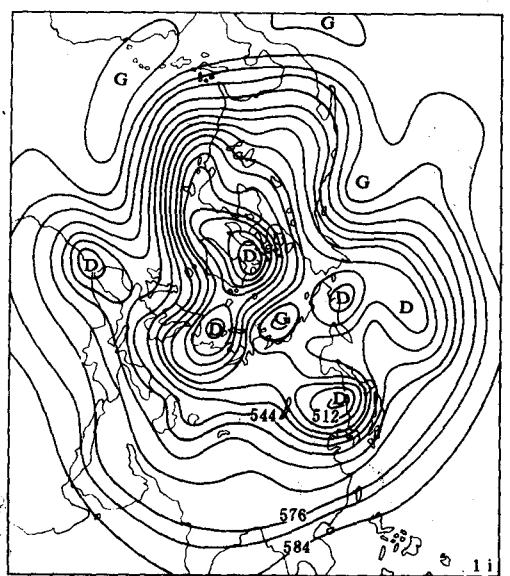


图 1i 1982年1月12日 12Z 500hPa 等压面高度客观分析(96小时实况)

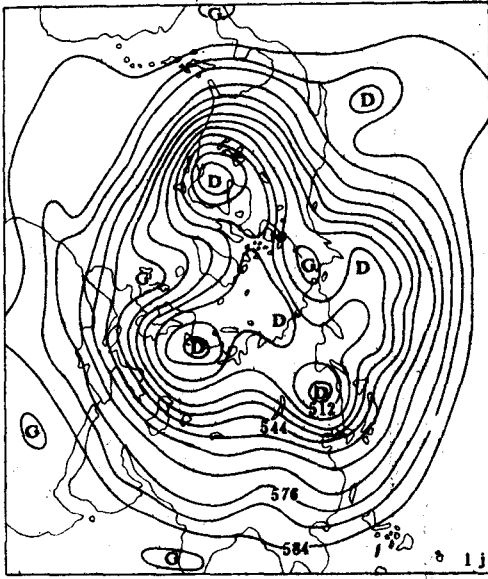


图 1j 120 小时 500hPa 等压面高度预报(用图 1k 来验证)

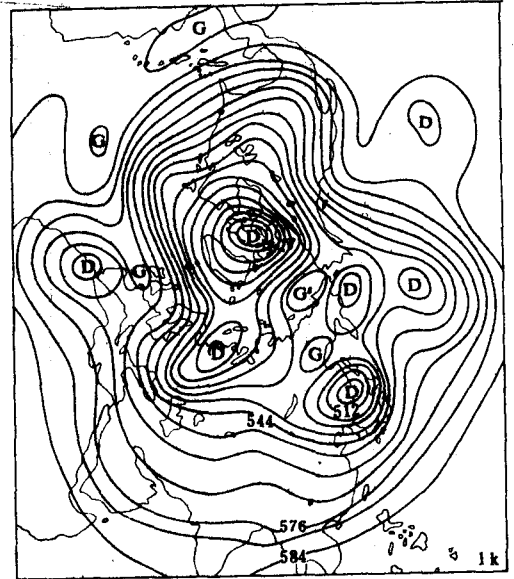


图 1k 1982 年 1 月 13 日 12Z 500hPa 等压面高度客观分析(120 小时实况)

伯利亚高压脊崩溃且贝加尔湖低涡继续南移三个阶段,这三个阶段在所对应的本模式的预报图(图 1b、1d、1f)上被较好地预报出来。对于寒潮向南崩发后东北低涡东移减弱,中西伯利亚高压脊继续减弱的趋势在第 120 小时的预报图(图 1k)上也被预报出来了。在北美及两大洋地区的 5 天之内的演变趋势预报得也比较成功,本文不详述了。

四、结束语

从所制作的冬季和夏季 20 个例子的中期数值预报试验的结果,可以看到,在 1 月,从第 1 天至第 5 天预报,10 个例子的 r 值平均可分别达到 0.85, 0.81, 0.71, 0.67, 0.63。在 7 月,可分别达到 0.82, 0.78, 0.72, 0.65, 0.62。不论是 1 月,还是 7 月, r 值随预报时效的增加而减少的速度是很慢的。在比较难报的 7 月,仍然能取得同 1 月相类似的结果。本模式的中期数值预报试验结果比较好,在低纬也取得了较好的预报效果。

不论是 1 月,还是 7 月,对所有的 20 个例子的五天预报, e_r 都比 e_{PNS} 小许多, e_r 随预报时效的变化趋势和 e_{PNS} 的变化趋势相似,使得 e_r 保持着比 e_{PNS} 小得多,这有利于本模式制作更长时效的预报。

本模式在原来的基础上,考虑了较完整的物理过程,预报效果比原来有进一步的改进。在这次五天数值预报试验中,虽然纬向波数只取 15 个波,但所取得预报效果能和一些国外较高分辨率模式的预报效果相比较。模式有进一步发展前途。

参 考 文 献

- [1] 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, 13—24, 1980.
- [2] 郑庆林, 北半球四层原始方程谱模式, 中国科学, 216—226, (2), 1981.
- [3] 郑庆林, 北半球七层初始方程谱模式Ⅲ及其试验结果, 气象科学研究院科学技术集刊, 第8期, 1—11, 1986年.
- [4] 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.
- [5] 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.
- [6] 张光智, 郑庆林, 海温对低纬 Hadley 环流影响的数值试验, 气象科学研究院院刊, **1**, 1, 1986.
- [7] 张光智, 郑庆林, 非均匀海面温度异常分布对低纬沃克环流影响的数值试验, 气象科学研究院院刊, **3**, 2, 1988.
- [8] Sasamori, T., The radiative cooling calculation for application to general circulation experiments, *J. Appl. Meteor.*, **7**, 721—729, 1968a.
- [9] Smogorinsky, J., General circulation experiments with the primitive equations, I, The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 99—165 (1963).
- [10] 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.]
- [11] 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, 气象科学研究院院刊, **2**, 2, 113—122, 1987.
- [12] Numerical weather prediction progress report for 1982, (1983, 1985), World Meteorological Organization, 1983 (1984, 1986).

NORTHERN HEMISPHERIC SEVEN—LEVEL PRIMITIVE EQUATION SPECTRAL MODEL (Ⅱ) AND ITS APPLICATION TO THE MEDIUM RANGE NUMERICAL WEATHER PREDICTION

Zheng Qinglin

(Institute of Synoptic and Dynamic Meteorology, AMS)

Abstract

In this seven—level spectral model (Ⅱ), the following physical processes are included. They are: (1) orographic effects (using σ —ordinate) and surface friction, (2) horizontal and vertical viscosity and diffusion of momentum, moisture and heat, (3) latent heat, (4) heating or cooling due to radiation, and (5) cumulus convection. The initialization scheme of nonlinear balance equation is used in the model. By using the daily objective analysis data from ECMWF, the medium range numerical weather prediction for twenty cases have been carried out for the experimental purpose. The verifications of these cases are discussed in this paper. The results show that the forecasting accuracy of this model is comparable with those obtained with some models with high resolutions.