

区域随机动力统计气候模式及其预报试验*

黄嘉佑 宋玉梅** 王绍武

(北京大学地球物理系, 100871)

提 要

本文从大气热力学与动力学原理出发, 设计并推导了一个以高度场和海温场为主要变量的多网格点的海气耦合随机动力模式, 用此模式作 500 hPa 平均高度场的预报试验。预报以春季月份(2 月)为初始场, 取西太平洋副热带高压活动地区($10^{\circ}\text{N}-40^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{E}-170^{\circ}\text{W}$) 6 月 500 hPa 高度场作为预报场。另外取赤道东太平洋地区 $5^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{S}$ 范围内海温场作为耦合场, 把该模式中的微分方程组化为差分形式, 以前期月平均高度场和海温场为初始场, 以时间步长 1 天进行积分, 积分系数是用依赖资料(1951—1980 年)反演估计出来的, 然后对独立样本(1981—1986 年)作预报试验。方程中的随机项假设为白噪音, 并对不同的白噪音量级作了一系列试验。结果表明, 加上白噪音的效果均比未加时要好, 说明次要因素的随机作用在海气相互作用中是不可忽视的。

关键词: 随机气候模式, 动力统计预报, 西太平洋副热带高压。

1 引 言

用动力模式对气象要素作预报的方法已在气象学界流行多年, 并且预报时效逐渐由短期(1—2 天)扩大到中期(4—5 天)和长期(月)以上。

以大气动力学和热力学为基础的长期数值预报正在探索和完善之中, 如大气环流模式, 集合预报^[1]和距平耦合模式^[2]等。这些模式能计算全球的天气演变, 在计算时间允许的情况下, 采取细的分辨率, 除了做动力方程中显式积分计算外, 还要考虑诸如云的形成, 地面加热和蒸发等不同系统的物理过程。这样的模式尚在研究中, 作几个月的预报还很困难, 因为要涉及的空间范围很广, 时间尺度很长, 有关的物理过程必然很复杂, 在所预报的时段内, 况且模式结构复杂, 计算费用可观。另一方面, 即使这种模式能做出较好的大范围预报形势, 对于局部地区形势场仍然会有较大的误差。

另一种数学模式为纯统计模式, 如回归分析, 判别分析等^[3]。这类方法以大量的历史资料为基础, 通过统计分析计算, 建立气象要素与前期因子关系方程, 并用作预报。这种模式不仅适合于地方特点, 计算简便, 且预报时效不受限制, 易为地方台站接受。然而也正是这种统计性, 绕开了对物理过程的细致了解, 无法从物理意义本质上说明问题, 预报效果难以提高。

把上述两种模式结合在一起考虑的统计动力方法是目前发展的一种趋势。在动力模式

* 1991 年 5 月 6 日收到原稿, 1991 年 8 月 19 日收到修改稿。

** 现在工作单位: 中国气象学会。

的基础上加入随机性的考虑。一种考虑初始场的随机性,即由于观测误差和分析误差使初始场存在随机变化。克服的办法是用随机抽样的几个初始场作集合预报,如 Leith (1974)^[4]提出的蒙特卡洛预报方法,胡增臻等人(1990)^[5]曾用这种方法作过 500 hPa 月平均环流预报试验。另一种考虑在方程中加入随机因素。如 Hasselmann (1976)^[6]提出的随机气候模式,在他的模式中把天气尺度的变量作为随机外力加入到气候变量的动力方程中。类似的考虑,李麦村等人(1984)^[7]在突出海温和气温相互作用的动力过程基础上,把次要物理过程作为随机外力建立二阶随机动力海气相互作用的气候模式。本文在此基础上,从大气热力学与动力学原理出发,设计并推导了一个以高度场和海温场为主要变量的多网格点的海气耦合随机动力模式。用此模式作 500 hPa 月平均高度场的预报试验。结果表明,这种模式适合局地范围气象要素的长期或气候预报,有一定的预报效果。

2 局地范围海气耦合随机动力模式

海气的相互作用是由海洋及大气两个系统内部各种因素和随机因子相互作用的综合结果,在这一过程中存在它们自身的或相互之间的多种反馈过程,这些过程又是相互调整,相互制约的。他们二者的相互作用首先可以想到的是热交换,如蒸发凝结热,感热输送等。从长期或气候角度来说,则主要是海洋的热力不均匀效应。大气中的超长波受到下垫面不均匀热源的加热作用后,将改变它的某些性质,例如槽脊的地理位置,从而改变气流方向,影响天气尺度波的发生频率和强度。另一方面,天气尺度扰动的积累也影响大气的超长波和海温的变化,使大气和海洋的气候平均状态发生变化。我们选取大气温度 T 作为大气超长波的代表。这是因为在气候变化的讨论中有关大气温度的研究较多,而且大气平均层(500 hPa)的位势高度与大气温度有一定的关系,所以用气温可代替大气的流场。海洋则以海温 T_s 为代表。

若考虑某一区域内的海气相互作用,可以同时考虑不同位置的热量相互作用,这种相互作用显然也包含有平流作用及高低层相互影响。设在该区域内气温场有 m 个网格点,海温场有 n 个网格点,则在气温场某一格点上大气的热量变化显然和 m 个网格点上的气温及 n 个网格点上的海温有密切关系。当然,它也和存在于大气中的随机因素有关。即可表示成

$$Q_i = Q(T_1, \dots, T_m; T_{s1}, \dots, T_{sn}; Z_i) \quad (i=1, \dots, m) \quad (1)$$

其中 $T_1, \dots, T_m, T_{s1}, \dots, T_{sn}$ 分别为各格点上气温与海温的值, Z_i 为在大气中各格点上作用的非海温和气温等其它因素,则在格点 i 上气温变化可以考虑为主要受该点的热源影响,即可表达为:

$$\frac{dT_i}{dt} = Q_i(T_1, \dots, T_m; T_{s1}, \dots, T_{sn}; Z_i) \quad (i=1, \dots, m) \quad (2)$$

气温、海温及其它因素的气候变化一般是指在气候平均状态上的偏差,也即是在气候平衡态上的振动,可表示为

$$T_i = T'_i + T_{i0} \quad (i=1, \dots, m)$$

$$T_{si} = T_{s_i} + T_{s_{i0}} \quad (i=1, \dots, n)$$

$$Z_i = Z'_i + Z_{i0}$$

在海气系统中,空间诸格点处于海气平衡态时其气温和海温值应相等,记为 $T_{i_0} = T_{s_{i_0}} = T_0$ 。

对热源在此平衡态上作泰勒展开并考虑气温的气候变化部分则有:

$$\frac{dT'_i}{dt} = \sum_{j=1}^n \frac{\delta Q_i}{\delta T_{s_j}} T'_{s_j} + \sum_{j=1}^m \frac{\delta Q_i}{\delta T_j} T'_j + \sum \frac{\delta Q_i}{\delta Z_j} Z'_j \quad (i=1, \dots, m) \quad (3)$$

其中“'”为要素距气候平衡态之值。上式的第三项包含其它次要因素的影响,因其作用微小,可看成为随机外力,记为 W_1 。大气热源对海温及气温的变化率分别记为 $\lambda_{2i,j}$ ($j=1, \dots, n$) 和 $\lambda_{1i,j}$ ($j=1, \dots, m$)。由于两系统的热源与太阳辐射、潜热和感热有关^[7], 这些系数实际是这些物理参数的函数。于是式(3)可写为:

$$\frac{dT'_i}{dt} = \sum_{j=1}^m \lambda_{1i,j} T'_j + \sum_{j=1}^n \lambda_{2i,j} T'_{s_j} + W_{1i} \quad (i=1, \dots, m) \quad (4)$$

类似地,海温的气候变化方程写为:

$$\frac{dT'_{s_i}}{dt} = \sum_{j=1}^m \lambda_{3i,j} T'_j + \sum_{j=1}^n \lambda_{4i,j} T'_{s_j} + W_{2i} \quad (i=1, \dots, n) \quad (5)$$

上式 W_2 为随机外力, $\lambda_{4i,j}$ ($j=1, \dots, n$) 和 $\lambda_{3i,j}$ ($j=1, \dots, m$) 分别为海洋热源对海温及气温的变化率。式(4)和(5)构成区域海气耦合随机动力微分方程组。

在海气的相互作用过程中,大气活动的特征一般是由高度形势场来表现的。因 500 hPa 高度场接近无辐散层。且对均质大气而言,平均高度约在此层上。在上述模式中 T 为均质大气温,也应是海平面处的温度。据状态方程。在海平面处有 $P_0 = \rho RT$ (其符号与常用的相同)。用静力方程积分可得 500 hPa 高度场的高度为:

$$\begin{aligned} H &= \int_{P_0}^{500 \text{ hPa}} \left(-\frac{1}{\rho_g} \right) dp = \frac{1}{\rho_g} (P_0 - 500 \text{ hPa}) \\ &= RT/g - 500 \text{ hPa}/\rho_g \end{aligned} \quad (6)$$

对高度场的气候变化部分有:

$$H' = RT'/g \quad (7)$$

将上式代入式(4)和(5)即可得关于 500 hPa 高度与海温耦合方程式:

$$\frac{dH'_i}{dt} = \sum_{j=1}^m \beta_{1i,j} H'_j + \sum_{j=1}^n \beta_{2i,j} T'_{s_j} + W_{1i} \quad (i=1, \dots, m) \quad (8)$$

类似地,海温的气候变化方程写为:

$$\frac{dT'_{s_i}}{dt} = \sum_{j=1}^m \beta_{3i,j} H'_j + \sum_{j=1}^n \beta_{4i,j} T'_{s_j} + W_{2i} \quad (i=1, \dots, n) \quad (9)$$

上式 W_1, W_2 为随机外力, $\beta_{2i,j}, \beta_{4i,j}$ ($j=1, \dots, n$) 和 $\beta_{1i,j}, \beta_{3i,j}$ ($j=1, \dots, m$) 分别为海洋、大气热源对海温及位势高度的变化率。与原系数关系为 $\beta_{1i,j} = \lambda_{1i,j} R/g$; $\beta_{2i,j} = -\lambda_{2i,j}$; $\beta_{3i,j} = -\lambda_{3i,j}$; $\beta_{4i,j} = \lambda_{4i,j} R/g$ 。式(8)和(9)构成关于在一个区域内海洋与位势高度的耦合随机微分方程组。

上两式实际表现的是多变量系统的微分方程。若把 m 和 n 个格点的高度场和海温场

的变量综合记为 $X_i (i=1, 2, \dots, p)$, 其中 $p (=m+n)$ 为总变量数。则上两式可改写为:

$$\begin{cases} dX_1/dt = b_{11}X_1 + b_{12}X_2 + \dots + b_{1p}X_p + W_1 \\ dX_2/dt = b_{21}X_1 + b_{22}X_2 + \dots + b_{2p}X_p + W_2 \\ \vdots \\ dX_p/dt = b_{p1}X_1 + b_{p2}X_2 + \dots + b_{pp}X_p + W_p \end{cases} \quad (10)$$

式中 $W_i (i=1, 2, \dots, p)$ 为不同变量对应的随机外力。当它们均为 0 时, 上式为多变量的常微分方程组, 可将其特解写为如下形式:

$$X_i = v_i e^{\lambda t} \quad (i=1, 2, \dots, p) \quad (11)$$

将解代入式(10)得如下线性方程组:

$$\begin{cases} (b_{11} - \lambda)v_1 + b_{12}v_2 + \dots + b_{1p}v_p = 0 \\ b_{21}v_1 + (b_{22} - \lambda)v_2 + \dots + b_{2p}v_p = 0 \\ \vdots \\ b_{p1}v_1 + b_{p2}v_2 + \dots + (b_{pp} - \lambda)v_p = 0 \end{cases} \quad (12)$$

若令

$$B = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} & \dots & b_{1p} \\ b_{21} & b_{22} & \dots & b_{2p} \\ \vdots & & & \\ b_{p1} & b_{p2} & \dots & b_{pp} \end{bmatrix} \quad V = \begin{bmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_p \end{bmatrix}$$

则可写为矩阵方程:

$$(B - \lambda I)V = 0 \quad (13)$$

上式为关于矩阵 B 的特征方程, 其中 λ 为特征值, V 为特征向量, I 为单位阵。若 B 为满秩, 则关于式(13)的解可有 p 个, 它们分别为 B 阵的 p 个特征值和特征向量组成的形如式(11)的解。显然, 当特征值为负值时, 变量有趋于平衡态的变化趋势, 否则则远离平衡态。其变化速度取决于特征向量的值的大小。当特征值为复数时, 系统有周期振荡的表现。

3 区域随机动力海气相互作用模式差分形式

利用上面导出的关于一个区域内海洋和位势高度的相互作用随机动力模式的微分方程组变为差分方程组可以作 500 hPa 高度场的长期预报。令差分时间间隔为单位时间, 则在 $t+1$ 时刻上某点高度距平衡态的偏差值据伊藤 (It_0) 形式可表为:

$$H'_i(t+1) = H'_i(t) + \sum_{j=1}^m \beta_{1ij} H'_j(t) + \sum_{j=1}^n \beta_{2ij} T'_{sj}(t) + \varepsilon_{1ij} w \quad (i=1, \dots, m) \quad (14)$$

其中 ε_{1i} 为在高度场内第 i 个格点上的随机外力振幅, w 为白噪音。若把多年平均状态作为平衡态的话, 上式中的偏差项即为距平值。利用上式则可用前一时刻海温场和高度场作下一时刻的预报。类似地, 关于海温的距平变化方程写为:

$$T_{s_i}'(t+1) = T_{s_i}'(t) + \sum_{j=1}^m \beta_{3ij} H_j'(t) + \sum_{j=1}^n \beta_{4ij} T_{s_j}'(t) + \varepsilon_{2i} w \quad (i=1, \dots, n) \quad (15)$$

实现预报的困难在于对反馈系数值的估计。一种途径是考虑各点的海气相互作用的细微过程,用观测的数据计算其反馈系数。但由于实际测量的困难,使这一途径几乎难于实现。

对于描述瞬时值的动力方程中的参数在实际的积分过程中是变化的,丑纪范^[8]认为可以把描述瞬时值的动力方程转化为描述统计特征的方程。他们认为作为微分方程问题,初值表征了历史的情况,边值反映了外界的影响。而一个在外源驱动下的耗散系统,其初值影响随时间衰减。而对下垫面活动层而言大气是其外界,所以可用大气演变资料来代替其初值。他们利用逐段积分的办法把将要预报的高度场和温度场与前期 n 个月的数据联系起来,也就是把长期演变突出出来,把其他因子当作参数反馈作用,进一步用解相反的问题——用历史资料反演来客观地确定参数的数值。通过反演确定的物理参数可成是该参数的数学期望值。这样得到的微分方程解,既考虑了大气运动确定性的一面,又考虑了随机性的一面。这种做法相当于在模式考虑前期大气环流的历史演变,以代替把长期数值预报问题单纯提为一个初值问题。

考虑到反馈系数是随时间变化的,我们采取不同月份有不同的反馈系数并对它们作出估计。对差分方程组稍作变化有

$$H_i'(t+1) - H_i'(t) = \sum_{j=1}^m \beta_{1ij} H_j'(t) + \sum_{j=1}^n \beta_{2ij} T_{s_j}'(t) + \varepsilon_{1ij} w \quad (i=1, \dots, m) \quad (16)$$

$$T_{s_i}'(t+1) - T_{s_i}'(t) = \sum_{j=1}^m \beta_{3ij} H_j'(t) + \sum_{j=1}^n \beta_{4ij} T_{s_j}'(t) + \varepsilon_{1ij} w \quad (i=1, \dots, n) \quad (17)$$

如果把上两式等号左边看成 $m+n$ 个新变量,则每一个方程均可看成对某一新变量的回归方程,方程中含 $m+n$ 个因子,方程中的回归系数就是反馈系数,方程右边第三项就是误差项,取时间步长为一个月,使用1951—1980年2—6月两个场各格点($m+n=72$)标准化距平值的资料并利用最小二乘法可作出3—6月份的反馈系数估计。从各月高度场各格点的回归方程拟合方差来看,它们均能达到95%以上。海温场的拟合方差略小些,不过仍能达90%。说明使用式(16)(17)的回归方程能描述月际的高度场或海温场的变化。

由于从统计方法中得到方程组(16)(17)的反馈系数估计,原则上就可用差分方程进行逐日积分计算。但实际计算过程是发散的。其原因是反馈系数矩阵存在有发散的 eigenvalue。表1给出各月反馈系数矩阵特征值实部中最大的值。从表中第一行数值可见,各月的特征值变化在2—4之间,使得在积分过程中出现发散现象。事实上,用月变化过程作反馈系数的估计是十分粗糙的,实际的瞬变过程被认为在一个月内是保持不变的,得到的是月的反馈系数的估计。逐日的反馈系数应比月的反馈系数要小。我们认为月的反馈系数虽然不能代替逐日的反馈系数,但它们可以反映各个变量在海气相互作用过程中反馈

表 1 各月反馈系数矩阵最大的特征值实部的值

c	2	3	4	5
1.0	5.346	4.911	1.511	6.835
30.0	.178	.164	.050	.228
60.0	.089	.082	.025	.114
100.0	.053	.049	.015	.068
120.0	.045	.041	.013	.057
300.0	.018	.016	.005	.023
600.0	.009	.008	.003	.011
800.0	.007	.006	.002	.009
900.0	.006	.005	.002	.008
1000.0	.005	.005	.002	.007
1200.0	.004	.004	.001	.005

作用的相对比例大小。可以用适当的比例常数,例如 $1/c$, 乘于月反馈系数作为逐日的反馈系数的估计, c 值可用实验方法确定。确定原则为使得各月反馈系数矩阵最大的特征值实部的值尽可能地小, 且保持稳定。表 1 给出这一实验情况。从表可见, c 值从 600 开始可使最大的特征值实部的值大多小于 0.01, 到 1200 时则小于 0.005 且保持稳定少变, 故可确定合适的 c 值在 600—1200 之间。反馈系数的数值量级与文献[7]的实况模拟相当。

确定适当的比例常数后, 即可对逐日的反馈系数作出估计, 然后进行以步长为 1 天的逐日积分计算, 取西太平洋地区 2 月份的月平均 500 hPa 高度场作为 2 月 15 日高度场的初始场, 积分 120 天则可得到 6 月 15 日的预报场, 也即为 6 月份 500 hPa 月平均高度场的预报场。

4 预报试验

预报的试验是在独立样本(1981—1986 年)中进行。为检验预报效果使用三种指标一是平均预报误差, 定义为

$$s = \left[\sum_{i=1}^m (X_i - Y_i)^2 \right]^{1/2}$$

其中 X_i 和 Y_i 分别为高度场第 i 个格点上的观测值和预报值。该指标反映观测场和预报场的数值大小偏差。第二个指标是上述两个场的相关系数, 记为

$$r = (\sum X_i Y_i - \sum X_i \sum Y_i / m) / [(\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2 / m)(\sum Y_i^2 - (\sum Y_i)^2 / m)]^{1/2}$$

式中求和是在场中 m 个格点上进行的。该指标反映两个场的相似程度。第三个指标是两个场的距平符号相关率, 定义为

$$rs = (m_0 - m_1) / m$$

其中 m_0 和 m_1 分别表示两个场距平符号相同和相反的格点数。该指标反映两个场距平符号的相似性。

首先在不考虑随机外力情况下作预报试验。表 2 给出在不同的 c 值下由 2 月的初始场作 6 月的 5 年预报结果。

从预报结果来看, 不同的 c 值所得的结果大致趋势是一样的。1981 和 1986 年有较好的预报效果, 而 1982 年则较差。不同的 c 值所得的结果略有不同。 c 值越大, 平均预报误差逐步减小, 但形势场的相似性有所减弱。从照顾三个指标的不同要求来看, 取 $c=900$ 为较好, 其平均预报误差较小且距平符号相关较大。

在考虑随机外力情况下, 要对随机外力振幅作出估计。我们把各月高度场与海温场各格点的回归方程的误差项看成作用在各格点上的随机外力。相应的外力振幅可用回归

表 2 不考虑随机外力情况下预报的结果

c		1981	1982	1983	1984	1985	1986
600	s	1.371	2.009	2.216	4.577	6.466	9.537
	r	0.400	-0.205	0.361	-0.372	0.211	-0.029
	rs	0.056	-0.222	-0.056	-0.167	0.000	-0.278
900	s	1.180	1.180	2.123	1.872	2.056	3.169
	r	0.231	-0.217	0.360	-0.259	0.312	0.084
	rs	0.167	-0.222	0.278	0.167	0.222	0.111
1200	s	1.164	1.648	1.993	1.807	1.275	2.655
	r	0.076	-0.187	0.421	-0.106	0.368	0.071
	rs	-0.056	-0.111	0.278	0.056	0.222	0.111

表 3 考虑随机外力情况下预报的结果

c		1981	1982	1983	1984	1985	1986
900	s	1.093	1.773	1.961	1.930	2.413	3.360
	r	0.404	-0.192	0.346	-0.102	0.279	0.098
	rs	0.111	0.111	0.167	0.111	0.056	0.056
	r'	0.983	0.903	0.946	0.892	0.862	0.822

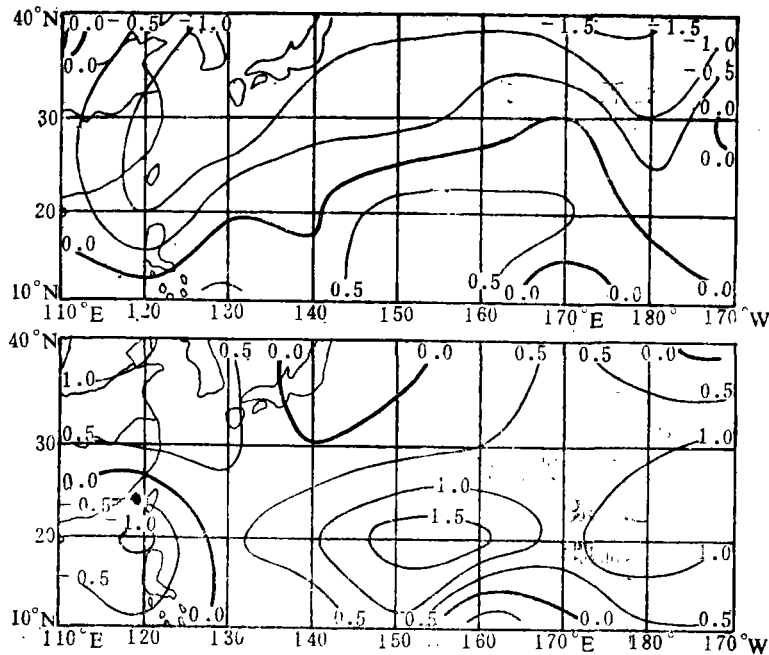


图 1 1981 年 6 月 500 hPa 标准化距平高度预报场(上图)与实况场(下图)的比较

方程的残差均方差来估计。考虑到逐日的随机外力振幅比月的要小,以 0.01 作为比例常数乘月的各点随机外力振幅得到逐日的随机外力振幅估计。表 3 给出在这种情况下下的预报结果($c=900$)。随机外力取正态白噪音(平均值为 0, 方差为 1)。

从表 3 可见,当考虑随机外力情况下,平均预报误差有所增大,反映预报场各点平均

振幅比不考虑随机外力情况下略有增加。但预报场与观测场的相似性比原先的要好。例如,对 1981 年 6 月的预报相关系数由原先的 0.231 提高到 0.404,距平符号相关由原先有一年为负提高为各年均为正值。把高度距平标准化值恢复成高度值并计算预报场与观测场的相关系数(见表 3 最下一行(r'))可以发现各年两场的相似度都有相当高的水平。在样本容量 $n=36$ 情况下,显著相关系数为 0.35(显著水平为 5%),在标准化值场的比较中有两年能达到显著水平,高度场的相似度则均达到这一水平。图 1 和图 2 给出 1981 年实况场与预报场的比较。

事实上,当考虑随机外力情况下,其它各年预报效果也比原先的有所改善。说明次要因素的随机作用在海气相互作用中是不可忽视的。值得指出的是,随机动力预报要比纯随机和持续性预报要好。例如对 1981 年作随机预报(即用随机场作为预报场)其相关系数为 0.027;而作持续性预报,其相关系数 -0.171 。可见它们均比随机动力预报效果差。

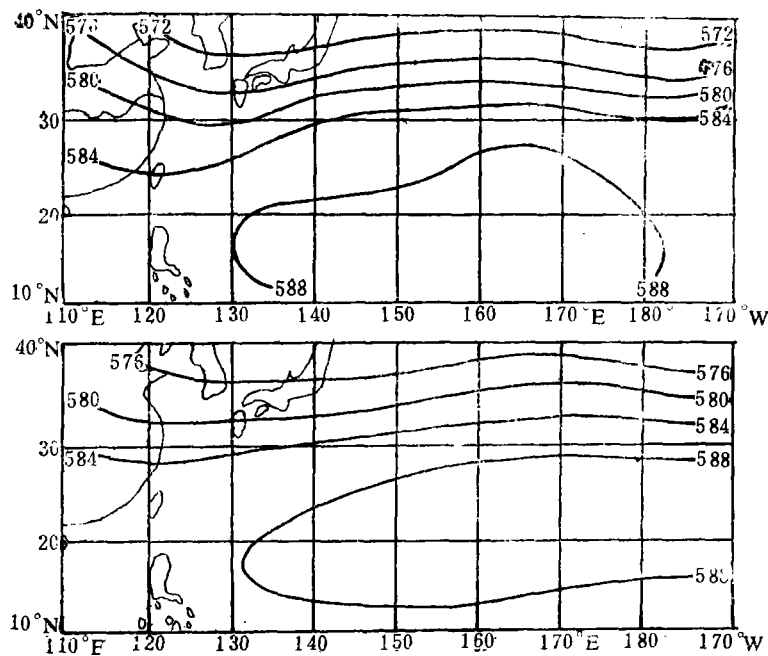


图 2 1981 年 6 月 500 hPa 高度预报场(上图)与实况场(下图)的比较

5 结论与讨论

本文根据动力学和热力学理论,导出地方局区域以高度场和海温场为主要变量的多网格点的海气耦合随机动力模式。并用此模式作 500 hPa 平均高度场的预报试验。结果表明该模式有一定的预报能力。从模式本身及预报效果来看,可以发现本文所提出的区域性随机动力模式确实实现了统计动力相结合的思想,给出了长期气候预报的新途径。它有如下突出优点:

1. 简捷易行。该模式重点考虑高度和海温两个要素场的相互作用,并用历史资料估计模式中的物理参数,其它次要因素则用正态白噪音代替。模式表达简明,有明确物理内

涵。用此模式做一次时效为 4 个月的预报, CPU 时间仅需 15 秒, 适于台站小型计算机使用。

2. 对高度形势场具有相当的可预报性。用此模式作独立样本试报表明, 其预报均方误差稳定在 1.0 左右。预报场与实况场符号相关系数和相关系数几乎全为正值, 个别年份能达到 0.4 的水平, 其预报效果比随机预报和持续性预报要好, 也优于用相似的纯动力模式所作的预报。

3. 与物理机制联系密切。该模式是在大气热力学和动力学的基础上导成的, 而且考虑多网格要素的相互作用, 在一定程度上反映地区内的要素平流和高低层相互作用, 其物理意义明确, 因而便于改进, 有发展潜力。

该模式因为是初步探索, 还比较粗糙, 物理过程的考虑还比较简单, 仅反映要素的线性相互作用。所取的海温区域太小, 还未能反映赤道东太平洋变化的主要地区。另外, 仅做了五年的预报试验, 预报效果的统计性不够, 预报准确率还不够高。而且在模式反馈系数的估计在月内的积分中假定不变, 这对实际过程是一种近似, 也会影响预报效果。

鉴于上述考虑, 模式的物理过程要引入非线性项, 反馈系数设计为随逐日变化, 海温的区域还可以扩大等, 今后的试验还有待进一步开展。

致谢: 本文绘图由陈振华协助完成, 谨表谢意。

参考文献

- [1] Seidman A N. Averaging techniques in long-range weather forecasting. *Mon Wea Rev*, 1981, 109:1367-1379.
- [2] 林本达, 王谷, 王绍武. 地气耦合非定常距平模式的试验. 长期天气预报论文集. 气象出版社, 1990, 308-319.
- [3] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法. 气象出版社, 1990, 387.
- [4] Leith C E. Teoretical skill of Monte-Carlo forecasts. *Mon Wea Rev*, 1974, 102:409-418.
- [5] 胡增臻, 史久恩, 张建中. 随机初值模式的月平均环流预报试验. 长期天气预报论文集. 气象出版社, 1990, 292-300.
- [6] Hasselmann K. Stochastic climate models. *Tellus*, 1976, 28:473-485.
- [7] 李麦村, 黄嘉佑. 关于海温准三年及半年周期振荡的随机气候模式. *气象学报*, 1981, 42(2):168-176.
- [8] 且纪范. 长期数值天气预报. 气象出版社, 1986, 329.

A LOCAL STOCHASTIC DYNAMIC CLIMATIC MODEL AND ITS FORECASTING EXPERIMENTS

Huang Jiayou, Song Yumei* Wang Shaowu

(*Department of Geophysics, Peking University, Beijing 100871*)

Abstract

In this paper, a multiple-grid air-sea coupled stochastic dynamic model whose main variables are height field and sea temperature field is designed and deduced according to the principles of dynamics and thermodynamics of the atmosphere, moreover, and used for forecasting experiments on 500hPa height field. The integral coefficients in this model are valued out by inversion from historical data, and the samples of the forecasting experiments are independent. Presuming the stochastic terms in the equations to be white noises, a series of tests on different orders of magnitude of white noises is performed. The results show that the model is more efficient when it adds white noises than it doesn't, which means that the stochastic effects of secondary factors in the process of air-sea interaction should not be ignored. This model is of certain forecasting ability and suitable for long-term forecast to atmospheric elements in local districts.

Key words: Stochastic climatic model, Statistical-dynamical prediction, subtropical high of the west Pacific.

* present affiliation: Chinese Meteorological Society.