

SVD 迭代模型在夏季降水预测中的应用^{*}

张永领¹ 吴胜安² 丁裕国³ 何桐¹ 高全洲¹

1 中山大学地理科学与规划学院, 广州, 510275

2 海南省气象台, 海口, 570203

3 南京信息工程大学, 南京, 210044

摘 要

文中设计了一种基于 SVD 迭代的短期气候预测模型, 通过选择适当的影响因子, 建立与预测对象之间的联系, 从而实现对气象场序列的预测。分别对华北 16 个测站和长江中下游地区 30 个测站 1991—2000 年近 10 a 夏季(6—8 月)降水做预测试验, 平均均方误差分别为 0.352 和 0.312, 平均符号相关系数分别为 0.575 和 0.623。此研究表明, 基于 SVD 迭代的气候预测模型是一种非常有效的短期气候预测途径, 具有很强的应用价值。

关键词: SVD 迭代, 降水预测, 影响因子。

1 引 言

中国是个自然灾害频发的国家, 平均每年因自然灾害造成的经济损失占国内生产总值的 3%—6%, 其中 70% 是气象灾害造成的, 因此短期气候预测对防御和减轻自然灾害, 对国民经济和社会发展有重要的意义。在短期气候预测中统计方法占有非常重要的位置, 在充分考虑天气、气候物理机制或气候系统某方面整体形态特征的基础上, 设计统计预测模式或方案, 是一种花费少、见效快的气候预测途径。20 世纪 60—70 年代, 逐步回归已被气象部门应用到业务中, 通过一个因变量与多个自变量建立回归分析来实现气象预报。20 世纪 80 年代以后, 由于实际工作的需要以及计算技术和计算机硬件的迅猛发展, 出现了多个自变量(预报因子)与多个因变量(预报量)的回归分析、岭回归分析、主成分回归分析、最优子集回归等方法。这些方法逐步在气象预报中得到应用^[1]。然而, 对于有较多观测点的气象要素场, 回归就显得繁琐了, 如果能将某一区域气象要素场分解成几个代表性、意义明确的空间分布模态来描述, 且少数几个模态又能涵盖该场的绝

大部分信息, 这样就能大大简化区域气象要素场的预测。自从 Lorenz 在 20 世纪 50 年代将主成分分析引入到大气科学中来, 被广泛应用到气象预测预报中。陈于湘^[2]用经验正交函数(EOF)分别以“早梅”、“晚梅”、“空梅”3 个典型情况为例, 讨论了 EOF 的优点与不足, 认为 EOF 方法作天气分析是可行的。范蓓芬^[3]用 EOF 方法分别对梅雨前期的环流形式、副热带高压的位置以及梅雨期暴雨的形成做了研究。周紫东^[4]、王盘兴^[5]分别讨论了由标量场推广到向量场的自然正交函数展开。张邦林、丑纪范^[6]在此基础上设计 EOF 迭代方案, 用前期大气环流预报中国夏季降水, 取得了较好的效果。

另一方面, 利用奇异值分解(SVD)方法建立多元线性统计气候预测模型, 同样可以进行短期气候预测。奇异值分解(SVD)方法是用以提取两个气象要素场耦合信号的诊断工具, 被广泛应用于两气象场遥相关研究和气候预测方面^[7-10]。丁裕国^[11]从理论上证明 SVD 方法是一种普适性的诊断分析工具, 并且将奇异值分解和奇异谱分析(MSSA)相结合^[12], 提出多通道奇异谱分析的广义典型混合回归模型, 通过提取预测因子场和预测场的显著耦合振

* 初稿时间: 2005 年 4 月 6 日; 修改稿时间: 2005 年 6 月 21 日。

资助课题: 国家自然科学基金(40471120)、高等学校博士学科点专项科研基金(20040558025)和“985 工程”GIS 与遥感的地学应用科技创新平台(项目编号 105203200400006)。

作者简介: 张永领, 男, 1975 年生, 博士生, 山东成人, 主要从事气候诊断预测及全球化变化研究。Email: zhyongling@126.com

荡,结合多元回归统计技术,对各 Nino 海区各季节海温进行了短期气候预测试验,为探索 ENSO 预测方法提供一种新思路,其结果也表明其预报效果比以往的那些统计预报方法更好。李跃清^[13]将 SVD 的诊断分析技术与相空间结合,提出了 SVD 相空间分析方法,也取得了较好的效果。本文的目的在于提出一种基于 SVD 迭代的短期气候预测模型,并用于夏季降水的预报试验。

2 基于 SVD 的迭代原理

根据 SVD 原理,设有 2 个气象场,其中 \mathbf{X}_1 为左场, \mathbf{X}_2 为右场。将其写为矩阵式应有

$$\mathbf{X}_1 = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{p1} & x_{p2} & \cdots & x_{pn} \end{bmatrix} \quad (1)$$

$$\mathbf{X}_2 = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2n} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{q1} & x_{q2} & \cdots & x_{qn} \end{bmatrix} \quad (2)$$

假定左场 \mathbf{X}_1 有部分记录缺测或未知,为推导方便,令其中第 p_1+1 到 p 行,第 n_1+1 到 n 列为缺测或未知,则左场 \mathbf{X}_1 又可写成分块矩阵

$$\mathbf{X}_1 = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11} & \mathbf{X}_{12} \\ \mathbf{X}_{21} & \mathbf{X}_{22} \end{bmatrix}_{(1)} = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11} & \mathbf{X}_{12} \\ \mathbf{X}_{21} & 0 \end{bmatrix}_{(1)} \quad (2)$$

上式中,子矩阵 \mathbf{X}_{11} 为 $p_1 \times n_1$ 阵; \mathbf{X}_{12} 为 $p_1 \times (n-n_1)$ 阵; \mathbf{X}_{21} 为 $(p-p_1) \times n_1$ 阵; $\mathbf{X}_{22} = 0$ (缺测或未知) 为 $(p-p_1) \times (n-n_1)$ 阵。而相应的右场 \mathbf{X}_2 也可写为分块型式

$$\mathbf{X}_2 = [\mathbf{X}_{11} \mathbf{X}_{12}]_{(2)} \quad (3)$$

式(3)中,子矩阵 \mathbf{X}_{11} 为 $q \times n_1$ 阵; \mathbf{X}_{12} 为 $q \times (n-n_1)$ 阵。

根据 SVD 理论,构造交叉协方差矩阵,就有

$$\Sigma_{12} = \langle \mathbf{X}_1 \mathbf{X}'_2 \rangle = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11} & \mathbf{X}_{12} \\ \mathbf{X}_{11} & 0 \end{bmatrix}_{(1)} \begin{bmatrix} \mathbf{X}'_{11} \\ \mathbf{X}'_{12} \end{bmatrix}_{(2)} \quad (4)$$

式中的下标(1)和(2)分别表示左、右场矩阵。由此可得对应的奇异值分解式

$$L' \Sigma_{12} M = \begin{bmatrix} \Lambda & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}^{(0)} \quad (5)$$

等式右边为不完全对角阵,其中分块子矩阵 Λ 为关于奇异值 $\lambda_i, i=1, 2, \dots$ 的对角矩阵

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & & & 0 \\ & \lambda_2 & & \\ & & \ddots & \\ 0 & & & \lambda_h \end{bmatrix} \quad (6)$$

左场即 \mathbf{X}_1 场相应的时间权重系数矩阵为

$$U_t^{(0)} = L'^{(0)} \mathbf{X}_1 \quad (7)$$

这里,为方便起见,对每次求得的左、右奇异向量场及其时间权重系数矩阵,分别以相应的上标(i), $i=0, 1, 2, \dots, l$, 标注第(i)步。利用左奇异向量场及其时间权重系数矩阵,就可重建左场即 \mathbf{X}_1 的原始场序列,由式(7),可得

$$\hat{\mathbf{X}}_1^{(1)} = \begin{matrix} \mathbf{L}^{(0)} & \mathbf{U}_t^{(0)} \\ P \times N & P \times K^{(0)} \quad K^{(0)} \times N \end{matrix} \quad (8)$$

式(9)中的 $K^{(0)}$ 为第 0 步迭代的截断阶数。

根据式(2),可得到左场重构序列矩阵的分块矩阵

$$\hat{\mathbf{X}}_1^{(1)} = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11}^{(0)} & \mathbf{X}_{12}^{(0)} \\ \mathbf{X}_{21}^{(0)} & \mathbf{X}_{22}^{(0)} \end{bmatrix} \quad (9)$$

其中, $\mathbf{X}_{22}^{(0)}$ 即由首次 SVD 得到的预测记录。为了提高预测精度,将预测结果 $\mathbf{X}_{22}^{(1)}$ 代回式(2),并记为 $\mathbf{X}_1^{(1)}$,即第 1 次将预测结果代回原始矩阵,构成新的矩阵 $\mathbf{X}_1^{(1)}$,则 $\mathbf{X}_1^{(1)}$ 为:

$$\mathbf{X}_1^{(1)} = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11} & \mathbf{X}_{12} \\ \mathbf{X}_{21} & \mathbf{X}_{22}^{(0)} \end{bmatrix} \quad (10)$$

这样 $\mathbf{X}_1^{(1)}$ 既保留了原始场记录信息,又增加了前一次的预测值部分 $\mathbf{X}_{22}^{(0)}$,于是,以新一步 $\mathbf{X}_1^{(1)}$ 与 \mathbf{X}_2 ,求其交叉协方差矩阵,并作新一次 SVD,从而又得

$$L'^{(1)} \Sigma_{12}^{(1)} M^{(1)} = \begin{bmatrix} \Lambda & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}^{(1)} \quad (11)$$

则,新的相应的时间权重系数阵,即为

$$U_t^{(1)} = L'^{(1)} \mathbf{X}_1 \quad (12)$$

显然,重复式(8)的运算,即可有新一步的重建场序列

$$\hat{\mathbf{X}}_1^{(2)} = \begin{matrix} \mathbf{L}^{(1)} & \mathbf{U}_t^{(1)} \\ P \times N & P \times K^{(1)} \quad K^{(1)} \times N \end{matrix} \quad (13)$$

其中 $K^{(1)}$ 是第 1 步迭代的截断阶数。同理,仿式(9), $\hat{\mathbf{X}}_1^{(2)}$ 可构造成分块矩阵

$$\hat{\mathbf{X}}_1^{(2)} = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11}^{(1)} & \mathbf{X}_{12}^{(1)} \\ \mathbf{X}_{21}^{(1)} & \mathbf{X}_{22}^{(1)} \end{bmatrix} \quad (14)$$

$\mathbf{X}_{22}^{(1)}$ 就是将上一次预测结果 $\mathbf{X}_{22}^{(0)}$ 代回原矩阵,得到的新的预测值,其精度要高于 $\mathbf{X}_{22}^{(0)}$ 。同样,为了提高预测精度,依此类推,相应地得到 $\mathbf{X}_1^{(2)} \rightarrow \mathbf{X}_1^{(3)} \rightarrow \dots \rightarrow \mathbf{X}_1^{(i)} \rightarrow \mathbf{X}_1^{(i+1)}$,显然,对于第 i 步运算,应有

$$\hat{\mathbf{X}}_1^{(i+1)} = \begin{bmatrix} \mathbf{X}_{11}^{(i)} & \mathbf{X}_{12}^{(i)} \\ \mathbf{X}_{21}^{(i)} & \mathbf{X}_{22}^{(i)} \end{bmatrix} \quad (15)$$

其中 $\mathbf{X}_{22}^{(i)}$ 就是第 i 迭代运算的预测结果,若满足条件

$$\|\mathbf{X}_{22}^{(i)} - \mathbf{X}_{22}^{(i-1)}\| < \epsilon \quad (16)$$

即可终止迭代,以终值阵 $\mathbf{X}_{22}^{(i)}$ 作为其预测值。

式中 $\|\dots\|$ 为矩阵的范数, ϵ 则为给定的小量。

综上所述,其步骤大致为

(1) 设定 \mathbf{X}_1 为左场, \mathbf{X}_2 为右场,其中左场有第 p_1+1 到 p 行,第 n_1+1 到 n 列的未知区即要预测的部分,为了编程方便,一般可写成分块阵,而右场必须选取与左场相关密切的变量场序列;

(2) 对左、右场,计算交叉协方差矩阵 Σ_{12} ,并作首步 SVD。于是有 $\text{SVD}(\Sigma_{12}) \rightarrow \mathbf{L}^{(0)}, \mathbf{M}^{(0)} \rightarrow \mathbf{U}_t^{(0)} \rightarrow \hat{\mathbf{X}}_1^{(1)} \Rightarrow \mathbf{X}_{22}^{(0)}$,此即为第一步 SVD 迭代;

(3) 重复上述步骤,于是就可得一系列 SVD 迭代结果:

$$\text{SVD}(\Sigma_{12})^{(1)} \rightarrow \mathbf{L}^{(1)}, \mathbf{M}^{(1)} \rightarrow \mathbf{U}_t^{(1)} \rightarrow \hat{\mathbf{X}}_1^{(2)} \Rightarrow \mathbf{X}_{22}^{(1)} \dots$$

⋮

$$\text{SVD}(\Sigma_{12})^{(i)} \rightarrow \mathbf{L}^{(i)}, \mathbf{M}^{(i)} \rightarrow \mathbf{U}_t^{(i)} \rightarrow \hat{\mathbf{X}}_1^{(i+1)} \Rightarrow \mathbf{X}_{22}^{(i)} \dots$$

(4) 当满足条件 $\|\mathbf{X}_{22}^{(i)} - \mathbf{X}_{22}^{(i-1)}\| < \epsilon$,即以终值阵 $\mathbf{X}_{22}^{(i)}$ 作为其预测值。

3 对华北和长江中下游地区夏季降水的预测试验

3.1 因子的选择及矩阵的构成

基于上述设计的迭代 SVD 预测方案,我们分别在华北和长江中下游地区选择 16 个和 30 个代表站 1955—2000 年近 46 a 的夏季(6—8 月,下同)降水资料进行降水预测试验。其中在华北地区选择的 16 个站分别是安阳、新乡、围场、承德、北京、惠民、成山头、济南、潍坊、兖州、莒县、郑州、开封、信阳、蚌埠、滁县。在长江中下游地区选择的 30 个站的空间分布见图 1。

影响因子的选择是基于迭代 SVD 模型进行气候预测的关键,也是目前气候预报业务中使用的主要方法,是根据前期高度场和海表温度场等影响因素的演变来制作汛期降水的气候预报。对华北和长江中下游地区夏季降水的影响因素和物理机制已有不少学者给予论述^[14-19],其中同年前期冬季黑潮和

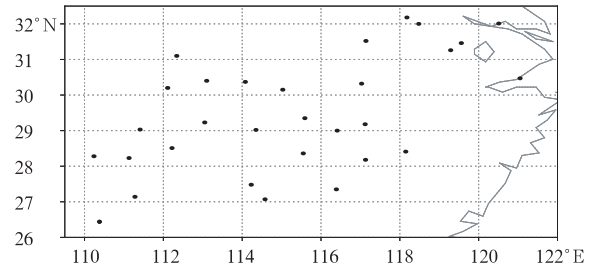


图 1 长江中下游地区 30 个气象站的空间分布

Fig. 1 Spatial distribution of 30 meteorology stations in middle and lower reaches areas of Yangtze River

赤道中、东太平洋海域的海表温度以及冬、春 500 hPa 高度场是影响这 2 个地区夏季降水的主要因素之一。我们选择了黑潮区和 ENSO3,4 区冬季 1—2 月的海温资料,以及冬、春季北半球 500 hPa 高度场资料,网格距均为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,时间长度均为 1955—2000 年。

为了减少计算量,我们对所选择的影响因子进行再选择,首先分别对华北 16 个站和长江中下游 30 个站近 46 a 的夏季降水资料进行 EOF 展开,第一主分量的方差贡献分别占总方差的 31.4%和 37.5%,远大于其他各个主分量的方差贡献,它们的空间分布型分别代表了华北和长江中下游地区近 46 a 夏季降水的主要空间分布形态。其次用其第一主分量的时间系数分别与同年前期 1—2 月的黑潮区和 ENSO3,4 区的海表温度以及冬、春季 500 hPa 高度场资料求相关。计算结果表明,华北地区夏季降水与同年前期 1,2 月的 ENSO3,4 区海温相关性较好且以负相关为主,从中选择了相关系数小于 -0.45 的 68 个格点的海温资料作为预测因子;而长江中下游地区夏季降水与 1 月的黑潮海域海温呈显著的正相关,从中选择相关系数大于 0.45 的 31 个格点的海温资料作为预测因子。另外在冬季 500 hPa 高度场资料中分别选择相关系数绝对值大于 0.45 的 83 个和 106 个网格点资料作为华北和长江中下游地区夏季降水的预测因子。

在 SVD 迭代预测方案中,左场 \mathbf{X}_1 包括 2 部分,即有 \mathbf{X}_{11} 和 \mathbf{X}_{12} 共同构成的影响因子场部分,以及有 \mathbf{X}_{21} 和 \mathbf{X}_{22} 共同构成的预测场部分,其中 $\mathbf{X}_{22} = 0$ 为要进行预测的值, \mathbf{X}_{12} 为要预测值的前期延长值。以预测 2000 年华北 16 个站的夏季降水为例来说明初始场的构成,在 ENSO3,4 区选择的 68 个格点 1956—2000 年的海温资料与华北 16 个站 1956—1999 年的

降水资料共同构成 \mathbf{X}_1 左场为

$$\mathbf{X}_1 = \begin{bmatrix} T_{1,1} & \cdots & T_{1,m_2} & T_{1,m_2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ T_{n_1,1} & \cdots & T_{n_1,m_1} & T_{n_1,m_2} \\ R_{l,1} & \cdots & R_{l,m_1} & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ R_{n_2,1} & \cdots & R_{n_2,m_1} & 0 \end{bmatrix}$$

这里 $n_1=68, n_2=16, m_1=45, m_2=1, T_{i,j}$ 为 68 个格点近 46 a 的海温资料, $R_{i,j}$ 则是华北 16 个测站的 1955—1999 年的夏季降水资料, 而 $R_{1,m_2} = \cdots = R_{n_2,m_2} = 0$ 为要预测的值(即 2000 年的夏季降水量)。而在 500 hPa 高度场中选择的 83 个网格点 1955—2000 年的资料构成右场即 \mathbf{X}_2 场。

3.2 迭代参数的选择

对于判断前后两次迭代过程中预测场差异的范

数表示为

$$\| \mathbf{X}_{22}^{(i)} - \mathbf{X}_{22}^{(i-1)} \| = \sqrt{\frac{1}{n_2 \times m_2 - 1} \sum_{k=1}^{n_2} \sum_{l=1}^{m_2} [\mathbf{X}_{22}^{(i)}(k,l) - \mathbf{X}_{22}^{(i-1)}(k,l)]^2} < \epsilon$$

大量试验表明 SVD 迭代方法是收敛的, 这样在给定的迭代精度下, 不会无限迭代下去。分别计算了当预测精度 ϵ 取 0.2, 0.1, 0.05, 0.02, 0.01, 0.005, 0.002, 0.001 情况下的预测情况, 结果证明, 当 $\epsilon = 0.05$ 时预测效果最好。

在 SVD 迭代运算中, 第 i 步迭代阶数 $K^{(i)}$ 的选择是, 使左、右场即 $\mathbf{X}_1^{(i)}, \mathbf{X}_2$ 经 SVD 分解后, 前 $K^{(i)}$ 个特征向量所对应的总方差贡献达到的某种精度, 为了计算方便, 我们每次迭代均用统一的迭代阶数 K 。表 1 给出了华北和长江中下游地区夏季降水经 SVD 分解后, 前 9 个模态的方差及累积方差贡献。从表可知, SVD 分解第一对模态的方差都占总方差

表 1 SVD 分析前 9 对奇异向量的方差及累积方差贡献(%)

Table 1 The square variance contribution percentage and cumulate square variance contribution percentage of the first nine models in SVD analysis (%)

模态		1	2	3	4	5	6	7	8	9
华北地区	方差贡献(%)	92.26	3.93	0.78	0.65	0.62	0.41	0.19	0.11	0.09
	累积方差贡献(%)	92.26	96.19	96.97	97.62	98.24	98.65	98.84	98.95	99.03
长江中下游地区	方差贡献(%)	94.31	3.56	0.81	0.35	0.12	0.08	0.08	0.07	0.05
	累积方差贡献(%)	94.31	67.87	98.68	99.03	99.15	99.23	99.31	99.37	99.42

的 90% 以上, 前 9 对模态的累积方差都占总方差的 99% 以上。

分别让 $K=1, 2 \cdots 9$ 时做试验, 结果表明华北地区和长江中下游地区都是 $K=2$ 时效果最好。为了更好地说明情况, 以华北为例, 图 2 给出了华北地区 1991—2000 年平均预测效果随迭代阶数 K 的变化情况, 从图可知, 当 $K=2$ 时效果最好, K 为其他值时效果略差, 但精度都在同一水平上而且仍较稳定。由表 1 可知, 他们第 1 模态的方差贡献都在 90% 以上,

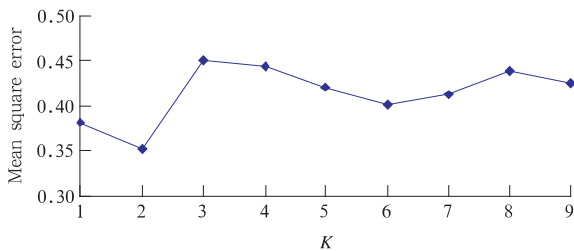


图 2 预测效果随截断阶数的变化

Fig. 2 Mean prediction precision as a function of truncated orders

前 2 模态的累计方差贡献都在 95% 以上, 以后其他各个模态方差贡献都远远小于前 2 模态的方差贡献, 所以, 前 2 模态已经集中了气象场中最主要的信息。另一方面, 在迭代运算中随着迭代阶数 K 的增加 ($K \geq 3$), 第 2 模态以后各个模态的信息量都已非常小, 但其干扰成分或噪音成分却随之明显增加, 所以预测效果也随之受到一定影响。

3.3 结果分析

分别当迭代精度取 0.05 和截断阶数 k 为 2 时, 对华北 16 个站和长江中下游地区 30 个站 1991—2000 年近 10 a 的夏季降水分别做预测试验, 表 2 给出各个年份预测值与实际值的平均均方误差。从表可以看出, 除了华北地区个别年份的平均均方误差大于 0.5 之外, 其他各个预测年份的平均均方误差均小于 0.5。10 a 平均的均方误差华北地区为 0.352, 长江中下游地区为 0.312, 因此, 用 SVD 迭代预测夏季降水是可行的, 而且性能稳定。

另外, 我们用预测降水距平场与实际降水距平

表 2 夏季降水预测值的平均均方误差(%)
Table 2 Average mean square errors of the predicted values for summer precipitation (%)

年份	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	平均
华北	0.265	0.402	0.339	0.525	0.179	0.240	0.628	0.228	0.358	0.360	0.352
长江中下游	0.423	0.312	0.308	0.473	0.237	0.304	0.352	0.276	0.349	0.312	0.312

场的符号相关 ρ_s 来检测降水的预测效果,其中, $\rho_s = (\rho_+ + \rho_-) / L$, 式中 ρ_+ 与 ρ_- 分别表示预测距平场与实况距平场对应点均为正距平即“+”号或负距平即“-”号相同的点数, L 是总的站点数, 其中华北地区 $L = 16$, 长江中下游地区 $L = 30$ 。表 3 给出了 1991—2000 年夏季降水的预测距平场与实况距平场之间的符号相关系数, 由表可知, 10 a 预测的平均符号相关系数华北和长江中下游地区分别为 0.575 和 0.623。其中华北地区各个预测年份波动较小,

仅 1996 年符号相关低于 0.5, 其他均在 0.5 以上。而长江中下游地区降水预测距平和实况距平的符号相关系数波动很大, 1992 和 2000 年符号相关很低, 仅仅为 0.3 和 0.333, 而 1998 和 1996 年则分别为 0.900 和 0.867。

为了进一步说明预测情况, 我们以 1998 年夏季降水为例, 来分析降水的实测降水场与预测降水场的空间分布情况。从华北、长江中下游地区 1998 年夏季的实际降水距平场与预测距平场(图 3)可以看出,

表 3 1991—2000 年降水预测距平场与降水实况距平场的符号相关系数 ρ_s

Table 3 Symbol correlation coefficients of predicted and observed precipitation-anomaly fields from 1991 to 2000

年份	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	平均
华北	0.625	0.562	0.625	0.625	0.562	0.438	0.625	0.688	0.562	0.438	0.575
长江中下游	0.533	0.300	0.700	0.600	0.700	0.867	0.467	0.900	0.833	0.333	0.623

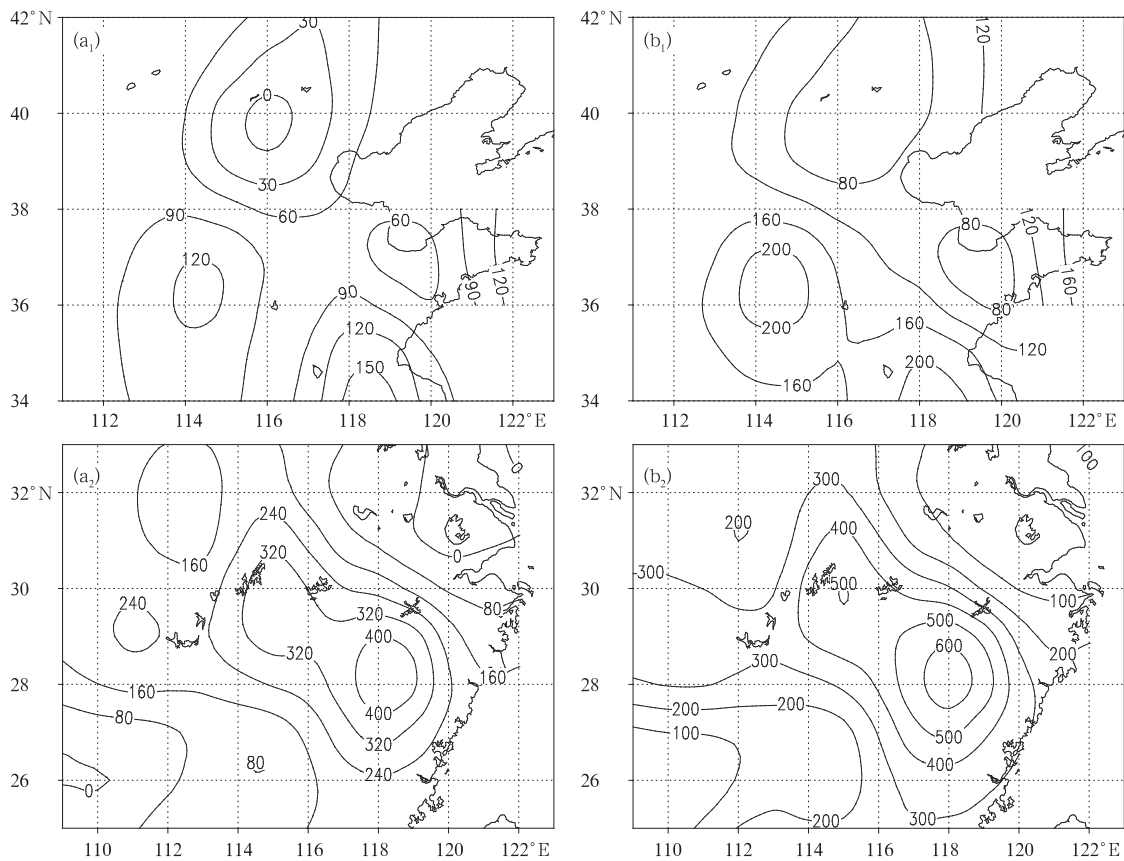


图 3 1998 年夏季降水的预测距平场与实测距平场的比较 (a_1 和 a_2 分别是华北和长江中下游地区预测降水的距平场, b_1 和 b_2 分别是华北和长江流域实测降水的距平场)(单位: mm)

Fig. 3 Comparisons between predicted and observed summer precipitation-anomaly field of 1998

(a_1 and a_2 are predicted fields for North China and middle-lower reaches area of Yangtze River, b_1 and b_2 are the observed fields for North China and lower reaches area of Yangtze River; unit: mm)

对这2个地区夏季降水量偏多、偏少的都能做出较好的预测,预测场与实况场降水距平的正、负中心基本上都能一致。

4 结论与讨论

本文设计了基于SVD迭代的短期气候预测模型,它有扎实的数学基础和严密的逻辑推理,把预测因子引入预测模式中,通过迭代运算,把上一次的预测结果代回下一次运算中去,使精度不断提高,收到了良好的实际效果。本文分别对华北地区16个代表站和长江中下游地区30个代表站1991—2000年10a的夏季降水做预报试验,除了个别年份的平均均方误差大于0.5之外,其他各个预测年份的平均均方误差均小于0.5。10a平均均方误差分别为0.352和0.312,而且每次预测试验的结果稳定性均很好。另外从1991—2000年夏季降水的预测距平场与实况距平场之间的符号相关系数看,10a预测的平均符号相关系数华北和长江中下游地区分别为0.575和0.623。其中华北地区各个预测年份波动较小,仅1996年符号相关低于0.5,其他均在0.5以上。而长江中下游地区降水预测距平场和实况距平场的符号相关系数波动很大,1992年仅0.3,而1998年则为0.9。

从1998年夏季预测降水的距平场和实际观测降水距平场空间分布可以看出,对降水量的偏多、偏少的状况,以及降水量距平的空间分布情况都能得到很好的预测,但是在降水多寡的量级上仍有很大偏差,需要进一步探讨和改进。

另外,大范围的气候特征,如夏季降水,有明显的空间差异,可根据气候的区域性特点或空间分布特征,划分成不同的小区域,再根据各个小区域不同的或相异的物理机制、气候规律等来寻找更加合适的预测因子进行分区预测,预测效果会更好。

参考文献

- [1] 谢炯光,曾琮,纪忠萍. 中国近30年来气象统计预报进展. 气象科技, 2003, 31(2): 67-83
Xie Jiongguang, Zeng Cong, Ji Zhongping. Statistical forecast of meteorology for the last 30 years in China. Meteor Sci Tech(in Chinese), 2003, 31(2): 67-83
- [2] 陈于湘. 自然正交函数在梅雨天气分析中的应用. 气象学报, 1981, 39(2): 192-204
Chen Yuxiang. The application of empirical orthogonal function to the diagnostic analysis of 'Plum rains' in China. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1981, 39(2): 192-204
- [3] 范蓓芬. 梅雨天气形势的经验正交函数分析. 气象学报, 1986, 44(1): 96-101
Fan Beifen. A analysis of empirical orthogonal function on the mei-yu pattern. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1986, 44(1): 96-101
- [4] 周紫东,王五在,杜行远. 向量场的经验正交展开及应用. 气象学报, 1983, 41(1): 24-32
Zhou Zidong, Wang Wuzai, Du Xingyuan. The empirical orthogonal expansion for a vector field and its application to meteorology. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1983, 41(1): 24-32
- [5] 王盘兴. 气象向量场的自然正交展开方法及应用. 南京气象学院学报, 1981, 6(1): 37-48
Wang Panxing. On the method of empirical orthogonal expansion in a meteorological vector field and its application. J Nanjing Instit Meteor (in Chinese), 1981, 6(1): 37-48
- [6] 张邦林,丑纪范,孙照渤. 用前期大气环流预报中国夏季降水的EOF迭代方案. 科学通报, 1991, 36(23): 1997-1998
Zhang Banglin, Chou Jifan, Sun Zhaobo. EOF iteration scheme of forecasting summer precipitation in China by former atmospheric circumfluence. Chinese Sci Bull, 1991, 36(23): 1997-1998
- [7] Wallace J M, Smith C, et al. Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500 mb height anomalies. J Climate, 1992, 5: 561-576
- [8] Cherry S. Singular value decomposition analysis and canonical correlation analysis. J Climate, 1996, 9: 2003-2009
- [9] Li Yuefeng, Luo Yong, Ding Yihui. The relationships between the global satellite-observed outgoing longwave radiation and the rainfall over China in summer and winter. Adv Space Res, 2004, 33: 1089-1097
- [10] 张永领,丁裕国. 我国东部夏季极端降水与北太平洋海温的遥相关研究. 南京气象学院学报, 2004, 27(2): 244-252
Zhang Yongling, Ding Yuguo. The teleconnection between summer extreme precipitation over East China and North Pacific SST. J Nanjing Inst Meteor(in Chinese), 2004, 27(2): 244-252
- [11] 丁裕国,江志红. SVD方法在气象诊断分析中的普适性. 气象学报, 1996, 54(4): 365-372
Ding Yuguo, Jiang Zhihong. Generality of singular value decomposition in diagnostic analysis of meteorological field. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1996, 54(4): 365-372
- [12] 丁裕国,程正泉,程炳岩. MSSA-SVD典型回归模型及其用于ENSO预报的试验. 气象学报, 2002, 60(3): 361-369
Ding Yuguo, Cheng Zhengquan, Cheng Bingyan. A prediction experiment by using the generalized canonical mixed regression model based on MSSA-SVD ENSO. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 2002, 60(3): 361-369
- [13] 李跃清,李崇银,黄荣辉. SVD相空间分析方法及其在海气耦合关系中的初步应用. 高原气象, 2003, 22(增刊): 17-23
Li Yueqing, Li Chongyin, Huang Ronghui. SVD phase space analysis and its preliminary application to sea-air coupling relationship. Plateau Meteor (in Chinese), 2003, 22(Suppl): 17-23

- [14] 孙淑清. 近五十年来华北地区旱涝特征与全球变化的研究及对未来趋势的探讨. 高原气象, 1999, 18(4): 541-551 Sun Shuqing. A study on the features of drought and flood in North China in recent 50 Years and relations between them and global changes. Plateau Meteor(in Chinese), 1999, 18(4): 541-551
- [15] 杨秋明. 热带海表面温度长期变化与中国降水异常的联系. 海洋预报, 1999, 16(4): 7-25 Yang Qiuming. The longrange changes of the tropic sea surface temperature connected with the anomalies of the rainfall in China. Marine forecasts(in Chinese), 1999, 16(4): 7-25
- [16] 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. 高原气象, 1999, 18(4): 465-476 Huang Ronghui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. The interdecadal variation of summer precipitations in China and drought trend in North China. Plateau Meteor(in Chinese), 1999, 18(4): 465-476
- [17] 李跃凤, 丁一汇. 海表温度和地表温度与中国东部夏季异常降水. 气候与环境研究, 2002, 7(1): 87-101 Li Yuefeng, Ding Yihui. Sea surface temperature, land surface temperature and the summer rainfall anomalies over Eastern China. Climatic Environ Res (in Chinese), 2002, 7(1): 87-101
- [18] 李忠贤, 孙照渤. 1 月份黑潮区域海温异常与我国夏季降水的关系. 南京气象学院学报, 2004, 27(3): 374-380 Li Zhongxian, Sun Zhaobo. Relation between January kuroshio SSTA and summer rainfall in China. J Nanjing Inst Meteor(in Chinese), 2004, 27(3): 374-380
- [19] 严华生, 严小冬. 前期高度场和海温场变化对我国汛期降水的影响. 大气科学, 2004, 28(3): 405-414 Yan Huasheng, Yan Xiaodong. Impact of the preceding northern hemisphere 500 hPa geopotential height and Pacific SST variation on the flood season precipitation over China. Chinese J Atmos Sci(in Chinese), 2004, 28(3): 405-414

FORECAST OF SUMMER PRECIPITATION BASED ON SVD ITERATION MODEL

Zhang Yongling¹ Wu Shengan² Ding Yuguo³ He Tong¹ Gao Quanzhou¹

¹ School of Geography and Planning, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275

² Meteorology Station of Hainan Province, haikou 570203

³ Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

Abstract

A new short climatic prediction model based on the singular value decomposition (SVD) iteration was designed, which has nice mathematics and strictly logical reasoning. Taking predictand into prediction model, using iteration computation, taking the last results into next computation, we can acquire better effects with improving precision.

Precipitation prediction experiments were separately done for 16 stations in North china and 30 stations in mid-lower reaches area of Yangtze River during 1991—2000. Their average mean square errors are 0.352 and 0.312 and the results are very stable. Mean square errors of 9 years are less than 0.5. Only one year's is more than 0.5. The mean sign Correlations coefficient between forecasted precipitation and observed rainfall in summer during 1991—2000 are 0.575 in North China and 0.623 in mid-low reaches area of Yangtze River. Librations of them in North China during the 10 years are small. Only sign correlation coefficient in 1996 is below 0.5. Others are all over 0.5. But sign correlation coefficients in mid-low reaches of Yangtze River vary obviously. The lowest is only 0.3, in 1992, and the highest is 0.9, in 1998.

As the forecasted precipitation abnormal field and distribution of that in 1998 summer are considered, We can see that the model forecasts abnormal of precipitation well, and forecasts also well the distribution of precipitation. But the errors are obvious in quantities of forecasted precipitation compared to that of observed precipitation. There is much to do with the model.

Climate characters of meteorological elements in large scale, such as summer precipitation, have obvious difference in spatial distribution. We can forecast better if we divided into sub-regions depending on the discrepancy of climatic characteristics in the region, and predicted in each sub-region.

The research shows that the model of SVD iteration is a very effective forecast model and has a strongly applicable value.

Key words: SVD iteration, Precipitation forecast, Factor.