

自然正交函数在梅雨天气分析中的应用*

陈 于 湘

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文讨论了自然正交函数的优缺点,并把它用于我国梅雨天气分析。结果表明:自然正交函数作天气分析是可行的。这种方法能得到与天气学分析一致的结果。

这是一种统计学分析方法,若与天气动力学方法相结合,可望在天气分析与预报中发挥更大的作用。

一、引 言

自然正交函数应用于气象学已有二十多年的历史。1957年, Sellers, W. D., 就用来作统计和动力相结合的预报模式^[1]。Sellers用动力方程预报出高度场,然后把它用自然正交函数展开,将所求得的高度场随时间变化的部份再与五天降水平均值求相关,得到一组回归系数,以预报未来的降水,但预报结果是不理想的。在这之后不久,苏联的 Барков, H. A., 用另一种思路求得了自然正交函数^[2], 将它用于气象场序列的分析与预报。我国气象工作者也把它用来作长期天气预报和统计动力预报^[3], 整理卫星接收的气象资料^[4]等。

本文选择我国长江中、下游的梅雨天气作分析对象,对“早梅”、“晚梅”、“空梅”三个典型例子作了分析(用自然正交函数展开它们的500毫巴高度场、温度场;700毫巴高度场及温度场,分析造成梅雨天气的主要天气系统及产生不同梅雨天气现象的原因)。结果表明:(1)过去对梅雨的研究^[5]认为,梅雨开始时,西风带有突然北撤的现象。近年来,一些学者对是否有突变提出了疑问。我们的研究进一步证实了这种突变现象的存在;(2)影响我国梅雨的主要因素是西风带长波和副热带高压,其次是西风带的短波槽;(3)副热带高压的状态、长波的稳定情况及它们之间的相互作用,决定了有无梅雨出现及梅雨出现的早、迟。

由此我们可以认为,用自然正交函数作天气分析有可取之处。比如,从统计角度细致地分析场的结构、各种起作用的波动的时间演变和空间分布,都可以从分解中看出来。若再与动力方法结合,可制作较能描写天气现象的预报模式。

二、自然正交函数的讨论

自然正交函数的原理和求法,许多著作已有详细介绍^{[6][1][2]},我们只给出计算公式。

* 本文于1979年8月7日收到,1979年12月25日收到修改稿。

某个气象场量的观测矩阵可写成

$${}_n\mathbf{H}_m = \begin{bmatrix} h_{11} & h_{12} & \cdots & h_{1m} \\ h_{21} & h_{22} & \cdots & h_{2m} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ h_{n1} & h_{n2} & \cdots & h_{nm} \end{bmatrix} \quad \text{或} \quad {}_n\mathbf{H}_m = (h_{ij}) \quad (1)$$

式中 $i=1, 2, 3, \cdots, n$ 为观测时间的序号; $j=1, 2, 3, \cdots, m$ 为观测站序号。随研究目的的不同, j 还可以是同一测站不同高度的编号, 也可以是同一高度上不同要素等等。对这样的观测矩阵作协方差矩阵

$${}_m\mathbf{A}_m = {}_m\mathbf{H}'_n \cdot {}_n\mathbf{H}_m \quad (2)$$

这里的 ${}_n\mathbf{H}_m$ 已是距平值, 即 ${}_n\mathbf{H}_m = (h_{ij} - \bar{h}_j)$, 而 $\bar{h}_j$ 是对某个 j 的平均值。 ${}_m\mathbf{H}'_n$ 是 ${}_n\mathbf{H}_m$ 的转置矩阵。

求协方差矩阵 ${}_m\mathbf{A}_m$ 的特征值及特征向量是用求解特征方程

$${}_m\mathbf{A}_m \cdot \mathbf{X}_k = \lambda_k \cdot \mathbf{X}_k \quad (k=1, 2, 3, \cdots, m) \quad (3)$$

来实现的。对每一个 k 值, (3) 式可以展开成一组线性方程

$$\left. \begin{aligned} a_{11}x_1^{(k)} + a_{12}x_2^{(k)} + \cdots + a_{1m}x_m^{(k)} &= \lambda_k x_1^{(k)} \\ a_{21}x_1^{(k)} + a_{22}x_2^{(k)} + \cdots + a_{2m}x_m^{(k)} &= \lambda_k x_2^{(k)} \\ \cdots &\cdots \\ a_{m1}x_1^{(k)} + a_{m2}x_2^{(k)} + \cdots + a_{mm}x_m^{(k)} &= \lambda_k x_m^{(k)} \end{aligned} \right\} \quad (3)'$$

用叠代法^[6]解方程组(3)', 求出全部特征值 $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \lambda_3 \geq \cdots \geq \lambda_k \cdots \geq \lambda_m$ 及它们对应的特征向量

$$\mathbf{X}^{(1)} = \begin{bmatrix} x_1^{(1)} \\ x_2^{(1)} \\ \vdots \\ x_m^{(1)} \end{bmatrix}, \quad \mathbf{X}^{(2)} = \begin{bmatrix} x_1^{(2)} \\ x_2^{(2)} \\ \vdots \\ x_m^{(2)} \end{bmatrix}, \quad \cdots, \quad \mathbf{X}^{(k)} = \begin{bmatrix} x_1^{(k)} \\ x_2^{(k)} \\ \vdots \\ x_m^{(k)} \end{bmatrix}, \quad \cdots, \quad \mathbf{X}^{(m)} = \begin{bmatrix} x_1^{(m)} \\ x_2^{(m)} \\ \vdots \\ x_m^{(m)} \end{bmatrix}$$

它们必须满足正规化条件

$$\sum_{j=1}^m \mathbf{X}_j^{(k_1)} \cdot \mathbf{X}_j^{(k_2)} = \begin{cases} 1 & \text{当 } k_1 = k_2 \\ 0 & \text{当 } k_1 \neq k_2 \end{cases}$$

$\mathbf{X}^{(k)}$ 便是原始场 ${}_n\mathbf{H}_m$ 的自然正交函数, 它的各项系数由下式求得

$${}_n\mathbf{T}_m = {}_n\mathbf{H}_m \cdot {}_m\mathbf{X}'_m \quad (4)$$

${}_n\mathbf{T}_m$ 是与 ${}_n\mathbf{H}_m$ 同阶的矩阵。至此, 我们完成了全部展开。于是原始场便可表示成自然正交函数的线性组合

$$\mathbf{H}_{ij}(t, s) = \sum_{k=1}^h \mathbf{T}_{ik}(t) \cdot \mathbf{X}_{jk}(s) \quad (5)$$

式中 s 代表空间点, t 代表观测时间, h 是展开(或叫逼近)的项数。若取有限项去逼近原始场, 则可根据方差比 W^2 估计出误差^[7]。

$$W^2 = 1 - \left(\sum_{k=1}^h \lambda_k / \sum_{k=1}^m \lambda_k \right) \quad (6)$$

$h=1, 2, 3, \dots, m$, $h < m$, 当 $h=m$ 时, $W^2=0$ 。

现在, 用一个展开的实例来讨论自然正交函数的特征。资料时段是 1960 年 5 月 1 日至 7 月 29 日, $20^\circ-40^\circ N$, $100^\circ-125^\circ E$ 范围内, 30 个高空台站的 500 毫巴高度, 每天取 20 点(北京时, 下同)的观测, 组成矩阵 $H_m = (h_{ij})$, 在这个例子里, $n=90, m=30$ 。协方差矩阵 A 是 30×30 阶的方阵, 分析展开的结果, 我们认为, 自然正交函数有如下优点:

(1) 自然正交函数收敛很快。图 1 是 1960 年 5 月 1 日至 7 月 29 日 500 毫巴高度场展开的特征值。随着序号 k 的增加而迅速递减。它就代表了自然正交函数的收敛情况。 $\lambda_1=378.5$, 而 $\lambda_{12}=3.8$, 二者之比将近一百倍。这个特点使得我们能够用较少的前几项去逼近场。

我们取前 12 项去逼近 1960 年 6 月 1 日 500 毫巴高度场。比较图 2 和图 3 它们不仅形势相似, 而且每个站的高度值也相差无几, 其中最大差值只有 1.7 位势什米, 多数站相差 1 个位势什米以下。

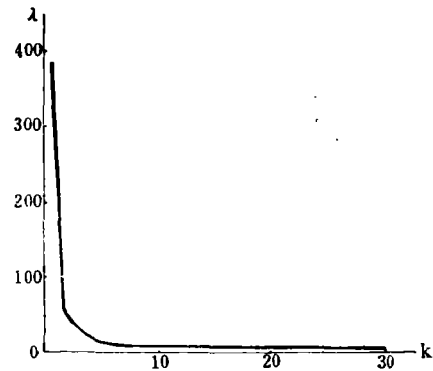


图 1 500 毫巴高度场的特征值分布

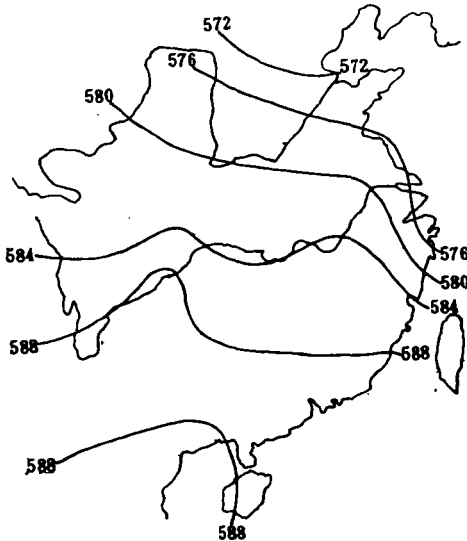


图 2 1960 年 6 月 1 日 500 mb 实况
(单位: 位势什米)

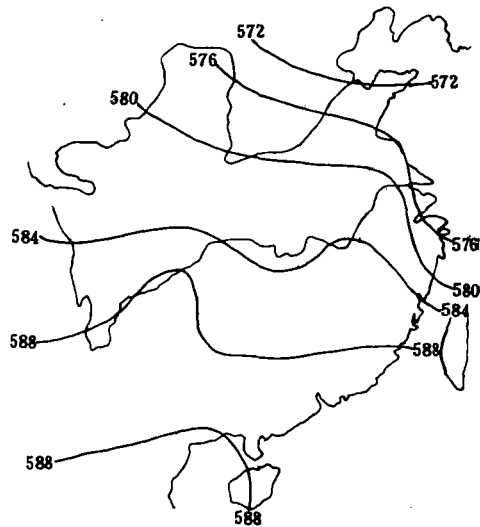


图 3 取 $h=12$ 对 1960 年 6 月 1 日
500 mb 的逼近

自然正交函数的这个特点, 是由于它不是用事先给定的函数形式去逼近某个场, 而是根据观测资料本身的结构, 经统计确定函数的形式。因为它紧紧抓住被展开对象的特征, 所以它几乎比所有其他函数展开都收敛得快。若将这个特点用于客观分析则可大大

压缩资料处理的工作量。

(2) 应用灵活方便。这是与其他函数展开比较而言。若用三角函数、球函数、Hough 函数展开, 都需要在固定的网格上读数, 这将带来繁重的工作量。用自然正交函数展开, 则不需要在网格上读数, 只要给每个站一个代号即可。这就避免了大量繁琐的工作, 特别是在记录稀少的地区, 给资料处理带来许多方便之处。

(3) 易于找出主要因素。一次天气过程常常是几种天气系统共同作用的结果, 而这些系统之间又相互作用, 构成变化多端的天气现象。要在这些错综复杂的天气现象中找出起主要作用的系统不是件容易的事, 尤其是要定量的比较各类系统的重要性则是困难的。当我们表征这些系统的物理量作自然正交展开, 然后分析各分量的权重及其对应的自然正交函数, 就能找出贡献最大的系统, 比较出它们之间的相对重要性。

图 10 是 1960 年 500 毫巴高度场展开的权重系数 $T_{jk}(t)$ 的前六个分量, 图 6 是与它对应的正交函数 $X_{jk}(s)$ (限于篇幅, 只给出这几个分量)。我们看到 $k=1$ 曲线的最大振幅比 $k=2, 3, 4, 5$ 中的最大振幅大三至四倍; 比 $k=6$ 以上的振幅大一个数量级。在 $k=1$ 中, 有明显的 15 天周期, 而它对应的正交函数(图 6 a)呈纬向波动。这表明, 我们展开的区域, 在梅雨天气中起主要作用的是西风带 15 天周期的长波系统的波动。在低纬度地区, 副热带高压的活动周期也是 15 天左右, 因此, 可以说西风带长波和副热带高压是梅雨天气中起主要作用的系统。其次是 $j=2, 3, 4, 5$ 曲线中的三到七天的短波。

(4) 便于确定场的随机界限。为了逼近某个气象场, 将取多少项才能既抓住该场的主要特征, 又能滤掉那些非本质的扰动, 这便将是场的随机干扰限取在何处的问题。对 500 毫巴高度场, 我们给出一个比值。令 $A_k = \sum_{i=1}^n T_{ik}^2(t)$ 代表第 k 项权重振幅 $T_{ik}(t)$ 的平方和, 根据我们展开的结果, 当 $A_k/A_1 < 0.01$ 时, 第 k 项以后的各项均可视为随机干扰。 k 就是随机限的项数。1960 年 5 至 7 月 500 毫巴高度展开的权重平方和 $A_1 = 32867.0$, $A_{12} = 317.6$, $A_{12}/A_1 = 0.0096$, 所以, 我们认为 $k=12$ 就是 500 毫巴高度场的随机界限。

最后谈谈使用自然正交函数要注意的问题, 这就是它的稳定性问题。 $X_{jk}(s)$ 是只依赖于空间的函数。只要展开区域和资料数目一确定就确定了 $X_{jk}(s)$ 的空间分布。但是, 当延长或缩短资料的时间, 或改变其中几个测站时, 它的协方差矩阵会发生一定的变化。若变化小, 我们称 $X_{jk}(s)$ 是稳定的, 若变化大, 则称为不稳定的。它的意义在于, 稳定性好坏, 影响使用它的广泛程度。如果稳定性好, 在客观分析中可以大大节省工作量, 可以用来制作各种(统计的或统计与动力相结合的)天气预报模式。在数值预报中, 建立谱模式做基底函数时, 要求很高的稳定性。根据我们展开的结果, 对 500 毫巴高度场, 稳定性相当好, 温度场差一些, 700 毫巴的要素稳定性也比较差。

这就是自然正交函数不足之处, 它不是对所有要素都稳定。所以用作天气预报时, 特别注意稳定性。用作天气分析, 这个问题就不存在了, 因为我们总是在已获得的资料中进行分析, $X_{jk}(s)$ 已不再变化。

三、用自然正交函数分析梅雨天气

我们选了1958年(空梅), 1959年(晚梅), 1960年(早梅)作代表, 对这三年的500毫巴高度场进行自然正交展开, 讨论梅雨期高空形势的特点; 挑出1960年(早梅)作了500毫巴温度场、700毫巴高度、温度场展开, 以便讨论低空环流结构及温度场的特征。所有分析对象的资料均为5月1日至7月29日每天20点的观测值(共90天)。展开范围仍然取 $20^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}-125^{\circ}\text{E}$ 左右, 即我国东南部地区30个高空台站。

下面分别讨论展开结果。我们注意到自然正交函数 $X_{j,k}(s)$ (或叫做特征向量), 它是只依赖于空间点 s 的函数; 权重系数 $T_{j,k}(t)$ (或叫做振幅)是只依赖于参数 t 的函数, 在我们这些例子里, 参数 t 代表时间。

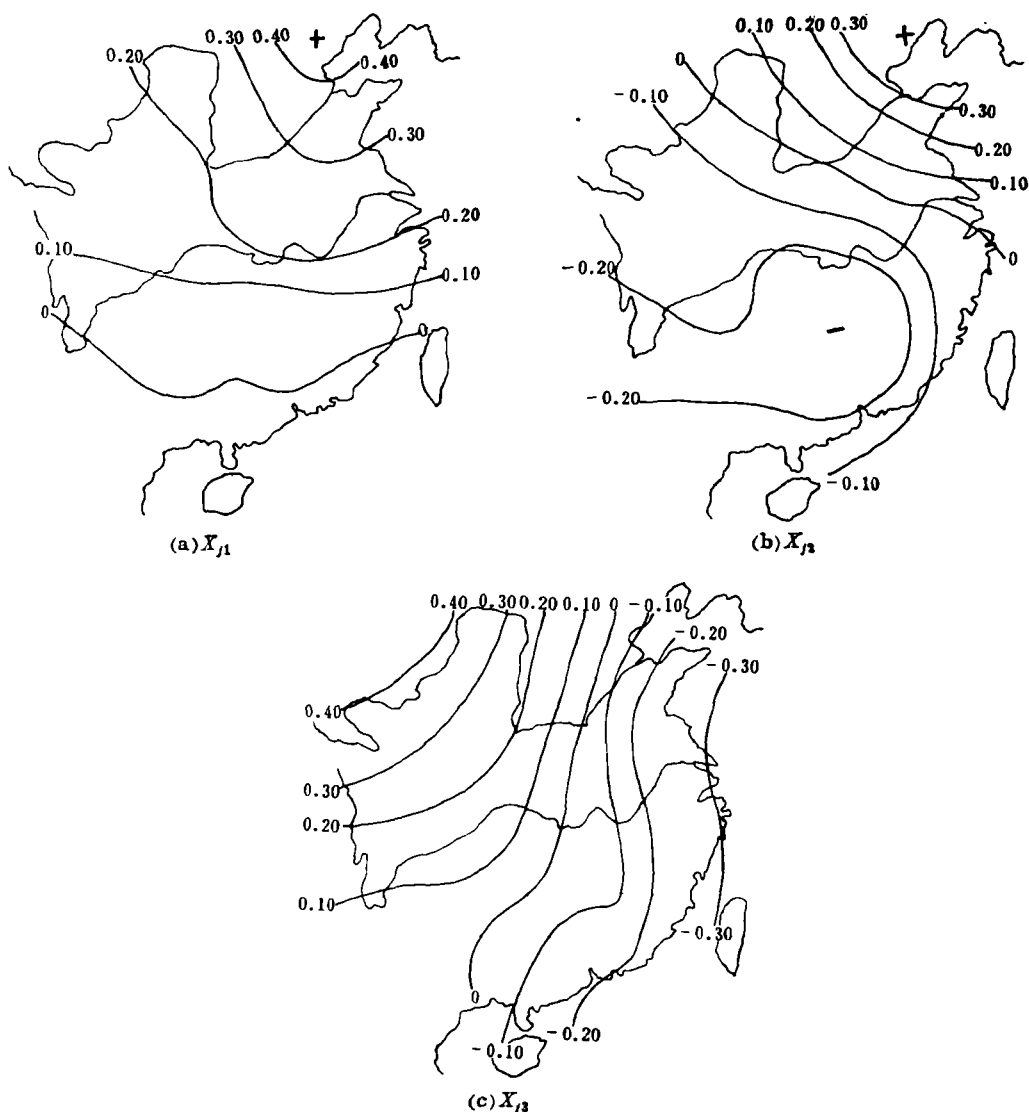


图 4 1958 年 5—7 月 500 毫巴高度展开的自然正交函数 $X_{j,k}(s)$

1. 500 毫巴的 X_k 分析

自然正交函数的各个分量代表着各种波动的空间分布, 而它的权重系数则表示该种波动在随时间变化的过程中贡献的大小。当我们展开的是高度场时, 各个分量表示各种气压波对等压面高度变化的贡献。

图 4, 5, 6 给出了梅雨季节三种不同类型 500 毫巴高度展开的自然正交函数前三个分量。这种分量每年都有 30 个。随着 K 值的增加, 波动的空间尺度迅速减小。由于季节相同, 影响该区的大气环流形势和主要天气系统应当是相同的。不同的是系统的强弱、配置各年差别很大。图 4a, 5a, 6a 分别是上述三年展开的第一个分量。共同点是在整个展开区域内, 是一个正距平区, 最大距平中心位于北京—济南一线。长江流域以南差别较大, 1960 年(图 6a)江南是明显的两槽一脊型, 西风槽活动频繁, 平均位置在华北、华东

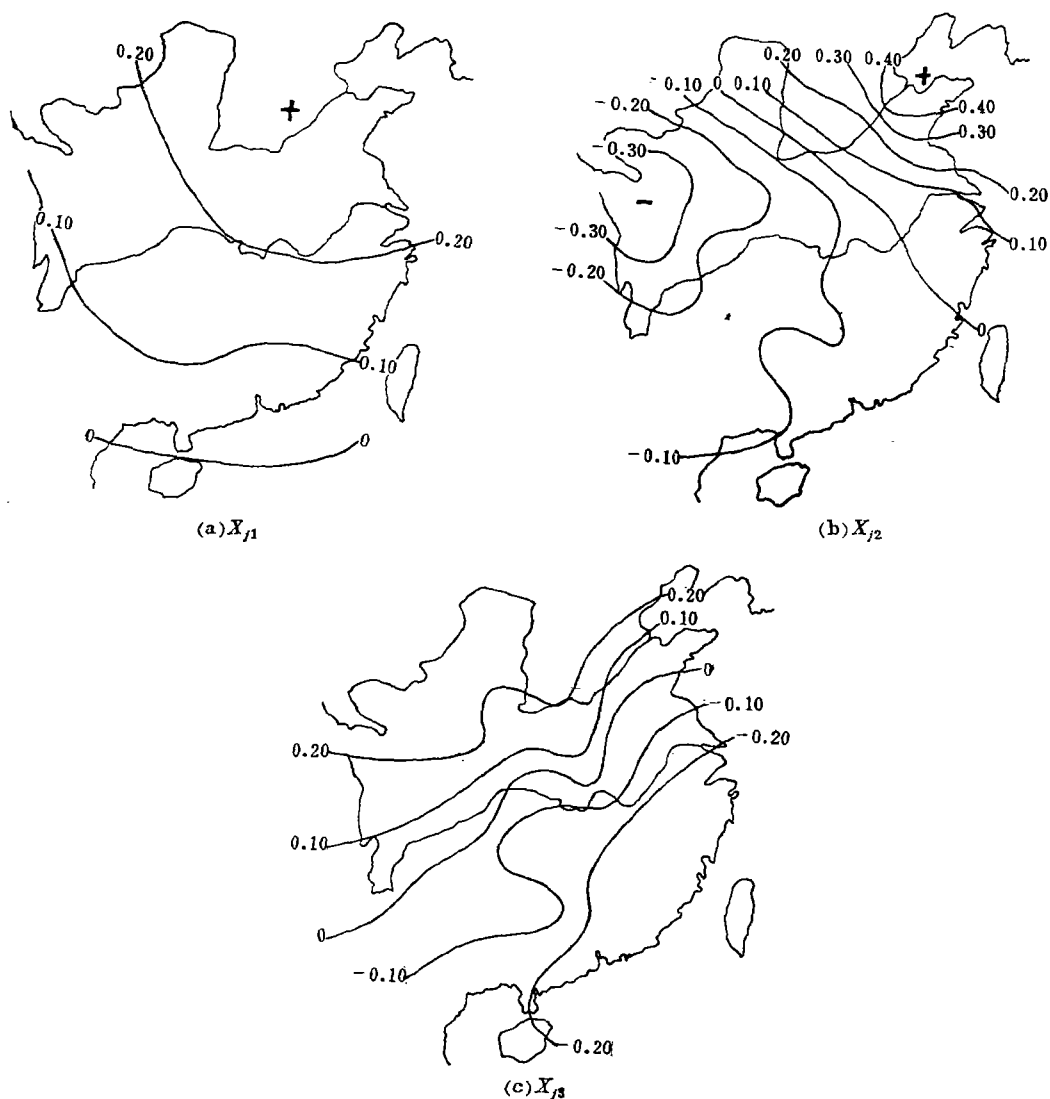


图 5 1959 年 5—7 月 500 毫巴高度展开的自然正交函数 $X_{fk}(s)$

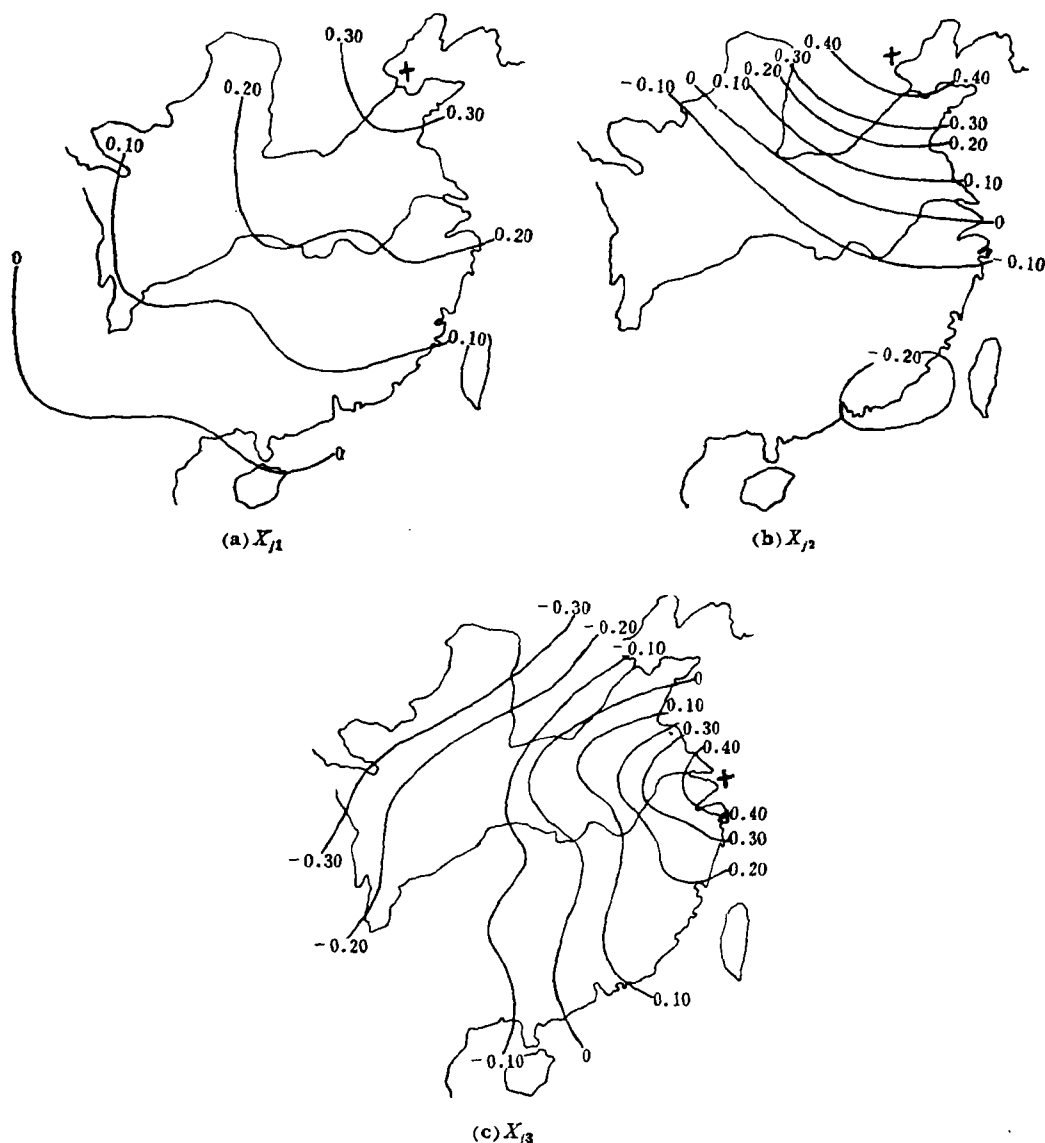


图 6 1960 年 5—7 月 500 毫巴高度展开的自然正交函数 $X_{j\alpha}(s)$

的两个槽，向长江中下游输送冷空气，对梅雨的发生起了重要作用。1958 年(图 4a)和 1959 年(图 5a)在江南没有明显的槽线，冷空气供应不足。这是造成 1958 年空梅和 1959 年晚梅的原因之一。

第二个分量由图 4b, 5b, 6b 给出。正负距平的分布大致相似，从杭州—西安以北是正距平，以南为负距平。这种相似也说明，每年 5 至 7 月影响该区的天气系统是相同的。不同之处是零值线的倾斜度。它表明，南北方向上风分量的强弱不一样，也就是北方冷空气到达南边的地理位置不一样，因而形成冷暖空气交绥地带不同，造成了不同的梅雨天气。且负距平中心位置和强弱的差别，反映了副高的位置和强弱的不同。

第三个分量 X_{j3} 差别逐渐大起来。1958 年(图 4c)北京至南宁为零线，以西为正距

平, 以东为负距平, 特征向量的等值线几乎是南北向的, 而且非常密集。1959 年 (图 5c) 以徐州—昆明为零线, 其西北为正距平, 西南为负距平。上述分布表明, 1958, 1959 年夏季, 长江中、下游高空 500 毫巴上盛行较强的偏西北气流。1960 年上海附近为正变高中心, 零线在长沙附近穿过长江, 以西为负距平。这样的流场结构使长江中、下游 500 毫巴上为偏南风, 说明在这年偏南气流深厚, 暖湿空气充足, 这是梅雨发生的必要条件。而 1958, 1959 年偏南风浅薄, 500 毫巴上整个区域盛行偏北风, 因此, 这两年暖湿空气条件欠充足, 这也是空梅和晚梅的原因之一。

第四分量是空间尺度较小的变高中心, 它们代表了中小尺度系统的作用。各年分布差别比较大。为了比较“空梅”和“早梅”的差别, 将 1958 年和 1960 年的第四项作单项展开。图 7a 是只用第四项进行的展开。 $T_{i4} < 0$ 与 $T_{i4} > 0$ 的展开图大体相似, 全场为平直西风, 588 位势什米线没有出现。说明副高位置比较偏东。从天气图上得知, 副高中心远在太平洋上 160°E 附近停留。因此, 副高前沿偏南风带来的暖湿空气达不到长江中、下游地区, 使得 1958 年夏季平均说来暖湿条件也不充足。

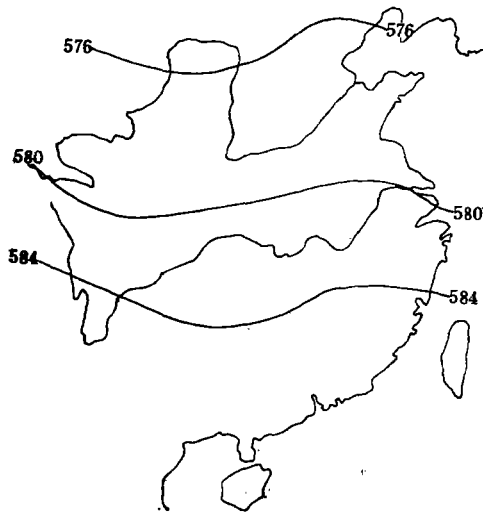


图 7(a) $T_{i4} > 0$, 1958 年的单项展开

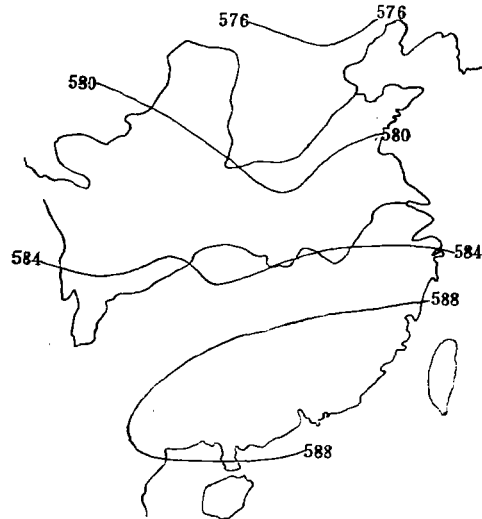


图 7(b) $T_{i4} > 0$, 1960 年的单项展开

图 7b 是 1960 年的第四个分量的展开图。无论 $T_{i4} > 0$ 还是 $T_{i4} < 0$, 展开图上 30°N 以北是西风带, 588 位势什米线西伸至我国两广地区, 脊线在 $22^\circ - 25^\circ \text{N}$ 。副高前沿的西南气流深入到我国江淮流域, 带来了丰富的水汽, 为梅雨创造了条件。

第五、六项是更小尺度的系统, 因为它们对高度场变化的贡献远比前几项小, 我们不再一一讨论。

2. 500 毫巴的 T_{ik} 分析

图 8, 9, 10 分别是 1958, 1959, 1960 年 5 月 1 日至 7 月 29 日 500 毫巴展开的权重系数 T_{ik} 部份, 它是只依赖于时间参数 t 的函数。曲线反映出 500 毫巴上各种波动的演变过程。

显而易见, 三张图中第一分量的振幅比其他任何一项都大得多。换句话说, $k=1$ 的

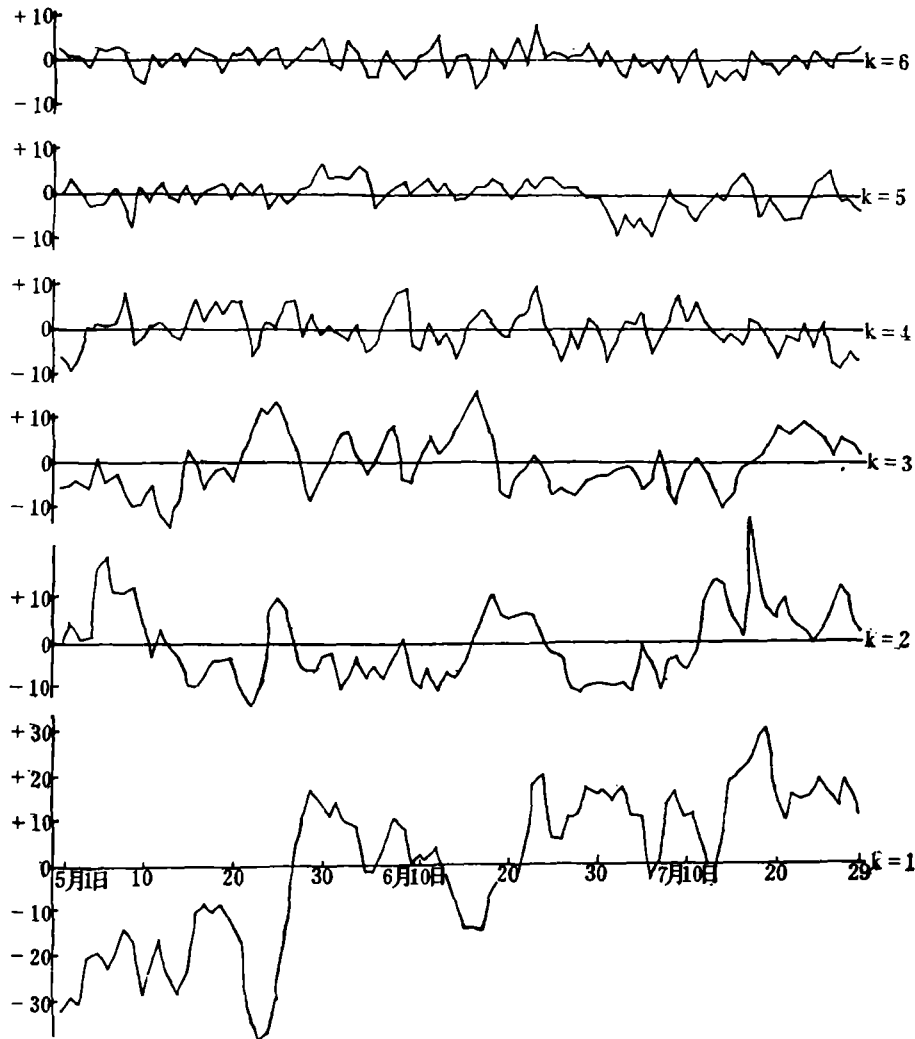


图 8 1958 年 5—7 月 500 毫巴高度场展开的 $T_{1k}(t)$

项贡献最大, 比 $k=2, 3, 4, 5$ 大好几倍, 比 $k=6$ 的项要大一个数量级。因此, 有必要仔细分析 $k=1$ 项代表的物理现象和波动。

首先我们看到, 5 月底以前, 这三条曲线一直在平均线下面波动, 偶尔上升到平均线以上, 但维持不了三天, 很快又下降。到六月上旬甚至中旬以后, 才稳定在平均线之上, 直到 7 月底(资料截止到此), 还没有下降到平均线以下。像这样长的时间尺度(一个月以上)是大气环流季节变化的反映。我们知道春末夏初, 环流确有一次季节性的大调整, 其次, 从稳定的负距平到稳定的正距平之间, 有一个剧烈的调整过程, 如 1958 年 5 月 23 日至 29 日(图 8); 1959 年 6 月 4 日至 7 日(图 9); 1960 年 5 月 19 日至 24 日(图 10)都出现了相当迅速的变化。其中, 最大日变化率达 24 位势什米/天。这个现象说明, 环流形势在调整期间有一次称为“突变”的过程; 第三, 曲线上叠加着周期为 15 天左右的波动, 它是大气长波的时间尺度。

第二、三、四分量没有第一分量那种长期稳定和突然变化的特征, 波动周期也比较

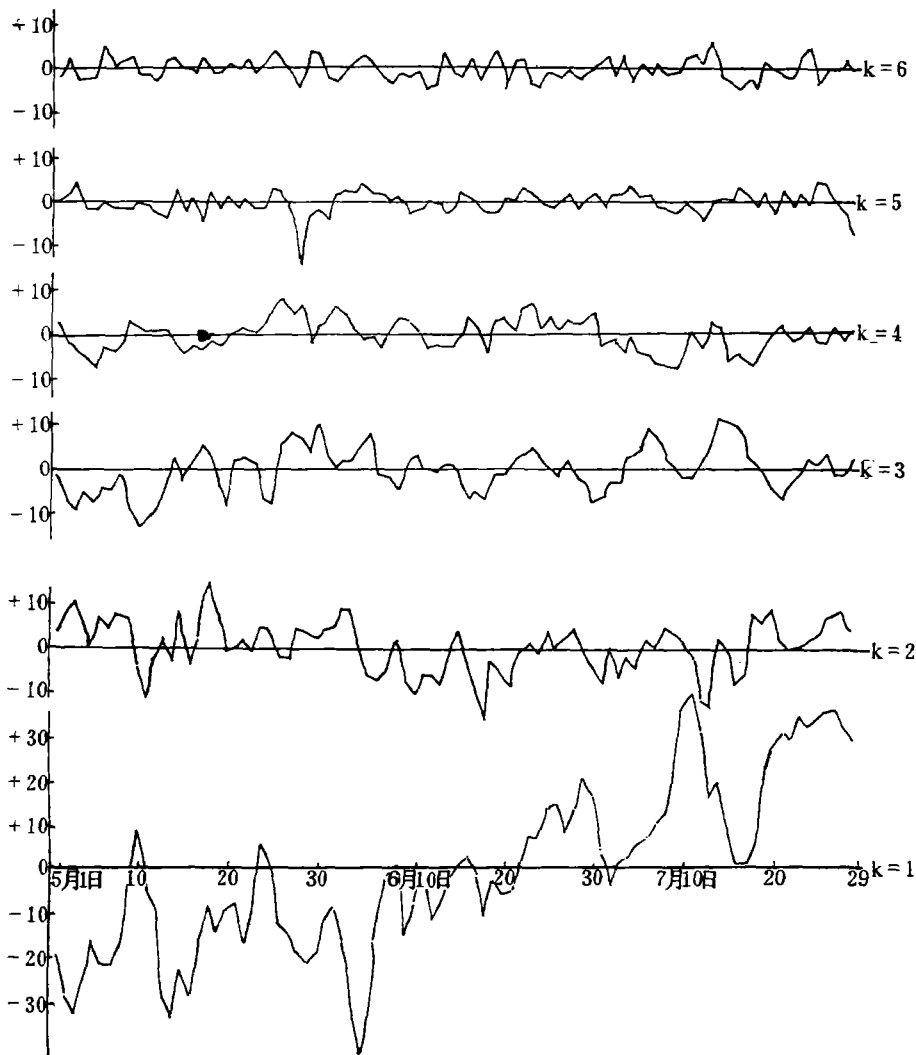


图 9 1959 年 5—7 月 500 毫巴高度场展开的 $T_k(t)$

短,一般在 3—7 天左右。最大距平值显然比第一分量小得多。这正是西风带槽脊和梅雨气旋的生命史。

第五个分量仍然有 1 至 3 天的周期,但振幅已经很小,对场变化的影响不大。

第六个分量变化极快,它所反映的并非天气尺度的波动。

上述特征是这三年的共同点,它们的区别也是十分明显的,正是由于这些差别造成了梅雨天气的差别:环流开始调整的时间各年不一致,1958 年 5 月 23 日开始调整,1959 年 6 月 4 日开始,1960 年是 5 月 19 日开始。就此三年而论,前后相差 16 天。调整过程有快有慢,1958 年从 5 月 23 日开始到 5 月 29 日就稳定下来(我们规定达到正距平三天以上才算稳定),只用了一周,1959,1960 的调整过程都长达 20 天左右;第一分量 T_{11} 上叠加的长周期波动平稳程度相差很大。在 $k=1$ 的曲线中 15 天的周期不规则(图 8)说明该年长波型式不稳定。1960 年自 6 月 8 日以后,曲线出现有规则的 10—15 天的周

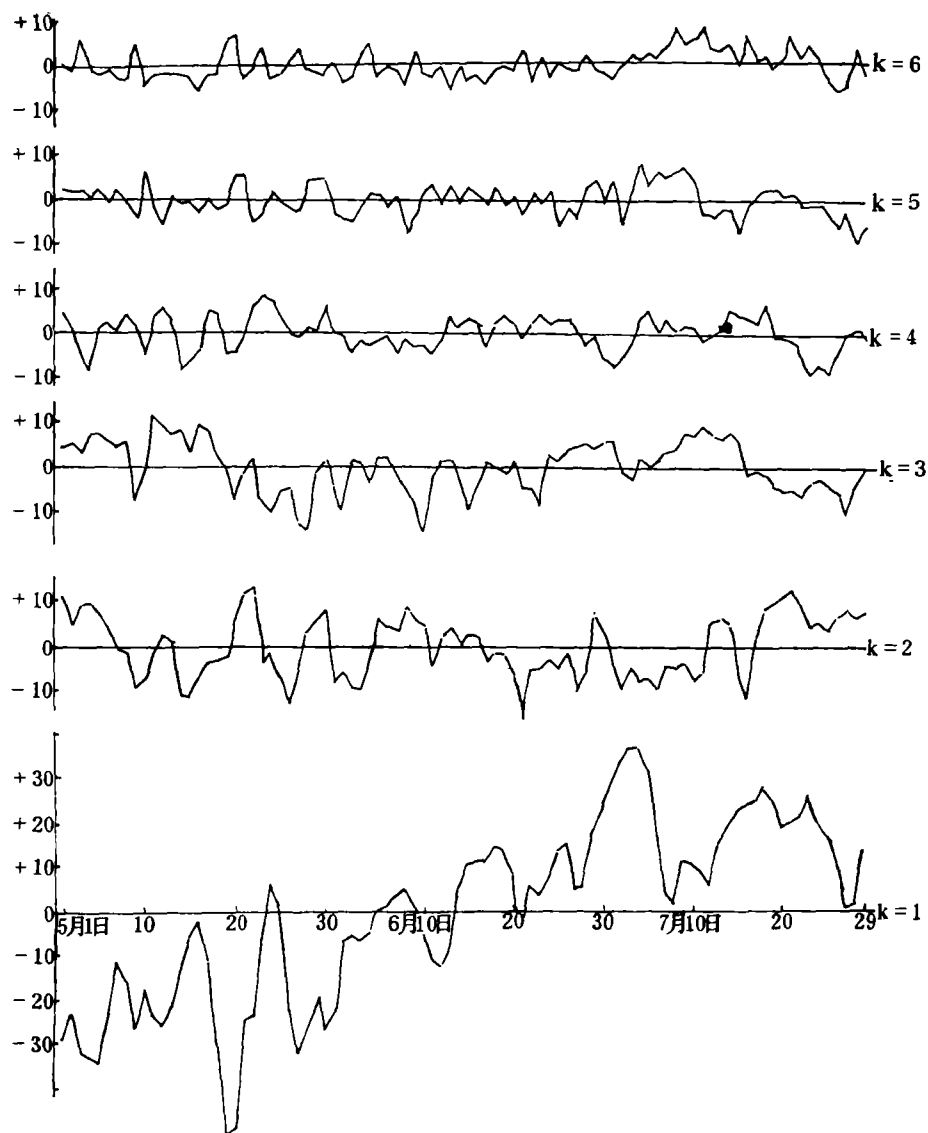


图 10 1960 年 5—7 月 500 毫巴高度场展开的 $T_{ik}(t)$

期，长波型式稳定；第二、三分量有梅雨年和无梅雨年也有差别。我们将 1958 和 1960 年第二、三两项振幅的平方和进行比较，发现 1958 年 3—7 天扰动的强度比 1960 年要大，说明 1958 年西风带形势不够稳定。在天气图上表现为：该区常有移动性的高压中心经过长江中、下游，环流经向度较大。1960 年 500 毫巴上 3—7 天扰动的振幅比较小， 30°N 以北西风环流基本上呈纬向型。较为稳定的西风环流背景也是产生梅雨的必要条件。

通过以上分析，我们认为，从时间演变曲线 T_{ik} 中看出，梅雨是季节性天气现象，梅雨必须要在 500 毫巴高度值从稳定的负距平调整到稳定的正距平之后才开始，同时东亚地区要有稳定的长波系统。梅雨开始之前，500 毫巴环流有一次从低值到高值的剧烈

调整,通常称为“突变”。西风带必须相对稳定,其上有3—7天的短周期波动东移;从特征向量的分析中看出,作为500毫巴气压场,在梅雨季节起主要作用的系统是西风带长波和副热带高压,它们之间需要有一定的配置才有利于梅雨的产生。一般说来,副高的588位势什米线西伸到我国两广地区,脊线在 $20^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$, 30°N 以北是西风带。这些结果,与我国气象工作者对梅雨天气的分析是一致的^[8]。陶诗言先生等对“中国的梅雨”做过仔细研究^[5],他们认为,梅雨起迄日期高空风场有一次突然转变。这种突变现象在我们的分析(图8,9,10中第一分量 T_{11})中看得相当清楚,进一步证实了环流突变的存在。第二、三、四分量的时间演变曲线中出现的周期,与梅雨气旋发生的周期类似。

对梅雨比较典型的1960年,还作了700毫巴高度场、温度场以及500毫巴温度场的展开。展开范围、资料的时间都与500毫巴高度展开时所取的相同(图略)。展开结果表明,对流层低层,长江以南盛行偏南风气流,沿长江中、下游有一条零变高线,700毫巴的零变高线代表一条高空锋区,它的北面是负变压区,南面是正变压区。在地面表现为一条准静止锋。

细致比较700毫巴与500毫巴各对应的特征向量,我们发现,除第一分量外,其他各项的正负距平值上、下层分布差别很大,甚至符号相反。大致以汉口为中心,上、下层的位相差近乎相差 90° 。这种分布表明,500毫巴与700毫巴之间存在着风向的垂直切变。

500毫巴温度的特征向量分布与高度场的特征向量分布基本上是一致的。即温度的等距平线与高度的等距平线交角不大,变温中心位置与变高中心相距不远,这是500毫巴接近正压状态的反映。它的时间演变特征与高度场相似,最突出的一点仍是5月底6月初的一次剧烈的调整。温度场的突变也是明显的。

700毫巴上温度等距平线同高度等距平线交角甚大,主要的几个分量几乎相交 90° 。另一个特点是长江中、下游地区温度梯度不明显、说明梅雨期700毫巴上锋面结构不典型,这是符合天气事实的。

四、结 语

我们用几个自然正交展开的实例,讨论了自然正交函数的优点和不足之处。用于天气分析,得到了同天气学方法分析相一致的结果。同时还为寻找对某种天气现象起主要作用的系统提供了一种方法。因此我们认为,自然正交展开可以作为一种分析天气的手段。目前,它越来越广泛地应用于气象学及地球物理学中。

本工作自始至终得到王宗皓同志耐心地指导,又承陶诗言先生热情指教;陈嘉滨同志、周家斌同志也对此工作提出过十分有益的意见,在此一併衷心的谢意。

参 考 文 献

- [1] Sellers, W. D., A statistical-dynamic approach to numerical weather prediction, AD 117231, 1957.
- [2] Багров, Н.А., Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих, ТРУДЫ. Ц. И. П. 74, 1959.
- [3] 郑庆林、杜行远,使用多时刻观测资料的数值天气预报新模式,中国科学,1973年第3期。
- [4] 中国科学院大气物理研究所,气象卫星的红外遥测及反演(一),科学出版社,1977。
- [5] 陶诗言、赵煜佳、陈晓敏,中国的梅雨,中央气象局论文集,1958.6。

- [6] 法捷耶夫, Д. К., 法捷耶娃, В. Н., 线代数计算方法, 上海科学技术出版社, 1965。
[7] 王宗皓、李麦村等, 天气预报中的概率统计方法, 科学出版社, 1974。
[8] 邹浩、钱自强、朱翠英、强盘清: 长江流域中下游梅雨时期500毫巴环流的分析, 气象学报 34, №.2 174—184, 1964。

THE APPLICATION OF EMPIRICAL ORTHOGONAL FUNCTION TO THE DIAGNOSTIC ANALYSIS OF "PLUM RAINS" IN CHINA

Chen Yu-xiang

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, the advantages and shortcomings of empirical orthogonal function have been discussed. This function was applied to the diagnostic analysis of "plum rains" in China. The results indicate that the empirical orthogonal function is useful in the diagnostic analysis. With this approach the results which are in agreement with synoptic analysis can be obtained.

This is a statistical method. It would play a greater role in weather analysis and forecast, if it is combined with synoptic and dynamic methods.