

# 我国夏季气温、降水场的时空特征分析

黄嘉佑

(北京大学地球物理系)

## 提 要

本文用主分量及转动主分量分析方法对我国夏季气温及降水量场(1951—1985年期间)的时空特征进行了研究。从所提取的空间模式中发现气温的解释方差较降水的大,且具有较好的均匀性;从对应的时间分量分析发现气温与降水均具有2—3年的主要变化周期,与东亚大气环流的关系分析中以气温表现较为密切。

对气温和降水场时空特征的稳定性分析表明,无论在持续性、周期性及与东亚大气环流的关系上,进入70年代后均有较明显的变化。比较表明气温场的稳定性较降水为好。

气温场与降水场相互关系分析发现它们有显著的反相关,表现显著的地区为长江中下游、华南及华北等。

**关键词:** 主分量分析;转动主分量分析;气温;降水。

## 一、前 言

夏季的旱涝由于它本身带来的灾害性而受到极大的关注,它的变化规律以及它与大气环流的关系愈来愈受到重视<sup>[1-2]</sup>。一般旱涝的度量多使用降水量的距平值。然而由于降水量测量手段(雨量筒的面积范围内),加上降水的局地性,使降水序列的代表性受到很大的影响。例如某次天气过程使某城市地区产生一次降水过程,但是由于降水的局地性在该市郊区的测站上很可能没有测量到降水量,与之相反,气温则有很强的地区代表性。因此,研究较大范围地区的气候状况与大气环流之间的联系,使用气温这一气象要素作代表似乎更合理一些。本文着重研究我国夏季气温场和降水场的均匀性、代表性及其随时间变化的规律性;研究用气温代表气候状况的可能性及其与大气环流的关系。

本文在研究气温场和降水场的时空特征中,使用主分量分析及转动主分量分析方法<sup>[3]</sup>。在求取转动主分量的过程中,本文提出一种更为快捷的计算方案。

## 二、资料与方法

本文使用1951—1985年期间我国100个站上6—8月气温及降水量资料。夏季气温及降水量使用3个月的累积值。为消除站点地理位置引起的平均值及变率的差异,无论对气温还是降水的各站序列,均施行标准化。由它们组成气温(降水)的资料阵,记为 $X_{(p \times n)}$ (其中 $p=100$ 为站点数, $n=35$ 为年数)。

按照主分量分析或因子分析的方法<sup>[4]</sup>,可以从资料阵中提取 $m(<n)$ 个主分量并构成主分量矩阵 $F(m \times n)$ 。各主分量具有均值为0,方差为1的特点,各个主分量相互

独立, 资料阵可以进行分解, 表示为

$$X = AF + U, \quad (1)$$

式中  $U_{(p \times n)}$  为误差矩阵 (或称特殊因子矩阵),  $A_{(p \times m)}$  为分量 (因子) 荷载矩阵, 荷载阵表示为

$$A = V \Lambda^{\frac{1}{2}}, \quad (2)$$

其中  $V_{(p \times m)}$  为由各站点气温 (降水) 序列的相关阵的  $m$  个较大的特征值对应的特征向量为列向量所构成,  $\Lambda^{\frac{1}{2}}_{(m \times m)}$  为  $m$  个较大的特征值开方为对角元素组成的对角阵。

在转动的主分量分析中, 转动后的分量荷载阵  $A^*$  可按极大方差转动准则求得转动矩阵  $T$ , 再与原荷载阵相乘即得:

$$A^* = AT. \quad (3)$$

按传统的做法<sup>[5]</sup>, 转动后的分量估计使用下式计算:

$$\hat{F}^* = A^{*-1} X. \quad (4)$$

这一算法要求转动后分量估计的计算要等得到  $A^*$  后才能计算出, 当资料阵的行列数较大时显然费时又费事 (还需计算  $A^*$  的逆矩阵  $A^{*-1}$ ), 但是, 如果注意到由 (3) 式的另一表示式

$$A = A^* T^{-1} \quad (5)$$

代入 (1) 式有

$$X = A^* T^{-1} F + U. \quad (6)$$

可得转动后的分量计算式

$$F^* = T^{-1} F. \quad (7)$$

实际计算表明 (4) 与 (7) 式结果相差甚微, 计算过程可按如下步骤进行:

(1) 计算因子荷载阵  $A$ . 求资料阵  $X$  的相关阵的特征值及其特征向量, 由它们构成矩阵  $V$  及  $\Lambda$ , 按 (2) 式求得因子荷载阵  $A$ .

(2) 计算主分量矩阵  $F$ . 利用由特征向量组成的正交阵  $V$  及特征值为对角阵  $\Lambda$  可按下式

$$F = \Lambda^{-\frac{1}{2}} V' X, \quad (8)$$

求出主分量矩阵, 式中  $\Lambda^{-\frac{1}{2}}$  为  $\Lambda^{\frac{1}{2}}$  矩阵的逆阵。

(3) 按堆砌图的检验原则<sup>[6]</sup> 确定显著的主分量个数, 从而确定需要转动的主分量个数。

(4) 对因子荷载阵  $A$  进行极大方差转动, 并在转动过程中利用 (7) 式求得转动后的主分量。极大方差转动过程<sup>[7]</sup> 是用因子轴的转动角的正弦和余弦为元素构成变换矩阵  $T$ , 连续地逐步实现极大化因子荷载方差, 每次仅转动两个因子轴, 使得新因子荷载满足局部极大化, 然后用其中之一的新因子再与其余因子配对, 再进行极大方差转动, 如此下去直到所有要转动的因子轴都转到新因子轴上面去, 从而得到新因子荷载阵  $A$ . 由每一步的变换矩阵  $T$  中, 将非对角元素交换, 容易得到它的逆阵  $T^{-1}$ , 并使之作用于  $F$ , 同一过程则可求出  $F^*$ .

### 三、气温与降水的时空特征

对 1951—1985 年期间我国夏季气温及降水场作主分量分析, 表 1 给出它们前 5

个分量的解释方差. 从表中可见, 无论是气温还是降水在解释方差变化上, 由第三分量到第四分量都有一个突变. 按堆砌图的检验原则, 前 3 个分量可作为显著的主要分量. 图 1 给出气温 3 个分量对应的荷载场. 从荷载场的空间分布特点可以看到气温与降水明显不同. 由于气温的分布均匀性较好, 提取的主分量解释方差较高. 第一荷载场的空间模式达到差不多 30% 的解释方差, 全国范围内气温变化具有相同的距平符号, 长江中下游地区尤其显著. 而降水由于其局地性的影响, 其最主要的模式则显示地区的 (距平变化符号) 差异: 长江中下游地区的降水量变化与全国其它地区有相反的距平符号, 当该地区为多雨的年份时, 在华北、东北南部及华南则出现干旱. 当然这种变化模式并不是唯一的模式, 它仅能解释 11% 的方差. 另外气温的变化模式分布较为均匀. 例如第二荷载场反映是以长江为界南北变化相反的空间分布特点, 第三模式与降水第一模式 (图略) 特点相似, 且与纬圈平行的分布特征表现更强烈一些. 降水的其它模式则更多表现为经向的特点 (图略). 从前 3 个空间模式的累积解释方差中也可看到气温 (53%) 的均匀性比降水 (29%) 要好.

表 1 主分量的解释方差

| 分量 | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|
| 气温 | 0.269 | 0.143 | 0.121 | 0.077 | 0.069 |
| 降水 | 0.112 | 0.094 | 0.081 | 0.065 | 0.054 |

与空间模式对应的分量反映气温场和降水场的时间变化主要特征, 它们不同的变化特征主要表现在持续性、周期性及与大气环流的相关性上面.

表 2 给出气温及降水前 3 个分量落后一年的自相关系数. 从表中可见, 除了气温第三模式略有些持续性 (自相关系数并未达到 5% 显著水平) 外, 无论气温还是降水都未表现强的持续性.

表 3 给出用谱分析检出<sup>[8]</sup> 气温和降水前 3 个分量显著的主要周期 (年). 发现除了气温第三模式和降水第一模式 (它们具有相似的空间分布) 表现有长于 10 年的周期外, 一般为 2—3 年周期.

表 2 气温降水分量的自相关系数

| 分量 | 1      | 2      | 3     |
|----|--------|--------|-------|
| 气温 | -0.080 | -0.076 | 0.290 |
| 降水 | 0.047  | -0.070 | 0.106 |

表 3 气温降水分量主要周期 (年)

| 分量 | 1          | 2   | 3          |
|----|------------|-----|------------|
| 气温 | 2.9 (6.7)  | 3.3 | 2.5 (20.0) |
| 降水 | 2.9 (10.0) | 3.3 | 6.7 (3.3)  |

注: ( ) 表示次要周期

表 4 气温降水分量与大气环流指数的相关系数

| 分量  | 气 温    |         |        | 降 水    |        |        |
|-----|--------|---------|--------|--------|--------|--------|
|     | 1      | 2       | 3      | 1      | 2      | 3      |
| 1z  | 0.048  | 0.379*  | 0.199  | 0.027  | 0.272  | 0.206  |
| 1m  | -0.050 | -0.382* | 0.069  | 0.103  | 0.024  | 0.155  |
| SHI | 0.062  | -0.174  | 0.270  | 0.197  | -0.078 | 0.075  |
| SHW | -0.248 | 0.353*  | -0.001 | -0.036 | 0.484* | 0.042  |
| SHN | 0.344* | -0.121  | -0.140 | -0.192 | -0.238 | -0.242 |

注: \* 表示通过 5% 显著水平的显著性检验

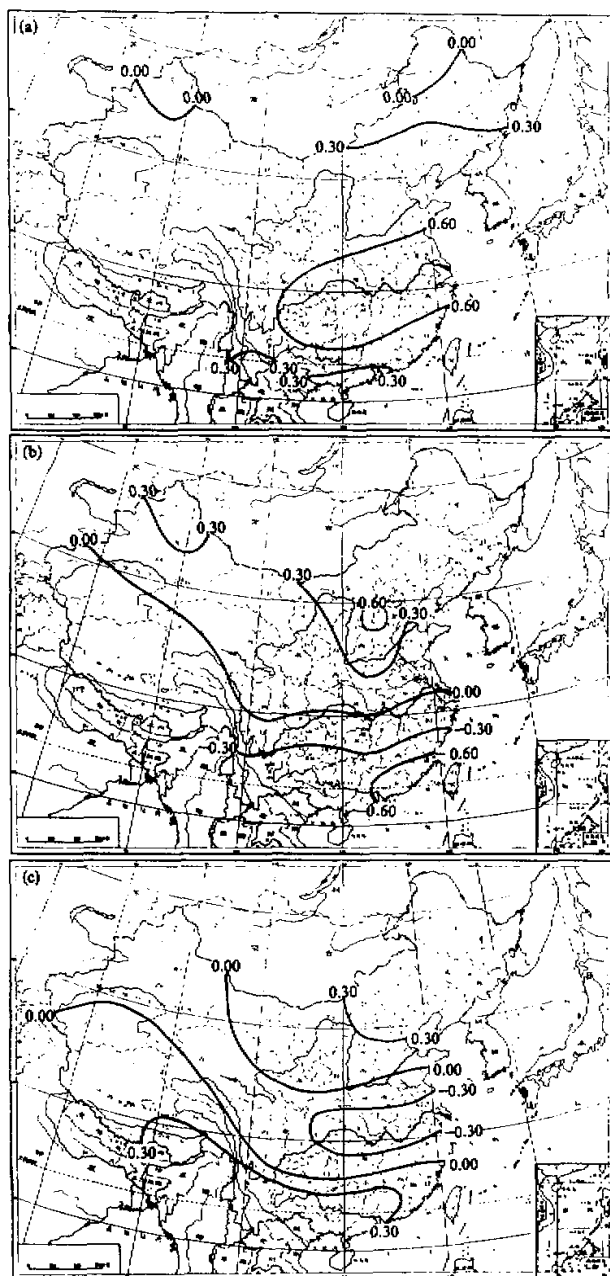


图1 气温的荷载场

(a) — (c) 为对应第一至第三分量

为了表现气温与降水和东亚大气环流的关系,选取亚洲地区逐月平均纬向环流指数( $I_e$ )及经向环流指数( $I_m$ )作为代表。又选取西太平洋 500hPa 月平均副热带高压强度(SHI)、西伸脊点位置(SHW)及北界位置(SHN)作为局地大型天气系统的代表。表 4 给出气温与降水的前 3 个分量和上述大气环流指数的相关系数。从表中可见,气温场与大气环流关系较降水场密切,尤其是以南北相反的模式表现为最好。说明气温的空间分布模式较好地被大气环流变化所解释。

值得指出的是,尽管气温与降水时空分布特点有许多不同,但是它们亦有不少相似变化之处,例如它们的持续性都很差,即是说每年的分布模式与前一年大相径庭;在周期性上均具有显著的 2—3 年变化周期。

#### 四、时空特征的稳定性

上面分析得到的有关我国夏季气温、降水的空间分布及时间变化特点是否真实存在,要从稳定性的角度进一步加以分析。我们把 1951—1970 年的气温及降水场作为基本样本(记为 N20),然后每次增加 5 年的样本(记为 N25、N30)分别作类似第三部份所作的分析以便比较。

表 5 给出三个不同样本前三个分量的解释方差,表 6 则给出它们在持续性(用落后一年的自相关系数反映)及周期性(用最高的谱峰所对应的周期反映)的表现(表中记为  $r(1)$  及  $P$ (年))。从表 5 反映出空间模式所能解释的方差在不同期间的样本中差别是不大的。总的趋势是随着年份的增加模式所解释的方差量减少,这意味空间分布均匀性减少而局地性增加。这一现象与进入 70 年代以来我国降水局地性灾害频繁是有联系的。各样本具体的空间分布模式(图略)与图 1 相似,尤其是气温的模式,三个分量所对应的模式基本的空间驻波分布大致相同。但降水空间模式则略有差别,分布形势在 70 年代中发生明显的变化,即由均匀性较强的大范围旱涝现象转化为局地性较强的分布形势。

表 5 各分量的解释方差

|     | 气 温   |       |       | 降 水   |       |       |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
|     | 1     | 2     | 3     | 1     | 2     | 3     |
| N20 | 0.309 | 0.186 | 0.103 | 0.133 | 0.119 | 0.105 |
| N25 | 0.286 | 0.171 | 0.094 | 0.118 | 0.111 | 0.098 |
| N30 | 0.298 | 0.148 | 0.110 | 0.115 | 0.102 | 0.090 |

表 6 各分量的落后自相关系数及周期

|        |     | 气 温    |        |       | 降 水   |        |       |
|--------|-----|--------|--------|-------|-------|--------|-------|
|        |     | 1      | 2      | 3     | 1     | 2      | 3     |
| $r(1)$ | N20 | 0.021  | -0.215 | 0.453 | 0.076 | -0.233 | 0.009 |
|        | N25 | 0.017  | -0.157 | 0.419 | 0.033 | -0.186 | 0.063 |
|        | N30 | -0.023 | -0.124 | 0.060 | 0.051 | -0.229 | 0.073 |
| $P$    | N20 | 6.7    | 2.9    | 20.0  | 10.0  | 2.9    | 2.5   |
|        | N25 | 6.7    | 2.9    | 20.0  | 3.3   | 2.9    | 6.7   |
|        | N30 | 2.9    | 3.3    | 2.5   | 2.9   | 2.9    | 6.7   |

与气温相比较, 降水场的稳定性显然表现较差。

关于气温与降水持续性与周期性的稳定性, 发现进入 70 年代中期出现了明显的变化。从表 6 可见, 气温的第一及第三分量在 N30 的样本中都有明显的变化, 持续性由强变弱, 主要变化周期由长变短, 降水可能由于局地性的影响, 除了在第一分量中也有这一变化现象外, 其余表现不太明显。

表 7 给出气温、降水与大气环流几个指数相关系数在不同样本中的变化情况。由于气温与降水的第二分量与大气环流相关较为密切, 表中仅列出该分量与大气环流几个指数的相关系数。从表中可见, 无论气温还是降水, 与大气环流的关系进入 70 年代均发生某些改变, 例如降水, 与东亚经向环流指数的关系由正相关变为负相关; 与副热带高压西伸脊点位置的相关突然变弱等。

上面的比较表明, 我国气温的时空变化特征在稳定性方面要比降水好。

表 7 气温与降水和大气环流指数关系

| 要素 | 样本  | Iz     | Im     | SHI    | SHW   | SHN    |
|----|-----|--------|--------|--------|-------|--------|
| 气温 | N20 | 0.593  | -0.488 | 0.092  | 0.571 | -0.161 |
|    | N25 | 0.592  | -0.537 | -0.020 | 0.572 | -0.111 |
|    | N30 | 0.521  | -0.542 | -0.117 | 0.408 | -0.206 |
| 降水 | N20 | 0.169  | 0.086  | 0.169  | 0.471 | -0.260 |
|    | N25 | -0.172 | 0.113  | -0.172 | 0.535 | -0.154 |
|    | N30 | -0.097 | -0.035 | -0.097 | 0.006 | -0.208 |

## 五、气温与降水的关系

由于气温的时空变化特征在均匀性、代表性、与大气环流的关系以及稳定性等方面

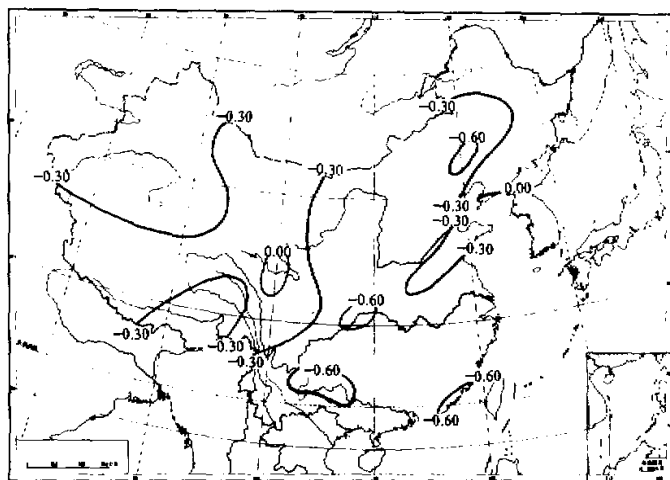


图 2 气温与降水相关系数分布图

比降水的要好, 因此有必要进一步研究能否用气温来代替降水, 使之能在长期天气过程的研究中作为地面气象要素的主要代表.

图 2 给出同一观测点上气温与降水的相关系数的分布. 可以发现, 我国绝大部分地区 (除辽东半岛及黄河上游局部地点外) 夏季气温与降水量为反相关, 显著相关区域遍及我国东部、新疆及西藏地区. 显然, 利用气温来代替降水量是可能的.

另一方面, 为研究气温与降水的关系随时间空间变化的规律性, 我们引入一个关于气温与降水的指标:

$$TR_i = T_i - R_i, \quad (i = 1, 2, \dots, n), \tag{9}$$

式中  $T_i$  及  $R_i$  分别为夏季累积气温及降水量在第  $i$  年的值.  $TR$  的距平值可以反映气温与降水量距平值的差异程度, 当  $TR$  为大的正距平时, 该地为高温干旱状态, 反之则为潮湿低温状态.

对以  $TR$  值为资料阵作主分量分析, 各分量解释方差介乎气温与降水的分量相应值之间, 第一空间模式相似于图 1a, 说明这一综合指标所反映的时空特征既有气温的特点又有降水的特征. 表 8 给出  $TR$  指标在自相关系数, 周期变化及与大气环流指数相关性的表现. 从表中可见这一指标在 2—3 年周期中表现十分显著. 实际上, 计算气温与降水场的前 3 个主分量之间的交叉谱亦发现它们在 2—3 年周期上有较高的凝聚. 表明气温与降水受大气环流中的准两年周期振荡所影响.

表 8  $TR$  指标各分量表现

|   | $r(1)$ | $P$ | $I_2$  | $I_m$  | $SHI$  | $SHW$  | $SHN$  |
|---|--------|-----|--------|--------|--------|--------|--------|
| 1 | -0.109 | 2.9 | 0.015  | -0.093 | -0.024 | -0.057 | 0.286  |
| 2 | -0.027 | 3.3 | 0.376* | -0.234 | -0.166 | 0.409* | -0.164 |
| 3 | -0.112 | 2.5 | 0.208  | -0.073 | 0.228  | 0.050  | -0.134 |

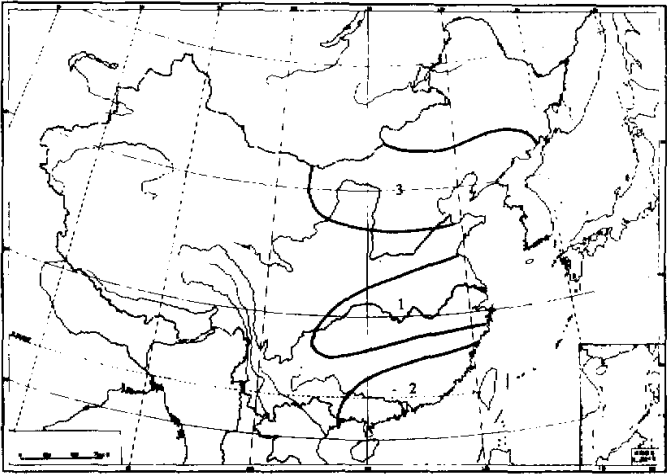


图 3  $TR$  转动主分量荷载 (绝对值大于 0.60) 区域分布图

从表 8 发现局地性表现较强的第二及第三分量与大气环流关系密切, 为了寻找不同地区  $TR$  指标的表现, 对  $TR$  前 3 个分量进一步作转动主分量分析, 图 3 表示 3 个转动后分量荷载绝对值大于 0.60 所包围的区域分布。从图中可见,  $TR$  指标表现较为显著的地区分别为长江中下游、华南与华北地区。对应不同地区的分量在持续性、周期性及与大气环流的相关性可见表 9。从表中可见, 华北地区  $TR$  的变化与东亚地区纬向环流有关; 华南地区的温湿变化则与副热带西伸脊点位置有关; 长江中下游地区的  $TR$  变化与副热带高压北界位置有一些关联。

表 9  $TR$  转动分量的表现

|   | $r(1)$ | $P$  | $Iz$   | $Im$   | $SHI$  | $SHW$  | $SHN$  |
|---|--------|------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 1 | -0.040 | 2.9  | 0.054  | -0.120 | -0.127 | -0.050 | 0.307  |
| 2 | 0.153  | 20.0 | 0.229  | -0.210 | -0.237 | 0.346* | -0.156 |
| 3 | -0.190 | 2.9  | 0.360* | -0.091 | 0.089  | 0.226  | -0.092 |

## 六、结 论 与 讨 论

本文用主分量分析及转动主分量分析方法对我国夏季气温及降水的时空分布特征进行了研究, 发现气温所提取的空间模式均匀性较降水好, 较具有代表性。空间模式所对应的时间分量与亚洲地区大气环流关系以气温表现较为显著。气温与降水分量具有 2—3 年变化周期。

从不同时段抽取的不同样本作分析表明, 气温的空间模式具有较好的稳定性, 降水模式在进入 70 年代后反映局地性的空间模式有较强的表现, 与东亚大气环流的关系上也有较明显的改变。

在研究与大气环流关系的长期变化中, 气温作为地面气象要素的代表有较多的优越性, 它较为稳定, 有较强的地区代表性。由于它与降水量有显著的负相关, 通过气温的研究也可以反映降水量的变化。为了反映我国夏季的温湿关系本文提出温湿指标来综合气温与降水的气候状态, 并指出温湿状态变化强烈的地区是在长江中下游、华南与华北等地区。

事实上, 我国气温与降水的 2—3 年周期变化的特征与马镜娴<sup>[9]</sup>、黄嘉佑<sup>[10]</sup>所得的结论是一致的。关于气温与大气环流的关系在陈玉琼等人<sup>[11]</sup>的研究中也曾经指出过这一特点。从而说明气温在地面气象要素气候变化中有着较好的代表性。

## 参 考 文 献

- [1] 李麦村, 吴仪芳, 黄嘉佑, 1987, 中国东部季风降水与赤道东太平洋海温的关系, 大气科学, 11, 365—372.
- [2] 张汉琳, 1985, 长江中下游丰枯梅雨环流配置及其前期演变特征, 大气科学, 9, 92—100.
- [3] Richman, M. B., 1986, Review article, rotation of principal components, *J. Climatol.*, 6, 293—355.
- [4] 黄嘉佑, 1981, 东北地区夏季气温的因子分析, 长期预报文集, 科学出版社, 166—170.
- [5] Pandzic, K., 1988, Principal component analysis of precipitation in the Adriatic-Pannonian area of Yugoslavia, *J. Climatol.*, 8, 357—370.
- [6] Barring, L., 1988, Regionalization of daily rainfall in Kenya by means of common factor analysis, *J. Climatol.*, 8, 371—389.

- [7] 黄嘉佑, 1988, 转动主分量分析在气候天气分析中的应用, 气象, 14(9), 47 — 51.
- [8] 黄嘉佑, 李黄, 1984, 气象中的谱分析, 气象出版社, 318.
- [9] 马镜刚, 1986, 用互谱与距离函数研究三年周期现象, 第二次全国概率统计天气预报会议论文集, 科学出版社, 125 — 129.
- [10] 黄嘉佑, 1988, 准两年周期振荡在我国降水中的表现, 大气科学, 12, 267 — 273.
- [11] 陈玉琼, 王才芳, 1980, 车贝雪夫系数与我国温度、降水关系的初步探讨, 气象学报, 38, 227 — 232.

## ANALYSIS OF TEMPORAL AND SPATIAL CHARACTERISTICS FOR TEMPERATURE AND PRECIPITATION IN SUMMER OF CHINA

Huang Jiayou

(Department of Geophysics, Beijing University)

### Abstract

The characteristics of temperature and precipitation in summer over China during the period of 1951 — 1985 are investigated by using the method of principal component analysis and rotated principal component analysis. It is found that the dominant components associated with the corresponding spatial patterns for temperature and precipitation have the period of 2 — 3y in temporal variation. The variability in the spatial patterns for temperature is more stable than that of precipitation in temporal variation. The significant negative correlation between temperature and precipitation is found in most part of China.

**Key words:** Principal component analysis; Rotated principal component analysis; Temperature; Precipitation.