

预测川渝地区汛期降水量的 一种物理统计模型^{*}

马振锋¹⁾ 谭友邦²⁾

1) (中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072)

2) (内江市气象局, 内江 629000)

摘 要 应用川渝地区 20 个测站汛期 (6~8 月) 降水距平百分率资料, 分析了四川盆地汛期降水分布型及其形成的前期信号, 提出了四川盆地汛期降水主要存在“东西振荡”、“一致分布”和“南北振荡”三类分布型。针对这三类典型的降水分布型, 得到了川渝地区主汛期降水及其预测强信号的关系: 春季西太平洋暖池强度偏强或上年秋冬季青藏高原位势高度场偏高时, 当年川渝地区主汛期降水表现为西多东少, 反之, 则表现为西少东多。即出现了“东西振荡型”; 1~3 月西风带极锋区位置偏北或上年冬春季青藏高原地区 100 hPa 位势高度场偏低时, 当年川渝地区主汛期降水偏多, 反之, 则降水偏少。即出现了“一致分布型”。上年夏季西风环流强度指数偏强时, 当年川渝地区主汛期降水表现为南多北少, 反之, 则表现为南少北多。即出现了“南北振荡型”。利用这些强信号作因子场, 在引入“方差权重”思想的基础上, 建立了预测川渝地区主汛期降水的一种物理统计模型。通过对 1996~2001 年共 6 年的实际业务预报, 预测效果令人满意。

关键词: 主汛期; 降水分布; 强信号; 物理统计

文章编号 1006-9895 (2004) 01-0138-08 **中图分类号** 426 **文献标识码** A

1 引言

旱涝灾害极大地影响世界各国的经济建设和社会发展, 所以旱涝灾害的时空分布预测是国际上极为关注的热点问题。从 20 世纪 50 年代以来, 我国气象工作者从天气气候、统计学方法等方面, 对汛期旱涝预测及其有关问题进行了大量的研究, 取得了许多有意义的成果^[1]。特别是近 10 年来, 我国通过对攀登项目“气候动力学和气候预测理论”以及“九五”国家攻关项目“我国短期气候预测系统”的实施, 不仅丰富了短期气候预测理论和方法, 而且在气候数值模式研究上也取得了很大进展。然而, 地处东亚的我国气候同时受到热带、副热带和中高纬度大气环流系统的影响外, 还受到青藏高原热力和动力的作用、ENSO 循环等多种因素的综合干预, 使得我国的汛期旱涝预测增加了复杂性和困难性。长期以来, 我国短期气候预测业务中多使用统计学方法, 而动力气候数值模式预测技巧无论国内外都还比较低。赵振国^[2]根据海气相互作用和大气环流异常, 从海温、西太平洋副热带高压、青藏高原热状况、东亚阻塞形势、北太平洋涛动和南方涛动等方面研究和建立了一套适合我国汛期旱涝预测的概念模型。

汤懋苍等^[3]提出的地温热力学模型在实际业务中坚持应用 10 多年，均取得了明显的预报效果。但是，预报效果还不是很稳定，对汛期异常旱涝的预报能力还不是很强，还远远满足不了社会经济发展的要求。因此，目前发展客观的短期气候物理统计预测技术，仍然是气象工作者的一个艰巨任务。

本文应用 EOF 方法将川渝地区主汛期降水场分解，然后分析各特征向量的形成原因。通过分析计算，分别提取了预测川渝地区主汛期降水场第一、第二、第三特征向量的几个前期信号。同时，为了将这些信号较好地应用于短期气候预测业务中，我们对相似方法作了改进，建立了预测川渝地区主汛期降水的一种物理统计模型。该模型将各特征向量的前期强信号作为因子场，按方差贡献大小定义因子场的相似，确定相似年，做出主汛期降水的客观定量预报。

2 川渝地区主汛期降水的分布特征

取川渝地区 20 个测站（测站选取见文献 [4]）1957~1995 年 6~8 月主汛期总降水量，对其距平百分率进行 EOF 展开发现，第一、二、三特征向量具有明显的分布特征，第一特征向量西部为负、东部为正，具有明显的“东、西振荡”特性（图 1a）；第

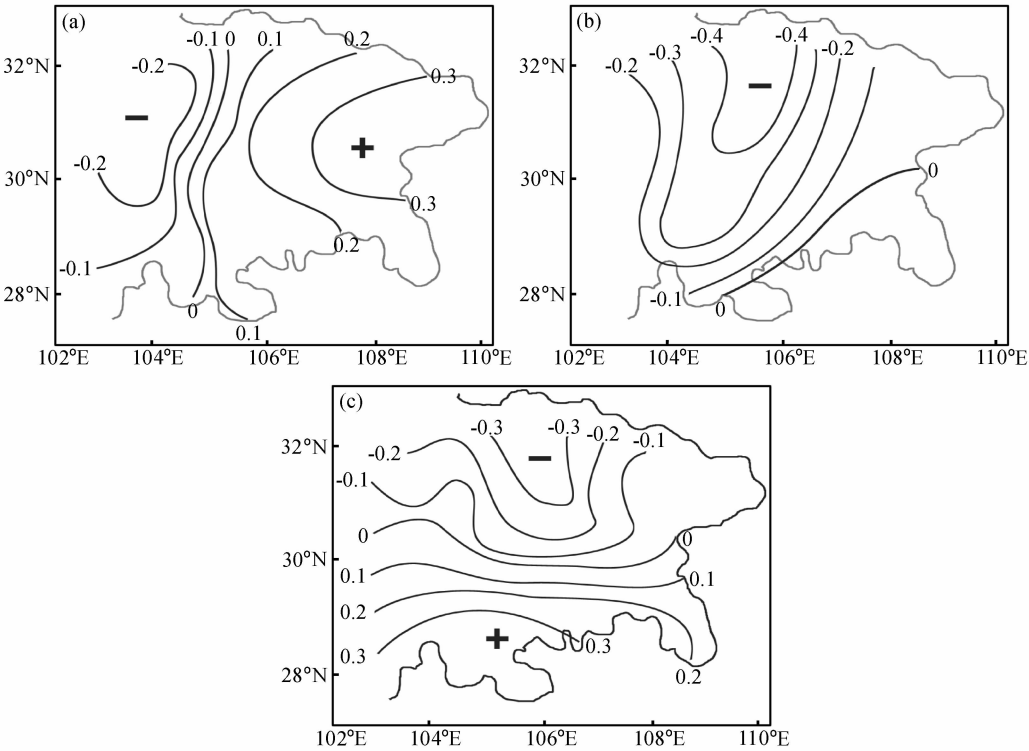


图 1 川渝地区 6~8 月降水距平百分率 EOF 展开的特征向量分布
(a) 第一特征向量；(b) 第二特征向量；(c) 第三特征向量
+：特征向量正值中心；-：特征向量负值中心

二特征向量表现出全盆地降水变化的一致性（图 1b）；第三特征向量北部为负、南部为正，存在着“南北振荡”的特征（图 1c）。第一、二、三特征向量对 6~8 月降水距平百分率的方差贡献分别为 36.2%、21.9%、9.7%，占总方差贡献的 67.8%。

3 前期预测信号分析

3.1 预测第一特征向量的强信号

3.1.1 太平洋暖池强度

实践表明，四川盆地汛期降水的东西振荡分布，很大程度上受夏季西太平洋副热带高压（下称西副高）脊线北进南退的影响。我们通过计算盆地汛期降水第一特征向量时间系数 t_1 与同期西副高脊线相关系数可知，两者有很好的相关关系（ $r=-0.54$ ），表明随着西副高脊线北进，盆地东部降水趋于减少，西部降水有所增加。很多研究^[5, 6]表明，西副高活动与前期太平洋海表温度异常关系密切。为此，我们计算了 t_1 与前期太平洋海温的相关关系，以寻找川渝地区主汛期降水第一特征向量的前期信号。发现 t_1 与太平洋暖池强度 X_1 [这里 X_1 定义为在（10~45°N，130~170°E）范围内所有格点的 SSTa 之和] 有很好的负相关，且越接近主汛期，相关越好。比如 2~3 月、3~4 月、4~5 月的平均 X_1 与 t_1 的相关系数分别为 -0.566、-0.607、-0.612，均通过信度水平 $\alpha=0.001$ 的检验。可见，当前期太平洋暖池强度偏强时，川渝地区主汛期降水表现为西多东少；反之，当前期太平洋暖池强度偏弱时，则表现为西少东多。图 2 给出了春季太平洋暖池强度最强的 5 年与最弱的 5 年川渝地区主汛期降水距平百分率之平均，不难看出，太平洋暖池偏强时，川渝地区主汛期降水为西多东少，当太平洋暖池偏弱时，川渝地区主汛期降水为西少东多。由此，我们可用前期太平洋暖池强度 X_1 作为预测川渝地区主汛期降水第一特征向量分量的强信号。

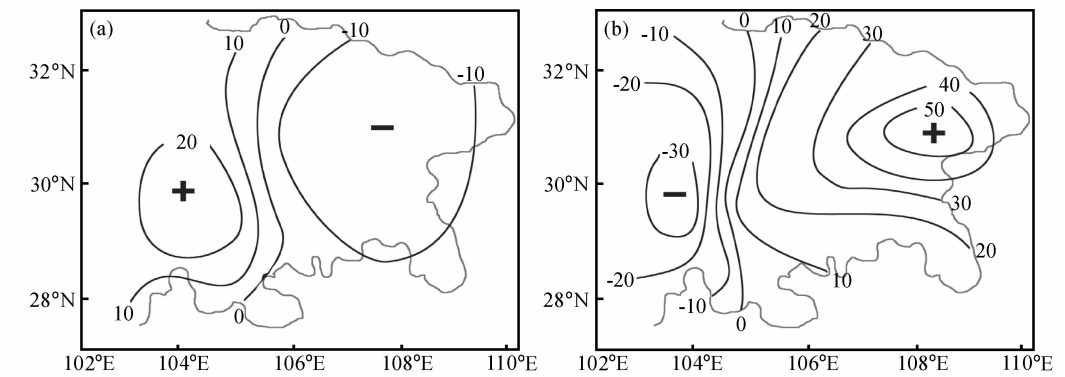


图 2 暖池强度最强 5 年及最弱 5 年川渝地区 6~8 月降水距平百分率之平均
(a) 最强 5 年（1960、1961、1962、1969、1973）；(b) 最弱 5 年（1963、1965、1982、1983、1993）
+：降水距平百分率最大值中心；-：降水距平百分率最小值中心

3.1.2 青藏高原 500 hPa 位势高度场变化

青藏高原平均海拔在 4000 m 以上，被称为地球第三极。研究表明^[7]，高原的热力作用可影响后期的大气环流和气候异常。为此，我们用 500 hPa 青藏高原地区位势高度

场的距平值大小来间接反映高原的热力作用，用国家气候中心计算的青藏高原 A 指数来反映青藏高原地区 500 hPa 位势高度距平变化，取前一年 9 月到当年 3 月共 7 个月的指数平均作为信号因子 X_2 ，并计算 X_2 与川渝地区主汛期降水第一特征向量时间系数 t_1 之间的相关系数 $r=-0.44$ ，通过显著性水平 $\alpha=0.01$ 的检验。说明前期青藏高原位势高度偏高时，则川渝地区主汛期降水表现为西多东少；反之，前期位势高度偏低时，则川渝地区主汛期降水表现为西少东多。为此，我们用 X_2 作为预测川渝地区主汛期降水第一特征向量的又一个强信号。

3.2 预测第二特征向量的强信号

3.2.1 极锋锋区强度

近年来，人们在气候预测中，越来越认识到西风带系统对我国降水影响的重要性^[8]，而在西风带中，极锋锋区是其中最具特征性的大气环流系统。根据我们的研究发现，前期极锋锋区位置偏北（或偏南），对川渝地区主汛期降水的偏多（或偏少）有很好的指示性。在这里，我们用极锋常现区（45~60°N）中较长纬带内的 500 hPa 位势高度距平累加值 X_3 的大小来反映极锋锋区的强度，计算表明，1~3 月的 X_3 与川渝地区主汛期降水第二特征向量时间系数有很好的负相关（-0.71）。当 X_3 为正（反映极锋锋区偏北）时，川渝地区主汛期降水第二特征向量分量对降水贡献为正，即川渝地区降水偏多；当 X_3 为负（反映极锋锋区偏南）时，则川渝地区降水偏少。图 3 给出 X_3 为正值（1958、1981、1983、1984、1992 年）和为负值（1972、1975、1976、1982、1994 年）最大的 5 个典型年份对应当年夏季 500 hPa 高度距平合成场分布，可见它们的分布是不同的。当 X_3 偏高时，夏季从低纬到高纬 500 hPa 高度合成场呈典型的“— + —”分布，低纬热带副热带系统偏弱；在高纬西风带乌拉尔山东部和鄂霍次克附近各有高压中心存在，表明经向环流发展。我国夏季主要雨带位于长江流域及其以南，西南地区通常多雨。当 X_3 偏低时，低纬热带副热带系统偏强，西太平洋副热带高压强度偏强、脊线明显偏北、西伸点偏西；在高纬西风带乌拉尔山和鄂霍次克海地区有明显的负距平，而贝加尔湖北部地区有明显的正距平。我国汛期雨带主要在黄淮流

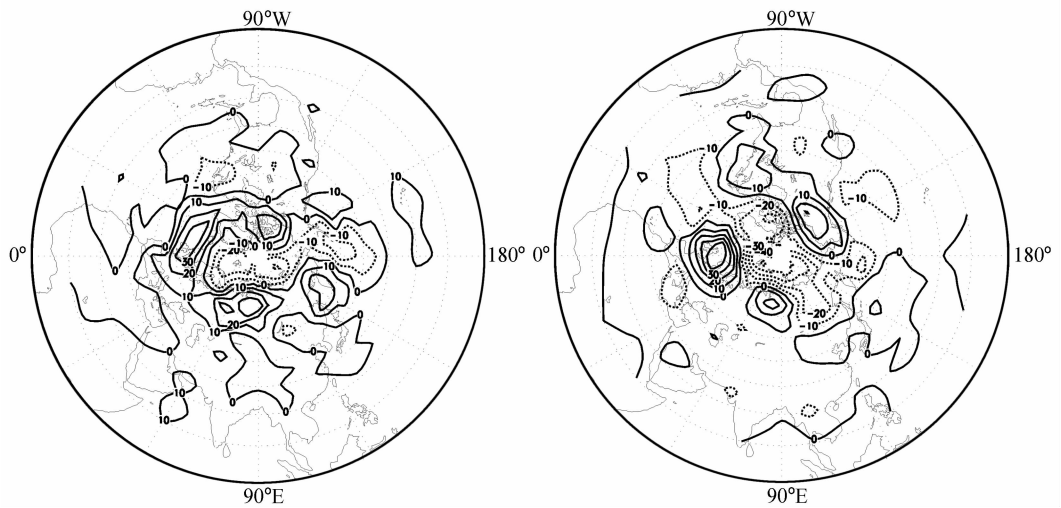


图 3 春季西风带合成场偏高 (a) 和偏低 (b) 对应夏季 500 hPa 高度距平场分布

域及其以北，西南地区一般少雨。为此，我们选取 500 hPa 1~3 月距平合成场在（45~60°N，150°W~0°~150°E）范围内所有格点之和 X_3 作为川渝地区主汛期降水第二特征向量时间系数的预测信号。

3.2.2 青藏高原 100 hPa 位势高度场变化

青藏高原上空 100 hPa 位势高度的变化，是由中低层高原热力作用的结果。研究表明^[9]，冬春季青藏高原地区 100 hPa 位势高度场与盛夏南亚高压强度具有很好的正相关，与川渝地区主汛期降水有很好的关系。为了从前期高原上空 100 hPa 位势高度场中寻找预测川渝地区主汛期降水第二特征向量分量的信号，这里约定：从前一年 12 月到当年 3 月 100 hPa 位势高度的距平合成场中，取范围（30~50°N，50~90°E）内所有格点值之和作为反映青藏高原地区 100 hPa 位势高度异常因子 X_4 ，用 1957~1995 年资料计算 X_4 值与川渝地区主汛期降水第二特征向量时间系数 t_2 两者之间的相关系数是 -0.55，通过显著性水平 $\alpha=0.001$ 的检验（图 4）。可见，高原地区冬季 100 hPa 位势高度的变化可作为预测川渝地区主汛期降水第二特征向量的又一个因子。

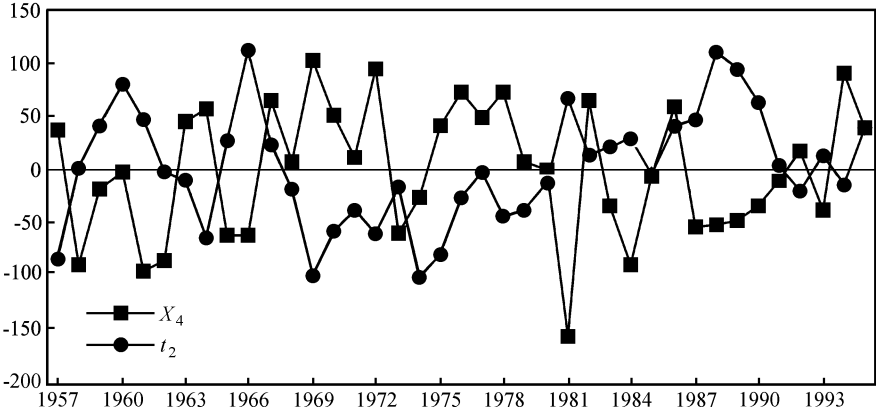


图 4 X_4 与川渝地区汛期降水第二特征向量时间系数 t_2 的变化

3.3 预测第三特征向量的强信号

川渝地区主汛期降水第三特征向量是盆地南北向的振荡。分析发现，前 1 年 6~8 月的西风环流强度与第三特征向量时间系数有很好的正相关。这里我们用两个纬圈上 500 hPa 位势高度距平之差来表示该年西风环流强度，即在 6~8 月 500 hPa 距平合成场中，取（40°N，80~130°E）格点值之和减去（50°N，80~130°E）格点值之和作为该年的西风环流强度 X_5 ，计算 1957~1995 年 t_3 与前 1 年的 X_5 之间的相关系数为 0.59，通过显著性水平 $\alpha=0.001$ 的检验，所以，我们用 X_5 作为预测川渝地区主汛期降水第三特征向量的信号因子。

4 物理统计模型

所谓物理统计模型，即选择的因子具有一定的物理意义。从上面提取的川渝地区主汛期降水的前 3 个特征向量的预测信号来看，不仅相关显著，而且多数因子能从天气气候学角度加以解释。下面将介绍如何应用这些信号因子建立数学模型制作实际预

报。

4.1 因子场的相似定义

我们引入相似预报的概念，建立预测模型。本文预报因子是针对特征向量时间系数的变化来寻找的，而各特征向量占总降水中方差比重不同，故各个因子对总降水的影响也不一样。所以，我们在定义相似距离时，对总降水作用大的因子，给予它对相似距离影响较大的权重，反之，对总降水作用小的因子，减小它对相似距离影响的权重。具体作法：

(1) 将因子进行标准化处理

$$X'_{ik} = \frac{X_{ik} - \bar{X}_k}{S_k}, \quad i = 1, 2, \cdots, n; k = 1, 2, \cdots, 5$$

其中：

$$\begin{aligned} \bar{X}_k &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_{ik}, \quad k = 1, 2, \cdots, 5 \\ S_k &= \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (X_{ik} - \bar{X}_k)^2}, \quad k = 1, 2, \cdots, 5. \end{aligned}$$

(2) 引入“方差权重”，确定相似距离

$$d_i = \sum_{k=1}^5 |X'_{ik} - X'_{jk}| \mu(k), \quad i = 1, 2, \cdots, n$$

其中：

$$\begin{aligned} \mu(k) &= V(k) / \sum_{l=1}^5 V(l), \quad k = 1, 2, \cdots, 5 \\ \sum_{k=1}^5 \mu(k) &= 1, \end{aligned}$$

这里， $\mu(k)$ 为第 k 个因子的方差权重系数，该系数是根据因子对应的特征向量所占总降水的方差大小来确定。 $V(k)$ 为第 k 个因子对应的特征向量对总降水量的方差贡献。因子 X'_{ik} 为第 i 年对应的前期物理因子， X'_{jk} 为预报年对应的前期物理因子。

(3) 根据相似距离确定相似年

按照相似原理，选取相似距离最小的几年作为相似年。通过试验，取 6 年效果最好，预报与实况的同号率为最高。为此，我们选取相似距离 d 最小的 6 年作为相似年。

4.2 预报年降水的确定

根据前面确定的 6 个相似年，我们引入“集成”的概念，将 6 个相似年的降水量进行加权平均，即得预报年的降水量预测值。即：

$$P(j) = \sum_{k=1}^6 [R(k, j) W(k)], \quad j = 1, 2, \cdots, 20$$

其中：

$$\begin{aligned} W(k) &= \frac{1}{d(k)} / \sum_{k=1}^6 \frac{1}{d(k)}, \\ \sum_{k=1}^6 W(k) &= 1, \end{aligned}$$

这里， j 是测站， $R(k, j)$ 是第 j 个测站第 k 个相似年 6~8 月降水量， $P(j)$ 是第 j 个

测站预报年汛期降水量, $W(k)$ 是第 k 个相似年降水的权重系数。不难看出, 上式体现了越相似的年份, 对预报年的降水贡献越大, 因为越相似的年份, 其相似距离越小。

5 预报试验

为了比较该模型的预报效果, 对 1981~1995 年川渝地区 20 个测站汛期预报进行了预报试验。我们首先将预报因子对降水的作用等同看待, 即在计算相似距离时不引入方差权重, 结果平均预报评分和距平相关系数比引入方差权重的结果分别降低 3.7% 和 0.02。而在 1996~2001 年的业务试报中, 除 1999 年预报的降水分布与实况降水分布不一致外, 其他 5 年预报的降水分布与实况基本一致。作为示例, 图 5 给出了 1998 年川渝地区汛期降水距平百分率实况 (图 5a) 和预报 (图 5b)。由图 5 可见, 川渝地区 1998 年汛期降水大部地区偏多趋势预报正确, 川东多雨和川西南少雨中心也预报出来, 但降水中心的位置和降水量大小还存在较大偏差。按照文献 [10] 给出的预报评分标准, 6 年平均预报评分 76.7%, 距平相关系数 0.28, 预报效果令人满意。

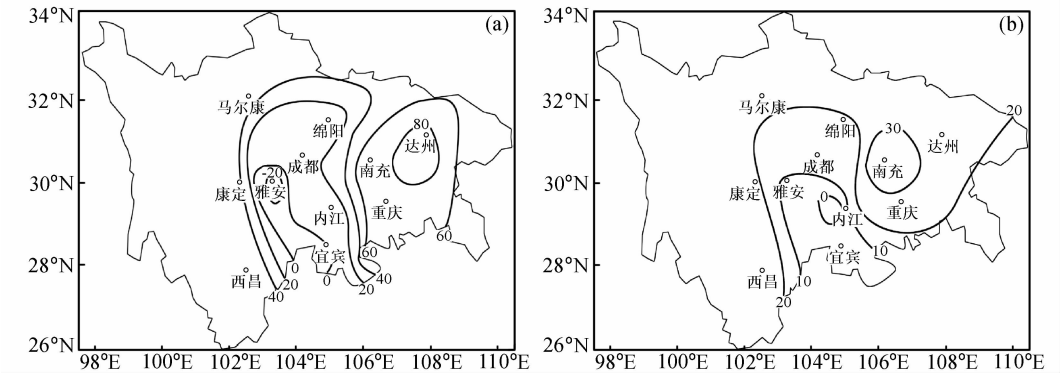


图 5 1998 年川渝地区汛期 (6~8 月) 降水距平百分率实况 (a) 和预报 (b)

6 小结

本文根据川渝地区 6~8 月降水量场的前三个特征向量的分布特征, 提出了 5 个预测其变化的前期强信号, 即: 春季太平洋暖池强度、青藏高原位势高度、500 hPa 极锋锋区位置、南亚区 100 hPa 位势高度场、以及上年 6~8 月亚洲中纬度地区的纬向环流指数。这 5 个因子与川渝地区主汛期降水的特征向量时间系数存在着很好的相关, 它们能较好地指示川渝地区主汛期降水的分布, 用这 5 个信号作为因子场, 在考虑各因子对降水影响大小不同的基础上, 我们建立了预测川渝地区主汛期降水量的物理统计模型。经过 1996~2001 年汛期业务预报试验, 表明该模型对制作西南区汛期降水预报有很好的应用价值。

影响西南汛期降水的因子是复杂的, 不可能用上述 5 个因子完全描述对汛期降水的影响作用, 还需要不断探索、研究并加以改进和完善预测技术。分析 1999 年该方法预报不足, 主要是考虑太平洋暖池强度偏强时, 未来西副高偏强, 川渝地区降水为西

多东少，而 1999 年太平洋暖池强度偏强，但实况是西副高反而偏弱，主要降水区出现在盆地东部。对于这种异常情况还有待今后进一步分析研究。

参 考 文 献

1 王绍武，短期气候预测研究的历史及现状，气候预测研究，北京：气象出版社，1996，1~18.
2 赵振国，我国汛期旱涝趋势预测进展，气候预测研究，北京：气象出版社，1996，84~93.
3 汤懋苍、张建，季平均 3.2 m 地温距平场在汛期预报中的应用，高原气象，1994，13（2），178~187.
4 马振锋、陈洪，T63 月延伸预报在西南区域短期气候预测中的应用研究，应用气象学报，1999，10（3），368~373.
5 赵振国，厄尔尼诺现象对北半球大气环流和中国降水的影响，大气科学，1996，20（4），422~428.
6 赵振国、陈国珍，初夏西太平洋副热带高压南北位置长期变化的成因分析及预报，热带气象学报，1995，11（3），203~230.
7 陈忠明，青藏高原地表热状况与华西秋雨，高原气象，2001，20（1），94~99.
8 赵振国，中国夏季旱涝及环境场，北京：气象出版社，1999，75~79.
9 李跃清，青藏高原上空环流变化与其东侧旱涝异常分析，大气科学，2000，24（4），470~476.
10 马振锋，成都区域气象中心短期气候预测业务评估，气象，2001，12（12），29~32.

A Physical Statistic Model for Predicting the Rainfall during Flood Season in Sichuan-Chongqing Region

Ma Zhengfeng¹⁾, and Tan Youbang²⁾

1) (Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072)
2) (Neijiang Meteorological Bureau, Neijiang 629000)

Abstract By using 20 meteorology stations anomaly percentage of rainfall data in Sichuan and Chongqing area from June to August, the rainfall distribution patterns of Sichuan basin and its early signals are analyzed. Three rainfall distribution patterns are found in Sichuan basin in main flood period, which are east-west-oscillation, consistent-distribution and south-north-oscillation patterns. According to the three rainfall distribution patterns the relationship between main flood period rainfall in Sichuan-Chongqing region and their signals are as follows: The rainfall of main flood season is more in west and less in east in Sichuan-Chongqing region when the western Pacific warm pool intensity is stronger in spring or the autumn-to-winter geopotential height over Qinghai-Xizang Plateau in last year was higher than normal. Otherwise the rainfall is more in east and less in west. So the east-west-oscillation pattern appears. The rainfall of main flood season is more in Sichuan-Chongqing region when Jan-to-Mar westerlies polar front position tended to be more north or the the winter-to-spring geopotential height on 100hPa over Qinghai-Xizang Plateau in last year was lower than normal. Otherwise the rainfall tend to be less. So the consistent-distribution pattern appears. The rainfall of main flood season is more in south and less in north in Sichuan-Chongqing region when westerlies intensity index is higher in summer of last year. Otherwise the rainfall is more in north and less in south. So the south-north-oscillation pattern appears. By using these strong signals as factor field and basing on the variance weighing, the physical statistic model to predict the rainfall of Sichuan-Chongqing region in main flood season is developed. The result is very confident according to the applicable prediction during year 1996 to 2001.

Key words: main flood season; rainfall distribution; intensity signal; physical statistics