

# 一个长江中下游夏季降水的物理统计预测模型

范可 王会军 Choi Young-Jean

(中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029; 韩国气象研究所, 韩国气象局, 汉城.  
E-mail: fanke@mail.iap.ac.cn)

**摘要** 提出了一个长江中下游夏季(6~8月)降水的短期气候预测方法, 通过预测夏季降水的年际增幅, 进而再预测降水. 年际增幅(DY)定义为当年的变量值减去前一年的变量值. YR定义为长江中下游夏季平均季降水率. 通过分析YR年际增幅有关的冬、春季节大气环流, 确定6个关键的预测因子, 建立物理统计的预测模型, 预测因子是南极涛动, 印尼-澳洲附近的850和200 hPa经向风垂直切变等. 这个预测模型对YR在1997~2006年后报中显示了很高的预测技巧, 预测的平均均方根误差是18%. 预测模型能够再现YR在1984~1998年的上升趋势和1998~2006年的下降趋势. 考虑到目前中国夏季降水的平均预测水平是60%~70%, 而长江中下游地区夏季降水的预测水平不高, 因此, 通过预测长江中下游夏季降水的年际增幅(然后再预测夏季降水)的方法, 能够显著地提高长江中下游夏季降水的业务预测技巧, 并具有潜在的应用意义.

**关键词** 年际增幅 长江中下游夏季降水 预测模型 预测技巧内容

中国汛期降水的短期气候预测是非常重要也是非常困难的研究课题. 目前, 中国平均汛期降水的短期气候预测业务水平, 无论是基于统计模式还是动力模式, 仅是60%~70%, 而长江中下游地区的预测水平近十年来提高不大.

由于中国夏季降水的年际变化规律复杂<sup>[1]</sup>, 已有研究揭示了影响中国夏季降水年际变化有诸多的物理过程和影响因子, 它们是东亚季风, 西北太平洋副热带高压, 中高纬大气模态, ENSO循环, 西太平洋热力状况, 等等<sup>[2]</sup>. 因此, 在中国夏季降水实际业务预测中, 常选取以上的冬、春季影响因子作为预测因子, 建立预测模型<sup>[2~21]</sup>. 然而, 由于各种预测因子相互作用过程复杂, 加大了预测难度. 赵振国等人<sup>[22]</sup>分析了长江流域15个洪涝年的业务预测技巧, 发现只有53%的年份能够成功预测, 对1999和1954严重洪涝年预测失败. 其中的原因是由于长江流域洪涝的一个重要的影响系统, 东亚阻塞高压很难预测. 其次, 长江流域的年际和年代际变化的预测信号不一致, 使预测难以决断. 如1999年长江流域年代际信号是多雨, 但年际预测是少雨. 因此, 要提高中国汛期的降水短期气候预测能力和长江流域汛期旱涝的预测水平, 迫切需要考虑东亚高纬环流对长江流域夏季降水的影响以及更好地认识降水年际和年代际变化

的关系.

本文中, 我们提出一个长江中下游夏季降水的预测方法, 通过预测长江中下游夏季降水的年际增幅, 进而再预测长江中下游夏季降水及降水距平百分率. 这个预测思想主要来自于Wang等人<sup>[23]</sup>对大气环流模式作降水及环流预测的订正方法. 具体方法如下: ( ) 定义年际增幅, 即当年的变量值减去前一年的变量值. 定义YR为长江中下游夏季平均季降水量率; ( ) 分析与YR年际增幅相关的环流, 确定预测因子; ( ) 建立一个关于YR年际增幅的物理统计预测模型; ( ) 预测YR和YR降水距平百分率.

我们提出预测降水年际增幅的方法, 主要是考虑到对流层中大气环流及气象要素都存在着准两年振荡(TBO), 如东亚季风, ENSO及东亚夏季降水, 等等<sup>[13, 14, 24, 25]</sup>. 这个预测方法可以放大YR和相关环流的异常信号, 如东亚阻塞高压及其它高纬环流异常等, 这就有利于寻找YR的影响及预测因子, 更好地建立预测模型, YR的年际增幅在1965~2006年的标准差(1.98 mm/d)比YR(1.48 mm/d)大. 此外, 预测年际增幅的方法可以显著减小YR受年代际背景的影响, 一定程度克服了年代际和年际变化预测信号的不一致.

## 1 数据

中国 160 站的月平均资料, 资料来自中国气象局. 根据文献[16], 选取长江中下游 17 个站点的平均雨量表示长江中下游降水. NCEP/NCAR 的  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  月平均大气资料. Niño3 指数定义为  $[5^{\circ}S \sim 5^{\circ}N]$ ,  $[120^{\circ} \sim 170^{\circ}W]$  区域内海温距平, 表征 ENSO 事件的强度. 南极涛动(AAO)指数定义为  $40^{\circ}S$  和  $60^{\circ}S$  标准化的纬向平均的海平面气压差. 南方涛动指数 SOI 定义为塔希缇站与达尔文站的标准化海平面气压差. 所有资料长度是 1964~2006.

## 2 YR 年际增幅相关的冬、春季大气环流

首先, 图 1 表明了 YR 在 1965~2006 年中有 2~5 年的显著周期变化, TBO 是其显著的周期. 然后, 我们分析与 YR 年际增幅有关的冬、春季环流的年际增幅, 确定其预测因子.

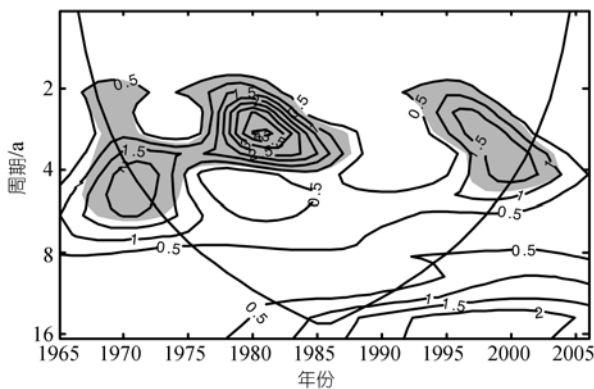


图 1 长江中下游夏季季平均降水率(YR)在 1965~2006 年的小波分析

阴影区表示通过了 95% 的显著性水平检验(背景谱为红噪声), 抛物线以内为不受边界影响的区域

中国气象学家很早就注意到南半球大气环流包括越赤道气流, 马斯克林高压, 澳大利亚高压是亚洲季风系统的成员之一, 因此, 他们着重研究了南半球大气环流对东亚夏季降水的影响并取得了很多成果. 南极涛动是近几年被确认的南半球中高纬一个主要的气候变率模态, 它反映了南半球中高纬之间的质量交换[26]. 正的 AAO 表示加强的绕南极低压和南半球中高纬西风. 近年研究揭示了冬、春季的南极涛动的年际变化与华北沙尘频次, 长江中下游的梅雨、华北夏季降水以及西北太平洋台风频次有密切的关系并研究了其中可能的机制[27~34]. 范可和王会军[34]根据 3~4 月 AAO 的变化, 尝试对 2006 年中国东部

夏季降水作预测展望. 由此, AAO 是影响东亚气候的一个重要的系统.

春季 AAO 的年际增幅与 YR 的年际增幅在 1964~1996 年间的相关系数是 0.37, 超过了 95% 的显著性检验水平. Wang 和 Fan[30] 研究揭示了 AAO 异常是与热带西太平洋对流活动紧密相联, 通过东亚太平洋波列(或太平洋-日本)波列影响东亚的大气环流和 华北降水(或长江流域降水). 同时, 正的 AAO 异常影响马斯克林高压和澳大利亚高压, 进而影响亚洲季风. Xue 和 Wang 等人[29] 研究指出马斯克林高压的变化受 AAO 的影响而澳大利亚高压的变化不但受 AAO 的影响也受 ENSO 的影响. 根据以上的研究结果, 我们选取春季 AAO 的年际增幅作为 YR 年际增幅的一个预测因子.

我们分析 YR 的年际增幅与春季 500 hPa 位势高度场年际增幅的相关场(图略), 欧亚型的大气遥相关显著, 有乌拉尔山高压加强和东亚大槽加深, 意味着东亚强冷空气活动有利于 YR 的年际增幅增大. 已有研究发现强(弱)的东亚冬季风, 随后对应着弱(强)的东亚夏季风, 长江中下游夏季多(少)雨. Li 等人[44] 揭示了东亚冬季风活动异常与 ENSO 循环的相互作用是 TBO 的基本原因. 考虑到东亚高纬环流是影响长江中下游夏季降水的重要系统, 我们定义以下两个指数反映东亚高纬环流: 乌拉尔山环流指数(EUI)为区域  $(60^{\circ} \sim 70^{\circ}N, 30^{\circ} \sim 60^{\circ}E)$  平均 500 hPa 位势高度, 东亚环流指数(EAI)定义为区域  $(55^{\circ} \sim 60^{\circ}N, 120^{\circ} \sim 150^{\circ}E)$  平均 500 hPa 位势高度. 它们都与 YR 的年际增幅在 1965~1996 年相关系数分别是 0.45 和 -0.52, 均达到 99% 的显著性水平.

此外, 我们注意到在冬季海平面年际增幅场上, 与 YR 年际增幅显著负相关区域在南太平洋地区(图略), 因此, 定义南太平洋气压指数(SPI)为平均  $(40^{\circ} \sim 30^{\circ}S, 130^{\circ} \sim 110^{\circ}W)$  海平面气压(见图 2), 冬季 SPI 的年际增幅与 YR 的年际增幅在 1965~2006 年的相关系数是 -0.51, 显著性检验水平在 99%. 冬季 SPI 的年际增幅如何影响 YR 的年际增幅? SPI 在一定程度上表示了南太平洋副热带高压的变化, 它的变化又与西北太平洋副热带高压及东亚季风密切相关. 图 2(a) 表明了冬季的 SPI 的年际增幅不仅与南方涛动指数还与南半球高纬环流及东亚环流有关. 冬季正的 SPI 的年际增幅对应着冬季-春季赤道西太平洋弱对流异常和负海温异常(图略), 进而影响夏季西太平洋副热带

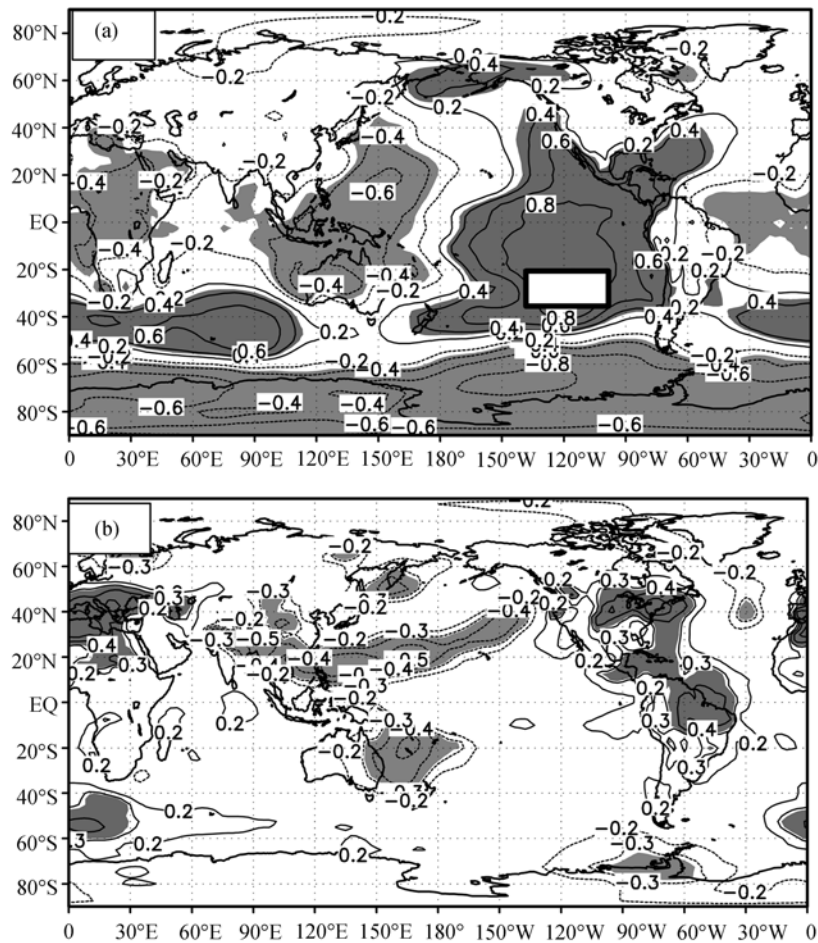


图2 冬季SPI指数的年际增幅与海平面气压场的相关系数分布  
(a) 冬季; (b) 夏季. 阴影区表示通过95%的显著性水平检验. 方块表示计算SPI的区域

高压变化(见图 2(b)), 因此, 我们将冬季 SPI 的年际增幅确定为 YR 的一个预测因子.

图 3(a)表示了YR的年际增幅与春季 850 和 200 hPa的经向风垂直切变年际增幅( $v_{850}-v_{200}$ )的相关场, 显著的负相关区域是 120°~140°E, 20°S~10°N. 这个区域的环流是季风-ENSO相互作用的关键系统. 因此, 我们定义印尼-澳洲附近的经向风切变指数(WSI)为区域平均(120°~140°E, 20°S~10°N)850 和 200 hPa的经向风垂直切变. 印尼-澳洲WSI与YR年际增幅的相关系数在 1965~1996 年是-0.44, 显著性水平达到98%.

那么, 春季印尼-澳洲WSI年际增幅是如何影响YR的年际增幅? 首先, 春季印尼-澳洲附近的WSI与同期Niño3 的年际增幅密切相关(两者的相关系数在1965~1996 年达-0.63, 达99%的显著性水平), 它反映了印尼-澳洲附近的经向环流和沃克环流之间相互

作用. 其次, 春季正(负)的WSI对应着春季-夏季赤道西太平洋正(负)的海温异常, 使赤道西太平洋对流加强(减弱), 通过东亚-太平洋(太平洋-日本)遥相关影响长江中下游夏季降水(见图 3(b)). 此外, WSI的年际增幅与印尼-澳洲的越赤道气流紧密相关<sup>[11,12,20,21]</sup>. 随着WSI加强, 长江中下游夏季偏南气流减弱, 导致降水减少. 因此, WSI的年际增幅是YR一个很好的预测因子.

我们分析了与YR年际增幅相关的850 hPa 涡度年际增幅相关场上, 寻找其动力因子, 发现长江中下游区域(30°~35°N, 115°~120°E)在春季和夏季是持续显著的正相关区, 其持续性可能由于大气低频活动的影响. 我们将区域(30°~35°N, 115°~120°E)平均的850 hPa 涡度作为YR年际增幅的另一个预测因子.

基于以上的分析, 我们确定了6个YR年际增幅

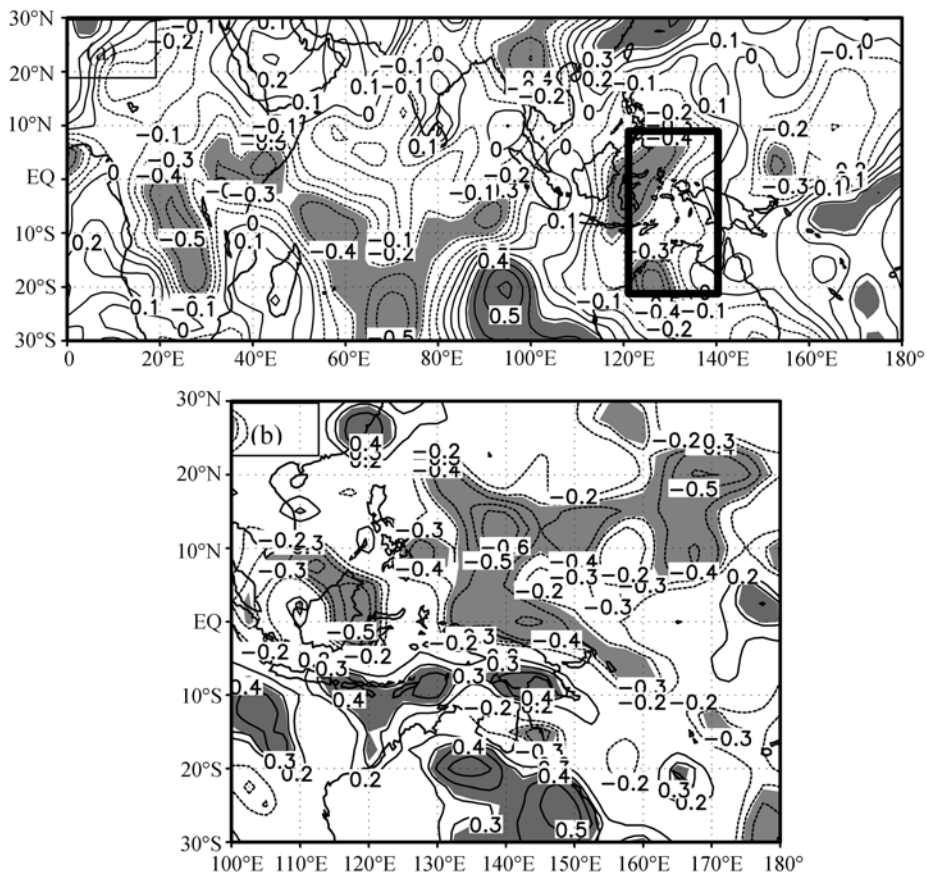


图 3

(a) YR 的 annual 增幅与春季 850 和 200 hPa 经向风切变的相关系数分布场, 方块是计算 WSI 的区域; (b) 春季 WSI 的 annual 增幅与春季 850 hPa 散度的 annual 增幅的相关系数分布, 阴影区是通过 95% 的显著性水平

的预测因子, 它们是:  $x_1$  春季 AAO, 它反映了南半球中高纬环流;  $x_2$  是春季欧亚环流(EUI)指数,  $x_3$  是东亚(EAI)环流指数, EUI和EAI反映与东亚冷空气活动密切相关的东亚高纬环流;  $x_4$  春季印尼-澳洲附近的 850 和 200 hPa 经向风垂直切变(WSI)指数, 它与 ENSO-季风系统及越赤道气流有密切的关系;  $x_5$  是冬季南太平洋环流指数(SPI), 它与西北太平洋副热带高压密切相关;  $x_6$  是春季长江中下游区域 850 hPa 涡度指数, 它反映了影响 YR 的动力条件. 以上 6 个因子都有很好的物理基础并从冬、春季节 annual 增幅环流中选取, 因此对 YR 的夏季短期气候降水有预测意义.

### 3 个例分析

为了进一步验证 YR 的 annual 增幅与以上预测因子的关系, 我们挑选了 1998 年(涝年)和 1981 年(旱年)作为个例分析. 1998(1981)年 YR 的实际降水距平百分率是 70.3%(-30.2%), 夏季平均季降水率 1998(1981)

是 3.39(-3.07) mm/d. 我们分析这两年环流 annual 增幅的差异场(1998~1981)(图略). 1998 年是 YR 异常多的年份, 环流的 annual 增幅出现冬季负的 SPI, 春季强的东亚冷空气高纬环流形势, 表现为乌拉尔山高压加强, 东亚大槽加深, 春季负异常的印尼-澳洲经向风切变及长江流域从春到夏季持续正 850 hPa 涡度异常. 1998 年中, 出现赤道西太平洋对流减弱及长江流域为异常强偏南气流. 以上环流的变化都有利于 1998 年长江中下游夏季降水异常偏多, 也支持了我们前面的分析.

### 4 预测模型的性能检验

采用多元回归方法, 我们得到了 YR 年际增幅的物理统计预测模型如下:

$$\begin{aligned} \text{YR 年际增幅} &= 0.4x_1 + 0.1x_2 - 0.23x_3 - 0.22x_4 - 0.24x_5 + 0.33x_6. \end{aligned}$$

图 4 显示了预测和实际 YR 年际增幅在 1965~

2006年中变化一致, 预测模型在1965~1996年拟合系数是0.79. 1998年YR的年际增幅是1998年的YR减去1997年YR.

图4还可以看出YR的年际增幅有TBO的特征, 当年的值大于(或小于)后一年的值, 因此, YR的年际增幅较YR的距平较好地体现TBO的特征. 应用这个预测模型, 我们对1997~2006年作了后报, 检验模式的预测能力. 预测模型能够成功地模拟1997, 1998, 1999年YR年际增幅异常多的年份, 其预测值与实际值接近. 模型还能成功地模拟出YR年际增幅异常小的年份, 如1970, 1978, 1981, 预测模型还能够很好地预测出YR年际增幅不大的年份如2000~2006年, 因此, 这个预测模型能合理地模拟和预测YR年际增幅的年际变化. 下面, 我们再定义以下几个变量, 定量地评估预测模型的性能.

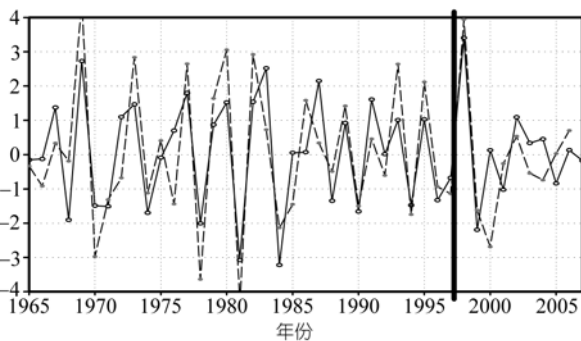


图4 1965~2006年YR的年际增幅实际(实线)和模拟(虚线)的时间序列  
后报是1997~2007年(虚线), 竖线是模式模拟和后报的分界线  
(单位: mm/d)

(1) 观测的降水率距平百分率

$$\frac{y_0 - \bar{y}_0}{\bar{y}_0} \times 100\%$$

(2) 预测的降水率距平百分率

$$\frac{y - \bar{y}_0}{\bar{y}_0} \times 100\%$$

(3) 预测的相对误差百分率

$$\frac{y - y_0}{y_0} \times 100\%$$

(4) 预测平均相对均方根误差

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y - y_0)^2}{N}} / \bar{y}_0$$

其中,  $y_0$ 是实际的YR,  $y$ 是预测YR,  $\bar{y}_0$ 实际YR在

1965~1996年的平均值. 模式预测当年YR的值等于前一年YR的实际值加上当年YR的年际增幅的预测值. 图5中可见, 预测和实际YR的降水率距平百分率在定量和定性上都有很好的一致性. 模型能够成功地模拟1985~1998年YR的降水距平百分率的上升趋势和1998~2006年的下降趋势.

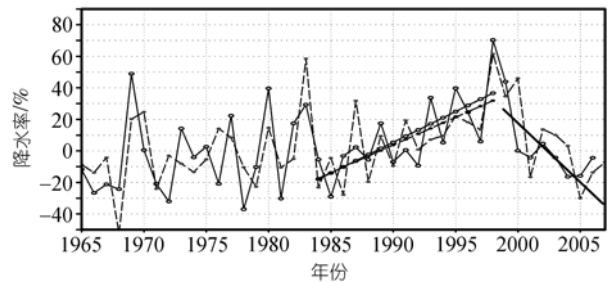


图5 YR的降水距平百分率(%)在1965~2006年的时间序列实际值(实线), 模拟(虚线), 后报是1997~2007. 1984~1998年趋势线中, 实际值(带圆圈的实线), 模拟值是(带点的虚线), 预测1998~2006年的下降趋势(实线)

表1是给出了对YR在1997~2006年后报中各年的相对误差百分率, 除了2000年外, 最大的预测相对误差低于20%, 2000年的相对误差也低于50%, 这个预测误差对实际的业务预测也有意义. 预测模型在1965~1996(1997~2006)平均均方根误差是20%(18%). 因此, 这个新的预测方法对YR的预测是非常有效并有很高的预测技巧. 这个预测模型能够用于今后实际的业务预测中, 具有潜在的应用意义.

表1 模型对YR在1997~2006年的后报中的相对预测误差百分率(单位: %)

年份	1997	1998	1999	2000	2001
相对误差百分率	-7.46	-9.07	-9.12	45.95	-12.56
年份	2002	2003	2004	2005	2006
相对误差百分率	8.67	14.29	19.56	-14.31	-9.42

我们应用这个预测模型, 预测2007年YR是5.70 mm/d, YR的距平百分率是-7.2%. 因此, 2007年夏季降水较正常年份偏少.

## 5 结论

本文提出了一个长江中下游夏季降水短期气候预测方法. 通过考察与降水年际增幅相关的环流, 建立降水年际增幅的物理统计预测模型, 进而预测降水及降水距平百分率. 预测模型在1997~2006年后报中的平均均方根误差是18%. 模型能够成功地模拟

出 1980~1998 年的上升趋势和 1998~2006 年的下降趋势, 因此, 该预测模型能切实提高长江中下游夏季降水的预测技巧并具有潜在的应用意义. 最后, 我们对 2007 年长江中下游夏季降水作出预测, 其降水率距平百分率较正常偏少(-7.2%).

### 参 考 文 献

- 1 Wang S W, Zhu J H. A reviews on seasonal prediction. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(2): 198—207
- 2 黄荣辉, 陈际龙, 周连童, 等. 关于中国重大气候灾害与东亚气候系统之间的关系研究. *大气科学*, 2003, 27(4): 770—787
- 3 金祖辉, 陶诗言. ENSO 循环与中国东部地区夏季和冬季降水关系的研究. *大气科学*, 1999, 23(6): 663—672
- 4 陈兴芳, 宋文玲. 冬季高原积雪和欧亚积雪对中国夏季旱涝不同影响关系的环流特征分析. *大气科学*, 2000, 24(5): 586—592
- 5 卢咸池, 罗勇. 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值试验. *应用气象学报*, 1994, 5(4): 385—393
- 6 孙照渤, 闵锦忠, 陈海山. 冬季积雪的异常分布型及其与冬、夏大气环流的耦合关系. *南京气象学院学报*, 2000, 23(4): 463—468
- 7 陈烈庭. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 在 1998 年长江流域洪涝中的作用. *大气科学*, 2001, 25(2): 184—192
- 8 李忠贤, 孙照渤. 冬季黑潮 SSTA 影响东亚夏季风的数值试验. *南京气象学院学报*, 2006, 29(1): 62—67
- 9 丁一汇, 陆尔. 据 1991 年特大洪涝过程的物理分析试论江淮梅雨预测. *气候与环境*, 1997, 2(1): 32—38
- 10 黄荣辉, 孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响. *大气科学*, 1994, 18(4): 456—465
- 11 陶诗言, 徐淑英, 郭其蕴. 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流圈的特征. *气象学报*, 1962, 32(4): 315—322
- 12 杨修群, 黄土松. 马斯克林高压的强度变化对大气环流影响的数值试验. *气象科学*, 1989, 9(2): 125—138
- 13 陈隽, 孙淑清. 东亚冬季风与全球大气环流变化 . 强弱冬季风影响的对比研究. *大气科学*, 1999, 23(1): 101—111
- 14 Li C Y, Sun S Q, Mu M Q. Origin of the TBO-interaction between anomalous East-Asian winter monsoon and Enso cycle. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(4): 554—566[[doi](#)]
- 15 何敏. 热带环流强度变化与中国夏季降水异常的关系. *应用气象学报*, 1999, 10(2): 171—180
- 16 陈兴芳, 赵振国. 中国汛期降水预测研究及其应用. 北京: 气象出版社, 2000. 8—9
- 17 高学杰, 赵宗慈. 利用全球环流模式进行中国汛期短期气候预测的试验. *应用气象学报*, 1999, 10(4): 462—469
- 18 Gao H, Wang Y G, He J H. Weakening significance of ENSO as a predictor of summer precipitation in China. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L09807, doi: 10.1029/2005GL025511
- 19 邹力, 倪允琪. EN SO 对亚洲夏季风异常和中国夏季降水的影响. *热带气象学报*, 1997, 13(4): 306—314
- 20 杨祖芳, 李伟华, 李月安. 热带大气环流与 98 年长江流域暴雨. *海洋预报*, 2000, 17(1): 43—49
- 21 王继志. 李麦村源于澳洲过赤道气流与中国季风环流和降水. *大气科学*, 1982, 6: 1—10
- 22 赵振国, 刘海波. 中国短期气候预测的业务技术发展. *浙江气象*, 2003, 24(3): 1—6
- 23 Wang H J, Zhou G Q, Zhao Y. An effective method for correcting the seasonal-interannual prediction of summer climate anomaly. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17(2): 234—240[[doi](#)]
- 24 Meehl G A. The south Asian Monsoon and the tropospheric biennial Oscillation. *J Clim*, 1996, 10: 1921—1943[[doi](#)]
- 25 Chang C P, Li T. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. *J Atmos Sci*, 2000, 57(14): 2210—2224[[doi](#)]
- 26 Thompson D W J, Wallace J M. Annular modes in the extratropical circulation: Part : Month -to month variability. *J Clim*, 2000, 13: 1000—1016[[doi](#)]
- 27 高辉, 薛峰, 王会军. 南极涛动的年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义. *科学通报*, 2003, 48(增刊): 87—92
- 28 Fan K, Wang H J. Antarctic oscillation and the dust weather frequency in North China. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L10201, doi: 10.1029/2004GL019465
- 29 Xue, F, Wang H J, He J H. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on East Asian summer monsoon. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82(4): 1173—1186[[doi](#)]
- 30 Wang H J, Fan K. Central-north China precipitation as reconstructed from the Qing dynasty: Signal of the Antarctic Atmospheric Oscillation. *Geophys Res Lett*, 2005, 32, L24705, doi: 10.1029/2005GL024562
- 31 范可, 王会军. 南极涛动的年际变化及其对东亚冬春季气候的影响. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(4): 385—391
- 32 王会军, 范可. 南半球对流层上层纬向风与东亚夏季风环流. *科学通报*, 2006, 51(13): 1595—1600
- 33 范可. 南半球环流异常与长江中下游旱涝的关系. *地球物理学报*, 2006, 49(3): 672—679
- 34 范可, 王会军. 南极涛动异常与 2006 年中国东部夏季. *应用气象学报*, 2006, 17(3): 383—384