

# 基于 20—30 d 振荡的长江下游地区夏季 低频降水延伸期预报方法研究<sup>\*</sup>

杨秋明

YANG Qiuming

江苏省气象科学研究所, 南京, 210009

*Jiangsu Meteorological Institute, Nanjing 210009, China*

2013-07-18 收稿, 2013-12-27 改回.

杨秋明. 2014. 基于 20—30 d 振荡的长江下游地区夏季低频降水延伸期预报方法研究. 气象学报, 72(3): 494-507

**Yang Qiuming. 2014. Study of the method of the extended-range forecast for the low frequency rainfall over the lower reaches of the Yangtze River in summer based on the 20—30 day oscillation. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(3): 494-507**

**Abstract** Low-frequency rainfall over the lower reaches of the Yangtze River (valley) (LYRV) and the principal component of the circulation are adopted to establish a hybrid forecasting model with the multivariable lagged regressive model (MLR) and the principal component-complex autoregressive model (PC-CAR) combined, called MLR/PC-CAR model, which is applied to the daily forecasting of low frequency rainfall over LYRV for the extended range with the forecast period of validity prolonged. By many forecast experiments in June – August of 2011, this forecasting model has good predictive skill up to 50 days for the 20 – 30 day rainfalls over LYRV. And the predicted low frequency rainfalls over LYRV with the predictor of the principal component of 850 hPa meridional wind anomalies over the middle and high latitudes of the Southern Hemisphere is more accurate than that over East Asia, suggesting that, on the time scale of 20 – 30 days, the rainfall over LYRV are more tied to the principal components associated with the SCGT for the lag time. Moreover, the forecasting experiments for many years with the stronger 20 – 30 day oscillation also show that the SCGT is a key signal for the prediction of the low frequency rainfall in LYRV over the next 50 days with this hybrid forecasting model of MLR/PC-CAR. Based on the development and evolution of the SCGT, it will help us to hold the process of the anomaly change of a sharp turn from drought to flood in early June and the lasting heavy rainfall in mid-July of 2011 over LYRV. Hence, the variability of the SCGT is one of the main sources of the predictability for the extended range forecast of the 20 – 30 day rainfall and severe rainfall over LYRV in summer.

**Key words** A hybrid forecasting model of MLR/PC-CAR, The lower reaches of the Yangtze River (LYRV), Low frequency rainfall on the time scale of 20 – 30 days, Prediction

**摘 要** 用长江下游降水低频分量和环流低频主成分, 构造多变量时滞回归模型(MLR)和主成分复数自回归模型(PC-CAR)的混合预报模型(MLR/PC-CAR), 对长江下游降水低频分量进行延伸期逐日变化预报, 延长预报时效。通过 2011 年 6—8 月预测试验表明, 20—30 d 时间尺度的长江下游低频降水预测时效可达 50 d 左右, 采用南半球中高纬度地区 850 hPa 低频经向风的主成分作为预测因子的模型的预测精度明显高于东亚地区低频经向风作为预测因子的模型。这表明在 20—30 d 时间尺度上, 长江下游降水与南半球中纬度绕球遥相关(SCGT)型有关的主分量的时滞相关更加密切。进一步对于较强 20—30 d 振荡的多年资料构建的 MLR/PC-CAR 混合模型预测试验表明, SCGT 是预测夏季长江下游低频降水未来 50 d 变化的显著信号。基于 SCGT 的发展和演变, 对于把握类似长江下游地区 2011 年 6 月初旱涝急转和 7 月中旬持续降水和强降水过程异常变化过程很有帮助, SCGT 可以作为夏季长江下游 20—30 d 低频降水和强降水过程进行延伸期预报的主要可预报性来源之一。

\* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41175082)。

作者简介: 杨秋明, 主要从事中短期天气预报和气候预报研究。E-mail: yqm0305@263.net

关键词 MLR/PC-CAR 混合预报模型,长江下游,20—30 d 低频降水,预测  
中图法分类号 P456

## 1 引言

10—30 d 延伸期天气预报对于气象防灾、减灾和经济社会的发展具有重要意义,也是填补 1—3 d 短期天气预报和 3—10 d 中期天气预报与月气候预测之间的时间缝隙和构建完备性预报体系的必然要求。它是近 20 年来大气科学研究的重点领域和国际上天气气候业务发展的一个主要方向(Waliser, et al, 2003; Hoskins, 2013),有凸出的科学价值和广泛的应用价值。

10—30 d 延伸期预报的核心问题之一,即极端天气气候事件发生的预测。只要能预测出延伸期时段内的主要异常天气过程(如强降水等),则认为延伸期预报取得了成功。总体而言,延伸期天气预报的基本方法主要有动力模式和统计方法两类(Waliser, et al, 2003)。前者有集合数值模式(Vitart, et al, 2010; Fu, et al, 2013)和可预报分量提取法(丑纪范等,2010)以及采用数值模式预报资料的动力-统计方法(陈官军等,2012),后者有基于大气低频信号演变的统计方法(von Storch, et al, 1990;杨秋明,1998,2012b;Waliser, et al, 1999; Wheeler, et al, 2004; Jiang, et al, 2008)和采用多种观测资料的统计方法(Mo, 2001; Xavier, et al, 2007)。此外,还有低频天气图(孙国武等,2013)、神经网络方法(Love, et al,2009)、基于经验模态分解(EMD)的统计方法(Love, et al, 2008; 梁萍等, 2012)等方法正在试验之中。Miyakoda 等(1983)率先利用数值模式成功预报了未来 10—30 d 阻塞高压的变化,这一工作被看作是延伸期数值预报的开端。近年来,尽管数值模式的预报能力大大提高(如 ECMWF 中期数值预报模式),预报时效达到 10 d,但 10 d 之后预报技巧迅速下降,降水预报效果改进较缓慢(Miller, 2010)。这是因为天气和气候预报模式存在各种不确定性,10 d 以上的预报误差仍然增长较快。这些不确定性的来源以及大气混沌本质和复杂的各种耦合过程也尚待深入研究。已有的观测研究表明,在 10—30 d 的时间尺度内,仍然存在一些可预报的气象场的特征。数值模式的状态变量可分解为可预报的稳定分量与不可预报的混沌分量,针对 10—30 d 的延伸期预报,需提取和分析该时间尺度可预报的稳定分量,才能基于这些稳定分

量改进现有的全球预报模式(丑纪范等,2010;王阔等,2012a, 2012b; 郑志海等, 2013; 封国林等, 2013)。无疑需要更多理论上的新突破,才可能有效地做出较长预报时效的 10—30 d 延伸期动力预测。

从物理上来说,在延伸期尺度内,大气季节内振荡(ISO)既是大气活动的强信号(时间尺度为 20—70 d),也是诱发大气环流演变的重要因子,因此,基于大气季节内振荡信号开展延伸期预报成为除数值方法之外的另一个主要研究方向(von Storch, et al, 1990; 杨秋明, 1998, 2009, 2011; 杨秋明等, 2012a, 2012b; Waliser, 2003; Cassou, 2008; Kikuchi K, et al, 2012; Krishnamurthy, 2012; 梁萍等,2012)。从气候角度来说,大气季节内振荡既是高频天气变化的直接背景,又是月、季气候的主要组成分量,它是“天气对气候界面”,是连接天气和气候的直接纽带。通过对观测资料的合理处理和分解,客观分离资料中的不同时间尺度的天气变化和气候变化分量,可直接从观测资料中提取与影响天气事件密切相关的不同时间尺度的主要大气季节内振荡型。在分别研究制约这些不同的大气季节内振荡型演变的因子和时间变化规律的基础上,利用大气低频振荡动力机制分析可传播信号(如与夏季长江下游地区强降水(暴雨)等极端事件密切相关的 20—30 d 大气季节内振荡型:南半球中纬度绕球遥相关(SCGT)型和热带西太平洋(TWP)型等(杨秋明,2009),其中与南北半球热带外低频环流相互作用有关的 SCGT 的变化(Ambrizzi, et al, 1995; Yadav, 2009; Shimizu, et al, 2011)和 5—8 月长江下游地区、南亚地区和南非、澳大利亚、南美洲地区 20—30 d 低频降水均有密切联系)的放大和对预报区域的影响,建立简化统计动力学模型,能做出远高于随机判断和单纯依靠统计计算的有效延伸期天气预报。杨秋明等(2012b)对 20—30 d 振荡较强的年份,用多年观测的东亚 850 hPa 低频经向风资料,建立主振荡型(POP)预测模型(Hasselmann, 1988),对东亚环流 20—30 d 大气季节内振荡进行预测试验,发现环流低频变化预报时效大约为 20 d,能为夏季延伸期长江下游地区强降水过程预测提供重要预报信号。

如何对未来 10 d 以后的极端天气事件做出更为准确的预报,从观测资料中提取更多有用的信息,

针对一定的时间尺度,基于关键区的低频变化建立较稳定的预报模型,并进一步延长预报时效,是需要深入研究的主要问题之一。本研究将用降水低频分量和环流低频主成分,构造一种多变量时滞回归模型(MLR)和主成分复数自回归模型(PC-CAR)的混合预报方法,对2011年夏季长江下游地区20—30 d降水低频分量进行延伸期逐日变化预报,显著延长了预报时效。同时应用于20—30 d大气季节内振荡较强年份(杨秋明等,2012b)的多年资料,进行长江下游地区低频降水预测模型的构建和预测试验研究,并分析了选择不同关键区域850 hPa低频经向风主成分为预报因子的模型对低频降水延伸期预测精度和时效的影响。

## 2 资料

850 hPa经向风场选用美国国家环境预测中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)逐日再分析风场资料(Kalnay, et al, 1996)全球范围内的 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的格点,时间为1979、1984、1987、1991、1997、1998、1999、2000、2002、2005、2007、2009和2011年的3—8月;采用一阶Butterworth滤波器进行20—30 d带通滤波,得到全球850 hPa低频经向风场资料阵。逐日长江下游地区降水量采用区域( $30.5^\circ\text{--}32.0^\circ\text{N}$ ,  $118.0^\circ\text{--}122.5^\circ\text{E}$ )中25站平均值,时间为每年3月15日—8月31日。长江下游地区低频降水预测试验的时间为6月1日—8月29日。此外,在相关系数检验中考虑滤波序列持续性的影响,采用有效自由度进行显著性检验。

## 3 方法

### 3.1 多变量时滞回归模型(MLR)

设某区域D中气象场的M个观测样本和格点为N的滤波资料阵 ${}_M\mathbf{S}_N = (s_{ij})$ ,  $i = 1, 2, \dots, M$ ;  $j = 1, 2, \dots, N$ ,主成分分析(PCA)后,得到 ${}_M\mathbf{S}_N = {}_M\mathbf{T}_L {}_L\mathbf{V}_N^T$ ,其中, $\mathbf{T} = t_{j_1}(i)$ 为时间系数矩阵(由前L个主要分量 $t_{j_1}(i)$ 组成), $i = 1, 2, \dots, M$ ;  $j_1 = 1, 2, \dots, L$ ;长江下游地区低频降水( $r_{kj}$ )与时间滞后为 $\tau$ 的主要分量 $t_{j_1}$ 满足线性方程

$$r_{kj}(i) = a_0(\tau) + \sum_{j_1=1}^L a_{j_1}(\tau) t_{j_1}(i - \tau) \quad (1)$$

式中, $a_{j_1}$ 为系数, $j_1 = 0, 1, 2, \dots, L$ ,由线性最小二乘估计,当 $\tau = 1, 2, \dots, 30$  d时,长江下游地区低频降水( $r_{kj}$ )的1, 2, ..., 30 d变化可由上式预测。式(1)

称为主成分低频多变量滞后线性回归模式(MLR),反映了各个时间滞后 $\tau$ 主要分量 $t_{j_1}$ 和低频降水相互独立的回归关系。式(1)可变为 $r_{kj}(i + \tau) = a_0(\tau) + \sum_{j_1=1}^L a_{j_1}(\tau) t_{j_1}(i)$ ,由初始时间的 $i = i_0$ 的 $t_{j_1}(i_0)$ ,可得到低频降水预测值 $r_{kj}(i_0 + \tau)$ , $\tau = 1, 2, \dots, 30$  d,时滞相关结构(回归系数 $a_{j_1}(\tau)$ 随 $\tau$ 变化)体现了低频降水与主要环流低频分量的相互作用;这种相互作用增强,低频降水也增强,其正位相产生强降水的概率明显增大。

### 3.2 主成分复数自回归模型(PC-CAR)

设M个观测样本和格点为N的滤波资料阵 ${}_M\mathbf{S}_N = (s_{ij})$ ,  $i = 1, 2, \dots, M$ ;  $j = 1, 2, \dots, N$ 。对 ${}_M\mathbf{S}_N$ 进行主成分分析

$${}_M\mathbf{S}_N = {}_M\mathbf{T}_L {}_L\mathbf{V}_N^T \quad (2)$$

式中, ${}_M\mathbf{T}_L$ ,  ${}_L\mathbf{V}_N$ 分别为时间系数和特征向量构成的矩阵,得到前L个主要空间模态和时间变化。对 ${}_M\mathbf{T}_L = (t_{i,j_1})$ 的L个时间序列进行一维傅里叶变换

$$\tilde{t}_{i,l} = \sum_{j_1=1}^L \left[ t_{i,j_1} \exp(-I \frac{2\pi}{L} (j_1 - 1)(l - 1)) \right] \quad (3)$$

式中, $\exp(-I \frac{2\pi}{L} (j_1 - 1)(l - 1)) = \cos(\frac{2\pi}{L} (j_1 - 1)(l - 1)) - I \sin(\frac{2\pi}{L} (j_1 - 1)(l - 1))$ ,I为虚数单位, $i = 1, 2, \dots, M$ ;  $j_1 = 1, 2, \dots, L$ ;  $l = 1, 2, \dots, L$ 。因此,得到L个复时间序列 $\tilde{t}_{i,l} = a_{i,l} + b_{i,l}I$ ,每一个复数表示不同的波数,对每一分量 $\tilde{t}_{i,l}$ 建立p阶复数自回归模型(CAR)

$$\tilde{t}_{i+1,l} = B_0 + \sum_{k=1}^p B_k \tilde{t}_{i-k+1,l} \quad (4)$$

用复数最小二乘法(谷湘潜等,2006)得到参数的估计 $B_k$ , $k = 0, 1, \dots, p$ ,其中 $p = 1, 2, \dots$ ,由式(4)可得M+1时刻的预报值 $\hat{\tilde{t}}_{M+1,l} = \hat{a}_{M+1,l} + \hat{b}_{M+1,l}I$ ,由一维傅里叶逆变换得到主分量的预报值 $\hat{t}_{M+1,j_1}$ ,再由式(2)可得预报场 $(\hat{s}_{M+1,j} = \sum_{j_1=1}^L \hat{t}_{M+1,j_1} v_{j,j_1})$  ( ${}_N\mathbf{V}_L = (v_{j,j_1})$ ,  $j = 1, 2, \dots, N$ )。通过式(4)递推K步,可得第K天的预报值 $\hat{t}_{M+K,j_1}$ ,  $\hat{s}_{M+K,j_1}$ 。这种主成分复数自回归模型中采用的复数最小二乘法为实数最小二乘法的扩展,能在复平面上描述变量之间的时间变化特征,得到比实数空间中更全面的变化信息,较稳

定地揭示低频变量的时间演变。

### 3.3 MLR 和 PC-CAR 混合模型(MLR/PC-CAR)

设初始时间为  $t_0$ , 由  $[t_{-2}, t_{-1}]$  的历史资料  $F_j$  (滤波序列组成的气象场的主成分  $t_j$ ) 建立 MLR:

$$r_{kj}(t_0) = a_0(\tau) + \sum_{j=1}^L a_j(\tau) F_j(t_0 - \tau),$$

可得到各个滞后时间  $\tau$  独立的线性回归方程  $r_{kj}(t_0 + \tau) = a_0(\tau) + \sum_{j=1}^L a_j(\tau) F_j(t_0)$ ,  $\tau = 1, 2, \dots, 30$ , 用实测值  $F_j(t_0)$  预测 1—30 d 的低频降水  $\hat{r}_{kj}(t_0 + 1)$ ,  $\hat{r}_{kj}(t_0 + 2), \dots, \hat{r}_{kj}(t_0 + 30)$ 。

然后, 由  $[t_{-2}, t_{-1}]$  的资料, 建立复数自回归 (CAR), 通过递推得到预测值  $\hat{F}_j(t_0 + 1), \dots, \hat{F}_j(t_0 + 20)$ , 用上述 MLR, 令  $\tau = 30$ ,  $\hat{r}_{kj}(t_0 + 30 + k) = a_0(30) + \sum_{j=1}^L a_j(30) \hat{F}_j(t_0 + k)$ , 用主成分的预测值  $\hat{F}_j(t_0 + k)$  ( $k = 1, 2, \dots, 20$ ) 计算得到 31—50 d 的低频降水预测值:  $\hat{r}_{kj}(t_0 + 31), \hat{r}_{kj}(t_0 + 32), \dots, \hat{r}_{kj}(t_0 + 50)$ ; 这种混合预报模型称为 MLR/PC-CAR, 是一组时滞回归方程和基于初值的复数自回归递推相结合的预测方案, 能较好地反映超前(滞后)相关的信息(图 1)。

## 4 预测试验

采用 3 月 15 日—8 月 31 日(春季和夏季, 样本长度  $N = 170$ ) 的长江下游地区逐日低频降水和 850 hPa 低频经向风场资料进行预测试验。由于主成分分析得到主要空间分布型与样本序列长度有关, 因此采用限定记忆法, 保持子序列  $N_0$  不变, 用 MLR/PC-CAR 混合预报模型滑动进行独立样本预测试验。具体方法如下: 对于初始时间  $i_0$ , 使用  $i_0 -$

$N_0 + 1, i_0 - N_0 + 2, \dots, i_0 - 1, i_0$  时次的子序列资料 ( $N_0$  是子序列长度), 对 850 hPa 低频经向风场(经过 20—30 d 带通滤波)资料标准化处理, 经过主成分分析得到主要空间分布型和逐日变化的主成分  $t_j(i)$ , 用长江下游逐日低频降水  $r_{kj}$  和低频经向风主成分  $t_j(i)$ , 建立 MLR; 由初始时间  $i = i_0$  的  $t_j(i_0)$ , 预测未来 30 d 长江下游逐日低频降水  $\hat{r}_{kj}(i_0 + 1), \hat{r}_{kj}(i_0 + 2), \dots, \hat{r}_{kj}(i_0 + 30)$ ; 然后, 由  $i_0 - N_0 + 1, i_0 - N_0 + 2, \dots, i_0 - 1, i_0$  时次的子序列资料构建 PC-CAR 预测模型, 预测未来 20 d 主分量的变化:  $\hat{t}_j(i_0 + 1), \hat{t}_j(i_0 + 2), \dots, \hat{t}_j(i_0 + 20)$ ; 将这些预测值作为  $i_0 + 1, i_0 + 2, \dots, i_0 + 20$  的初值, 用上述 MLR 模型中  $\tau = 30$  对应的时滞回归方程  $\hat{r}_{kj}(i + 30 + i_0) = a_0(30) + \sum_{j=1}^L a_j(30) \hat{t}_j(i + i_0)$ ,  $i = 1, 2, \dots, 20$ , 得到未来 31—50 d 长江下游逐日低频降水的预测值  $\hat{r}_{kj}(i_0 + 31), \hat{r}_{kj}(i_0 + 32), \dots, \hat{r}_{kj}(i_0 + 50)$ 。计算中主分量个数  $L = 4$ , 子序列长度  $N_0 = 78$ , 复数自回归阶数  $p = 3$ 。从 5 月 31 日( $i_0 = 78$ , 基于 3 月 15 日—5 月 31 日(春季)的资料建立 MLR/PC-CAR), 开始每隔 5 d(固定子序列长度  $N_0 = 78$ ) 滑动进行独立样本预测, 其中  $i_0 = 78, 83, \dots, 113, 118$ , 共 9 次预测。当  $i_0 = 118$  时, 是基于 4 月 24 日—7 月 10 日资料的空间模态和变量的时滞联系, 基本反映了初夏 5—7 月期间振荡模态特征。以上建模方案有利于适应主要 20—30 d 振荡系统空间结构随时间的改变(从春季到夏季), 在一定程度上反映 20—30 d 振荡型变化的非线性特征。下面对 2011 年夏季长江下游地区降水 20—30 d 低频分量进行延伸期预报试验。

图 2a 为 2011 年 5 月 1 日—8 月 31 日长江下游地区 20—30 d 低频降水与全球 850 hPa 低频经向

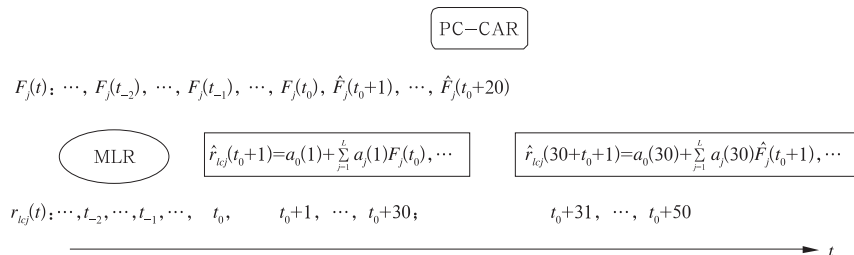


图 1 MLR/PC-CAR 混合模型的预测方案示意图

( $F_j(t)$ : 因子;  $r_{kj}(t)$ : 低频降水;  $t_0$ : 初始时间)

Fig. 1 Diagrammatic sketch of the prediction scheme for the hybrid model of MLR/PC-CAR

( $F_j(t)$ : factors;  $r_{kj}(t)$ : low frequency rainfall;  $t_0$ : an initial time)

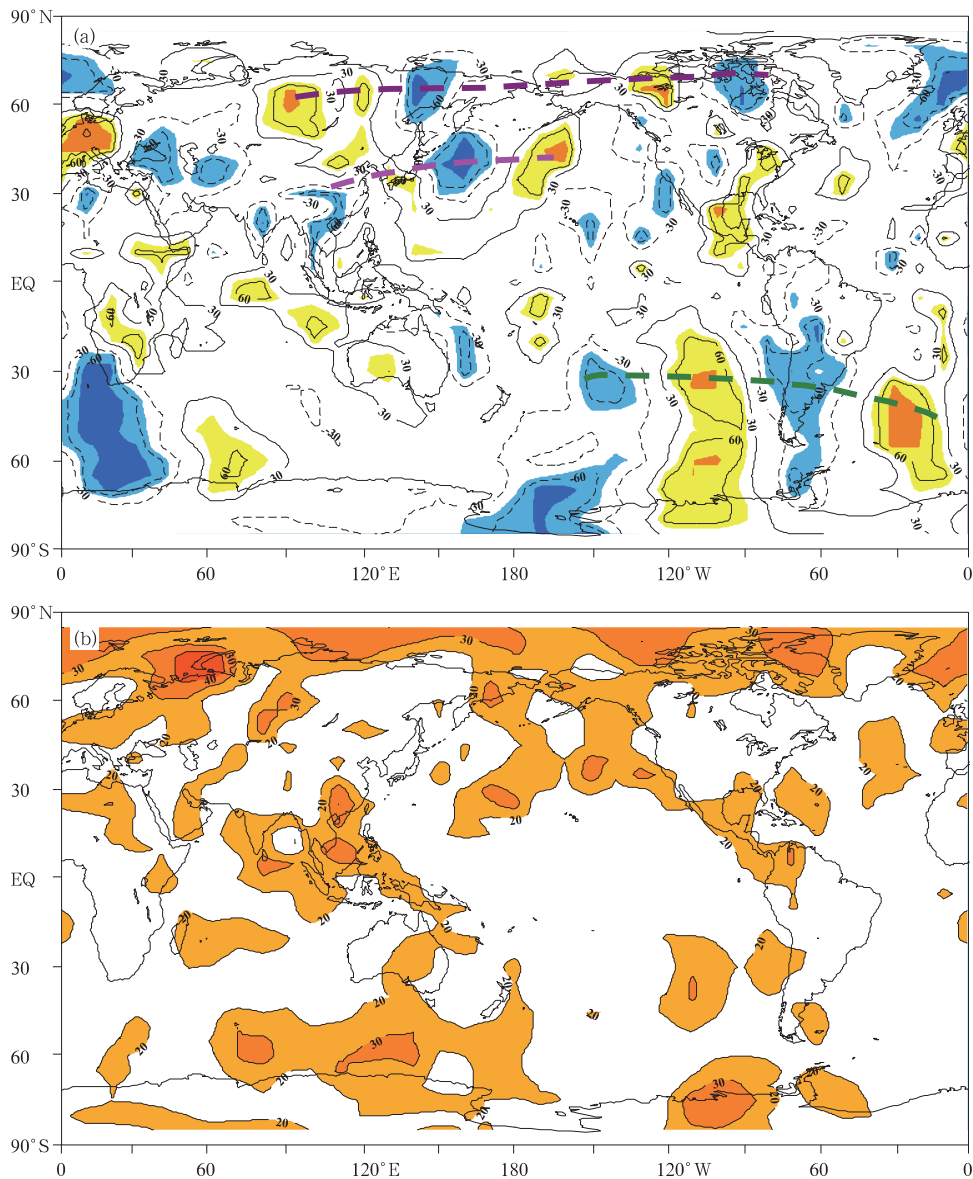


图2 2011年5月1日—8月31日长江下游地区20—30 d低频降水与全球850 hPa低频经向风场的相关(a, 相关系数已乘100, 阴影表示通过0.05的显著性检验的区域)及全球850 hPa高度距平20—30 d滤波序列与原始序列标准差比值的空间分布(b, 数值已乘100, 单位: %, 阴影区表示 $\geq 20$ 的区域)

Fig. 2 (a) Correlation between the rainfall over the lower reaches of the Yangtze River (valley) (LYRV) and the global meridional wind anomaly of 850 hPa on the time scale of the 20–30 day from 1 May to 31 August in 2011 in which values are multiplied by 100 and areas significant at the confidence levels of 95% are shaded, and (b) the spatial distribution of the ratio of the standard deviation for the 20–30 day signal to the total variability, whose values (unit: %) are multiplied by 100 and the contours greater than or equal to 20 are shaded

风场的相关空间分布, 其中阴影区表示通过0.05的显著性检验(相关显著的格点平均有效自由度为14 d左右, 当相关系数大于0.50时, 其显著性为0.05)。图中清楚表明, 主要相关区域在南半球热带外地区, 表现为沿纬向传播的波列结构, 即SCGT的传播, 主要作用区域在东南太平洋地区到南大西

洋地区(绿色虚线), 与过去的研究结果一致(杨秋明, 2009); 而中国东部地区经过北太平洋中纬度地区到北美大陆存在另一支波列, 类似于东京—芝加哥“快车”或上海—堪萨斯“快车”(Lau, et al, 2002; 丁一汇等, 2008), 其中中国东部地区到北太平洋中纬度地区更显著(浅红色虚线)。此外, 欧亚大陆和

北美大陆中高纬度地区还存在绕球的纬向传播波列(与北半球中纬度对流层高层的绕球遥相关(CGT)型对应,紫色虚线),但显著相关区域的范围小于与南半球 SCGT 的相关。上述波列活动区均处于 20—30 d 振荡的解释方差大值区(图 2b),反映了 2011 年夏季长江下游地区降水 20—30 d 振荡主要受到两半球热带外低频波列的影响,其中南半球 SCGT 的作用更明显。本研究中对 2011 年 6—8 月,每隔 5 d,由 MLR/PC-CAR 混合模型滑动进行独立样本预报试验,做未来 50 d 长江下游地区 20—30 d 低频降水的实时预测,初始时间为 5 月 31 日、6 月 5、10、15、20、25、30 日、7 月 5 日和 10 日(即对应于  $i_0 = 78, 83, \dots, 113, 118$ ),共 9 次预测试验。为了分析不同区域的不同低频主成分作为因子构建的预测模型预测精度的差异,分别用不同区域的主成分建立模型的 2 种方法进行预测试验:

(1) 东亚区域 A ( $0^\circ - 45^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E} - 180^\circ$ ) 的前 4 个低频主成分 PC1—PC4:图 3 为前 5 个主要空间

模态(2011 年 3 月 15 日—5 月 31 日),解释方差分别为 64.1%、14.5%、9.2%、5.7% 和 3.1%,反映了东亚中低纬度地区各种纬向和经向波列的传播,其中第 2、4 模态与热带西太平洋型的传播有关(杨秋明, 2009)。

(2) 南半球中纬度地区 B ( $10^\circ - 65^\circ\text{S}, 0^\circ\text{E} - 180^\circ - 0^\circ\text{W}$ ) 的前 4 个低频主成分 PC1—PC4:图 4 为前 5 个主要空间模态(2011 年 3 月 15 日—5 月 31 日),解释方差分别为 53.8%、19.5%、8.7%、7.5% 和 4.2%,均表现为沿纬向传播的波列结构,其中第 2、3 模态对应于 SCGT 的传播(杨秋明, 2009; Matthewman, et al, 2012)。

在每次滑动独立预报试验中,采用上述 2 种方法,将区域 A(东亚地区)和 B(南半球中纬度地区)的风场计算出的前 5 个主要空间模态,得到低频主成分 PC1—PC5 的观测值,基于 PC1—PC4,分别建立 MLR/PC-CAR 模型作 6—8 月的长江下游低频降水变化的 50 d 预测。

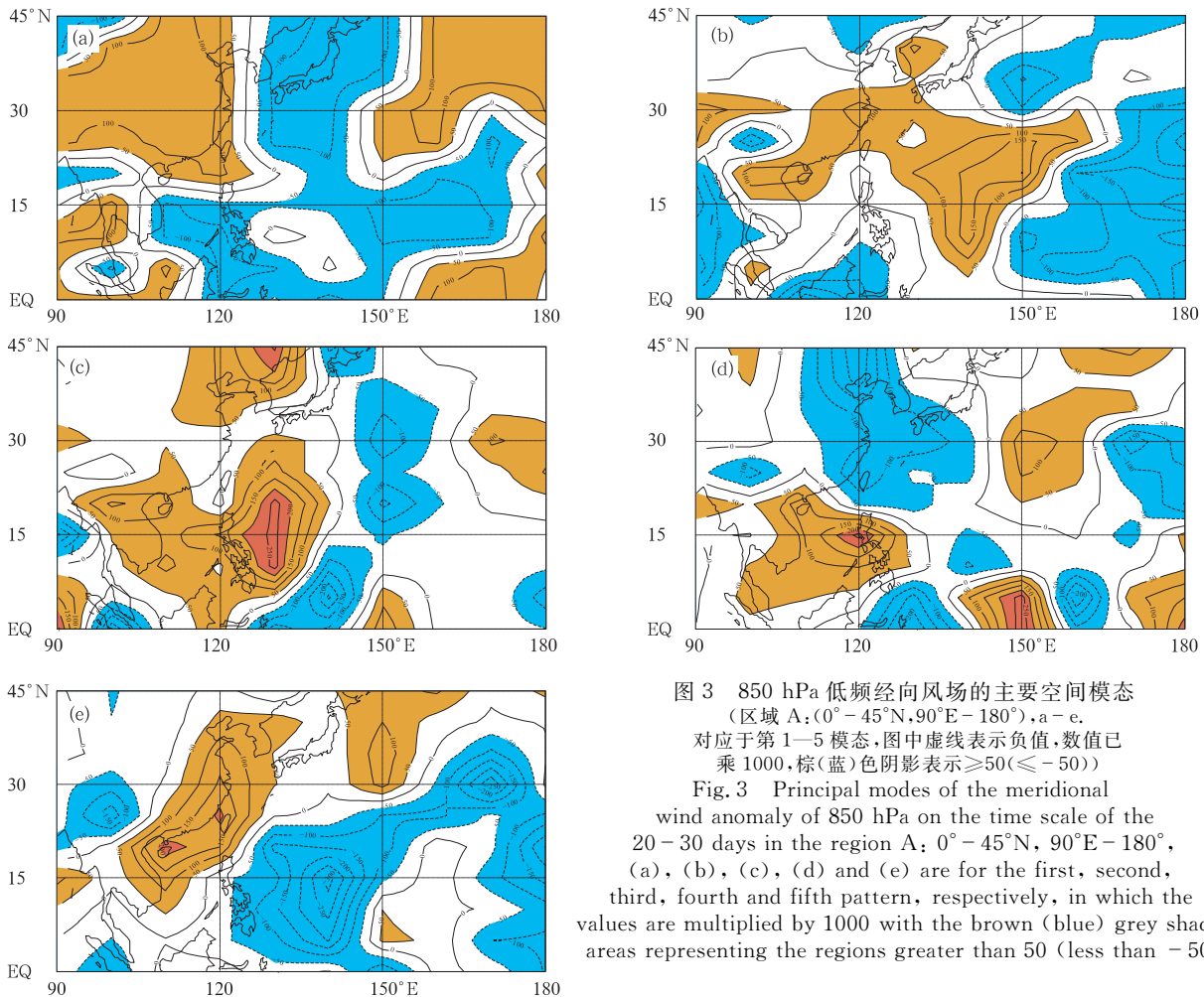


图 3 850 hPa 低频经向风场的主要空间模态(区域 A:  $0^\circ - 45^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E} - 180^\circ$ ), a—e 对应于第 1—5 模态,图中虚线表示负值,数值已乘 1000,棕(蓝)色阴影表示  $\geq 50$  ( $\leq -50$ )  
 Fig. 3 Principal modes of the meridional wind anomaly of 850 hPa on the time scale of the 20—30 days in the region A:  $0^\circ - 45^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E} - 180^\circ$ , (a), (b), (c), (d) and (e) are for the first, second, third, fourth and fifth pattern, respectively, in which the values are multiplied by 1000 with the brown (blue) grey shaded areas representing the regions greater than 50 (less than -50)

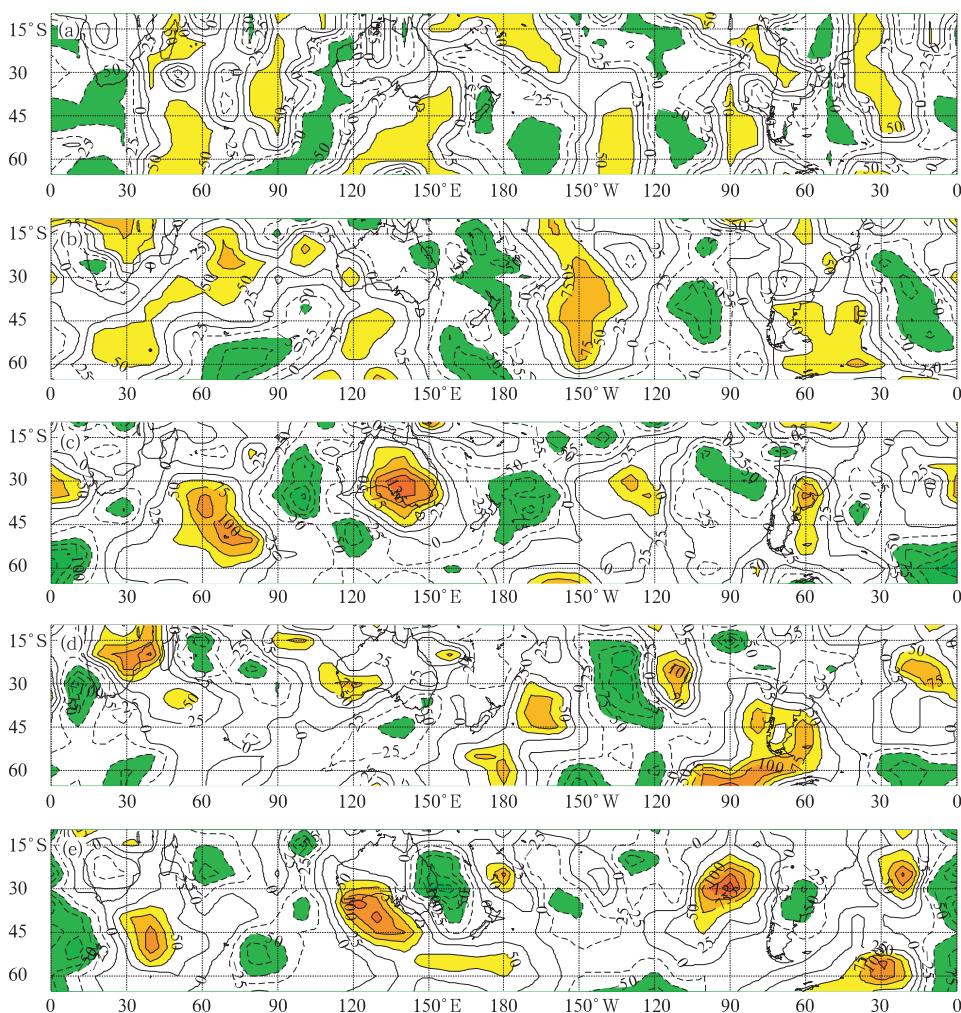


图4 850 hPa 低频经向风场的主要空间模态(区域 B:10°-65°S,0°E-180°-0°W),其他同图 3

Fig. 4 As in Fig. 3 but for the region B: (10°-65°S,0°E-180°-0°W)

表 1 给出这 2 种方法预测技巧的相关检验,图 5、6 分别给出方法 1 和 2 的 9 次预报中的 5 次预报结果(初始时间分别为 5 月 31 日、6 月 10、20、30 日和 7 月 10 日)。从表 1 中可以发现方法 2 的预报效果明显高于方法 1, 9 次预报的相关预报技巧均大于 0.60 (考虑序列的持续性,其显著性为 0.05),最好的是初始时间为 5 月 31 日的 50 d 预报,预报技巧达到 0.92 (表明长江下游地区 20—30 d 降水季节内振荡与 SCGT 存在极显著的相关),方法 1 最好的 50 d 预测都低于这一水平,以 6 月 5 日为初始时间的预报相关技巧下降到 0.42。此外,从不同日期初始场的预报效果来看,方法 2 在 6 月 25 日之前的 6 次预测效果均较好,即能预测 6 月上旬开始的 50 d 内长江下游降水 20—30 d 振荡强度增强并稳定,其正位相有利于这个地区强降水过程的形成。

表 1 2 种不同预测方法的长江下游低频降水 1—50 d 的相关预报技巧的对比

Table 1 The contrast of the forecasting skills between the two methods for the low-frequency rainfall over LYRV during the 1-50 days

预报初始日期	2011 年		2002 年	
	方法 1	方法 2	方法 1	方法 2
5 月 31 日	0.61	0.92	0.79	0.80
6 月 5 日	0.42	0.87	0.78	0.65
6 月 10 日	0.54	0.89	0.54	0.49
6 月 15 日	0.66	0.78	0.52	0.51
6 月 20 日	0.76	0.81	0.39	0.60
6 月 25 日	0.82	0.82	0.62	0.71
6 月 30 日	0.56	0.68	0.59	0.65
7 月 5 日	0.69	0.74	0.59	0.92
7 月 10 日	0.52	0.78	0.67	0.83
平均	0.62	0.81	0.61	0.68

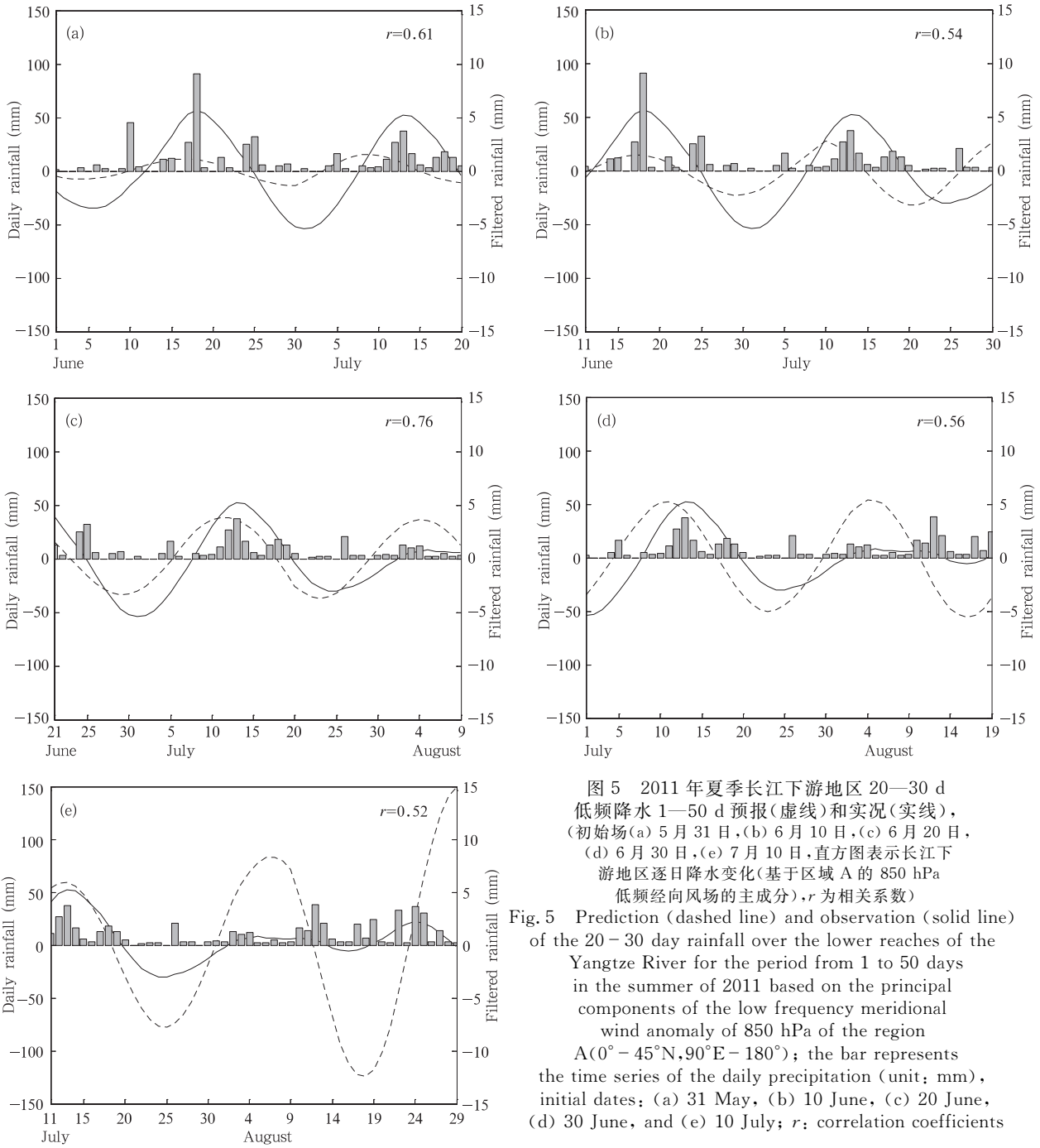


图 5 2011 年夏季长江下游地区 20—30 d 低频降水 1—50 d 预报(虚线)和实况(实线), (初始场(a) 5 月 31 日,(b) 6 月 10 日,(c) 6 月 20 日,(d) 6 月 30 日,(e) 7 月 10 日,直方图表示长江下游地区逐日降水变化(基于区域 A 的 850 hPa 低频经向风场的主成分), $r$  为相关系数)  
 Fig. 5 Prediction (dashed line) and observation (solid line) of the 20—30 day rainfall over the lower reaches of the Yangtze River for the period from 1 to 50 days in the summer of 2011 based on the principal components of the low frequency meridional wind anomaly of 850 hPa of the region A(0°—45°N,90°E—180°); the bar represents the time series of the daily precipitation (unit: mm), initial dates: (a) 31 May, (b) 10 June, (c) 20 June, (d) 30 June, and (e) 10 July;  $r$ : correlation coefficients

从 5 月 31 日(图 6a)、6 月 10 日(图 6b)、20 日(图 6c)为初始时间的预报可以发现,方法 2 这 3 次精确地预报出了 7 月上旬末至中旬后期长江下游地区较明显的正位相变化,对应于 7 月中旬多强降水过程(预报技巧大于 0.80)。它为 2011 年 7 月 18 日南京地区的特大暴雨过程(杨秋明, 2011)的预测提供了显著的预报信号,预报时效达 35—45 d。这表明 SCGT 对于 2011 年 6—8 月长江下游地区强降水形

成起主导作用(通过南半球中纬度地区环流和东亚环流在 20—30 d 时间尺度上的相互作用);同时上述长江下游降水 20—30 d 振荡强度从 6 月初开始将持续增强的趋势预测(伴随强降水过程的显著增加),也为 2011 年 6 月上旬长江下游地区旱涝急转预测提供了重要预报信号。值得注意的是,前期春季长江下游降水 20—30 d 季节内振荡与南半球 SCGT 变化也有较显著的相关(图 7a),与 SCGT 在



东南太平洋至南大西洋地区传播的联系更密切(绿色虚线);20—30 d 季节内振荡主要解释方差显著区域在南半球中高纬度地区和热带印度洋地区以及欧亚大陆高纬度地区和北大西洋中高纬度地区(图 7b),与北半球热带外地区环流季节内振荡的变化关系不密切(与北半球中高纬度地区的绕球遥相关型波列的相关较弱),仅与绕球遥相关型在欧亚和北美大陆北部地区的传播有较明显的关系(图 7a 中紫

色虚线)。因此,在 2011 年春季,长江下游 20—30 d 低频降水与 SCGT 的联系已较显著,这种与 SCGT 关系具有较好的季节持续性也是上述方法 2 的预报效果更好的一个原因。此外,对于东亚地区强 20—30 d 振荡的 2002 年,进行类似的独立预测试验,也发现方法 2 的预报技巧好于方法 1(表 1),MLR/PC-CAR 模型的预报时效可达 50 d(而低频变化主振荡预测模型的预报时效仅 20 d 左右(杨秋

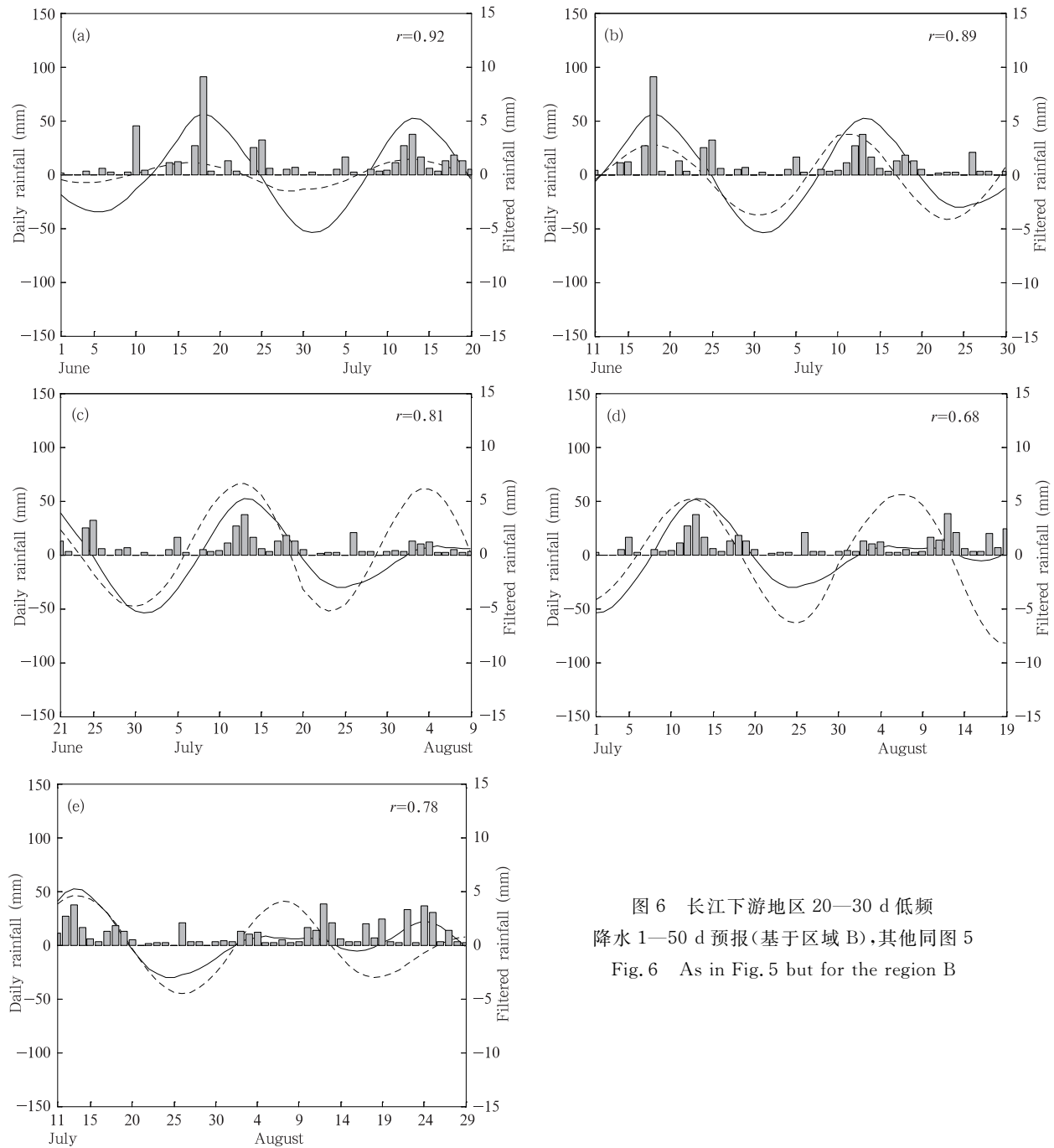


图 6 长江下游地区 20—30 d 低频降水 1—50 d 预报(基于区域 B),其他同图 5  
Fig. 6 As in Fig. 5 but for the region B

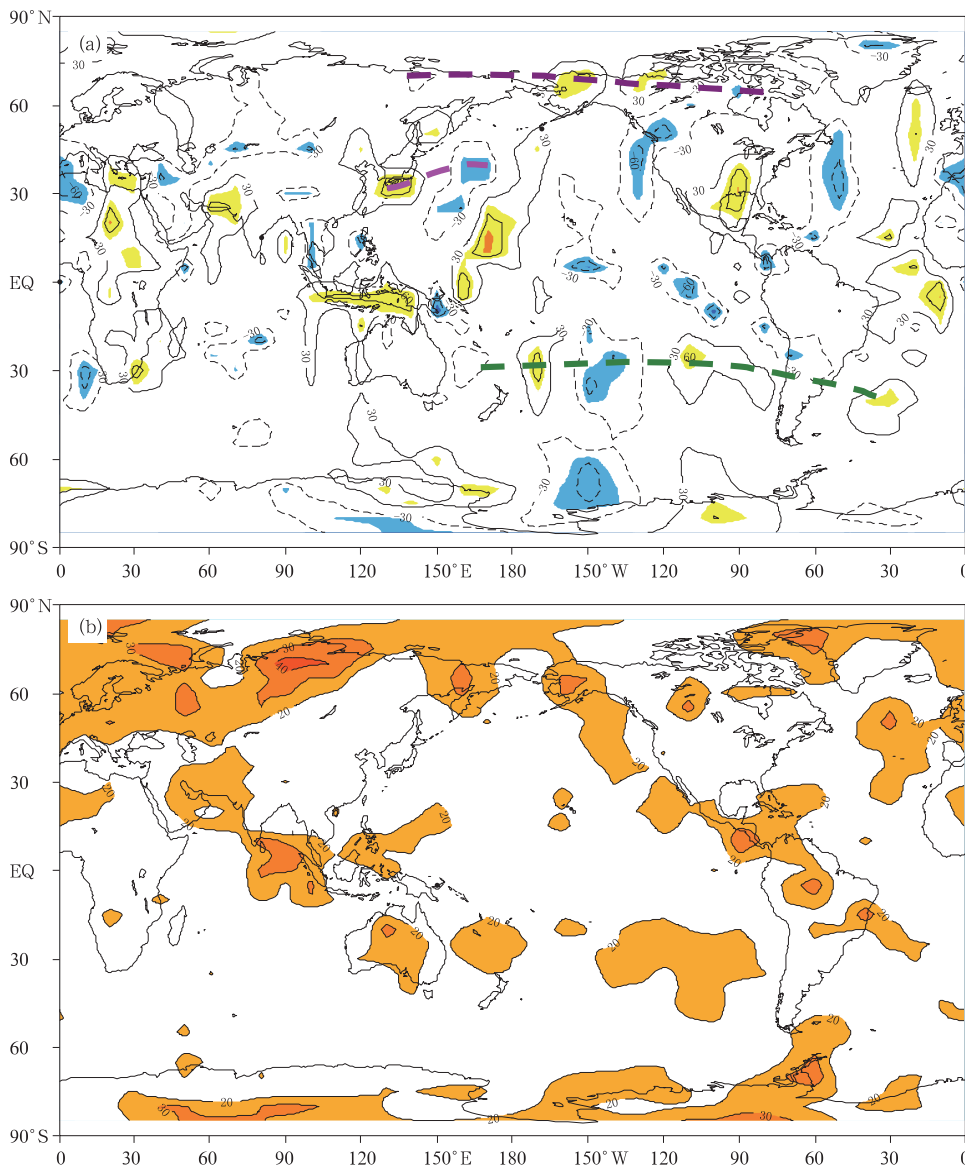


图 7 2011 年 3 月 1 日—5 月 31 日长江下游地区 20—30 d 低频降水与全球 850 hPa 低频经向风场的相关(a) 及全球 850 hPa 高度距平 20—30 d 滤波序列与原序列标准差比值的空间分布(b),其他同图 2

Fig. 7 As in Fig. 2 but for the period from 1 March to 31 May in 2011

明等, 2012b)), 能有效估计未来 6—7 周长江下游地区强降水过程的变化。与 2011 年不同的是, 方法 2 中初始时间为 6 月 10、15、20 日 3 次预报技巧出现较明显减小, 表明 2002 年从春季到夏季, 长江下游地区 20—30 d 低频降水与 SCGT 的相关呈增强、减弱、增强的过程; 而 2011 年这种相关略微减弱, 但仍然稳定。以上分析表明, 3—5 月 SCGT 强度变化对于 6—8 月长江下游降水 20—30 d 振荡强度也有重要预示性。从春季到夏季持续维持较强的 SCGT 活动, 有利于后期夏季长江下游强降水的形成, 这时基于南半球中纬度低频风场主要空间模态

的时间变化(主成分)建立的 MLR/PC-CAR 混合模型能更稳定地预测夏季长江下游地区 20—30 d 低频降水量未来 50 d 的变化。

由于 MLR 与 PC-CAR 预报模型分别采用独立回归方程组和复数自回归递推方法, 所以对于大气季节内振荡型主要分量变化的预测时效也有一定差异, 下面对预测方法 2 进行分析。图 8 是基于 2011 年 3 月 15 日—8 月 31 日的资料, 对区域 B 观测的低频 PC1—PC4 构成的数据阵和长江下游低频降水建立的 MLR, 用初始时间 5 月 31 日, 6 月 1 日, …, 7 月 22 日分别预测未来 20, 21, …, 40 d 低频降水变

化 $\hat{r}_{kj}(t)$ 与观测低频降水 $(r_{kj}(t)(t = 1, 2, \dots, T_l; T_l = 20, 21, \dots, 40))$ 的平均相关系数(共 53 次预测)。从图中可发现,预测时效达 30 d 左右(对应的预测时间为 26—34 d,其显著性为 0.05)。此外,图 9 给出了用区域 B 观测的低频 PC1—PC4 构成的数据阵建立 CAR 模型做 PC1、PC2、PC3 和 PC4 的 1—30 d 预报的相关预报技巧(63 次预报平均),用限定记忆法保持子序列 $N_0$ 不变,滑动进行独立样本预测试验(初始时间分别为 2011 年 5 月 31 日,6 月 1 日, ..., 8 月 1 日,预报未来 30 d),取预报时间 $\tau = 30$  d,子序列长度 $N_0 = 50$  d。从图 9 可以看出,平均相关预报技巧达 19—20 d(相关系数大于 0.56,其显著性为 0.05),其中对 PC1、PC4 的预测时效更长(黑色实线和红色实线),分别达 25 d 以上和 23 d 左右。这表明 CAR 能有效预测与 SCGT 等低频波传播有关的南半球中纬度低频环流未来 20 d 左右的变化。但用区域 A 观测的低频 PC1—PC4 构成的数据阵建立 CAR 模型的预测时效只有 14—15 d(图略),即在 20—30 d 时间尺度上,CAR 模型对于东亚环流主要季节内振荡型的预报能力小于其对南半球中纬度环流季节内振荡型的预报能力,这可能与后者振荡的时间稳定性较好有关。

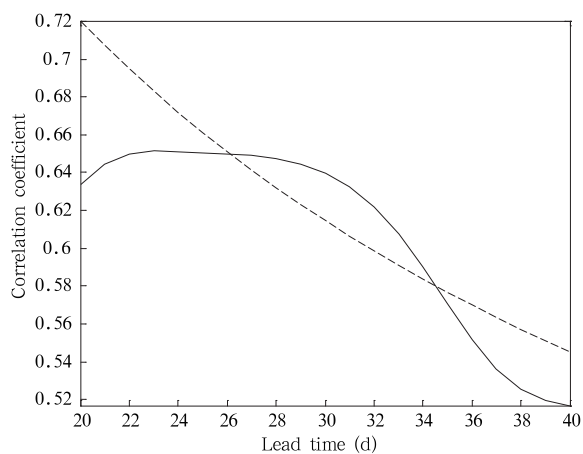


图 8 区域 B 的 PC1—PC4 构建 MLR 模型的低频降水 20—40 d 预报的相关预报技巧(虚线表示达到 95% 的显著性水平)

Fig. 8 Forecasting skills of the low frequency rainfall for the MLR model based on the PC1—PC4 for the region B during the 20—40 days (the significant levels of 95% are represented by the dashed line)

通过上述计算结果可发现,基于南半球中纬度

大气季节内振荡的变化,MLR(不同的时间滞后的一组独立线性回归方程)和 PC-CAR(复数自回归递推)的预测时效分别可达 30 和 20 d 左右。因此,MLR 和 PC-CAR 结合的混合预报方法(MLR/PC-CAR)能将长江下游低频降水的预报时效延长到 50 d 左右,可以更好地反映南半球中纬度环流季节内振荡的时空变化过程对长江下游降水季节内振荡的重要作用。

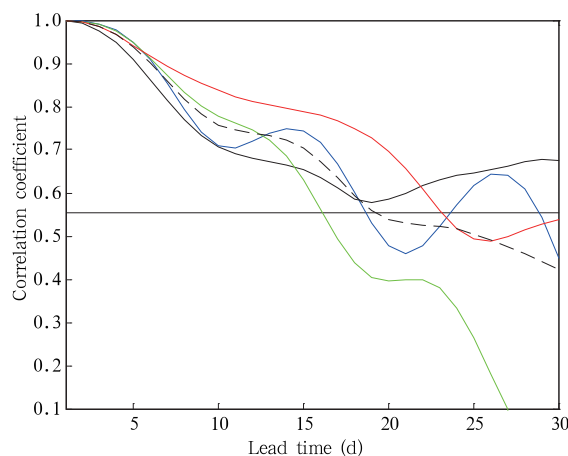


图 9 区域 B 的 PC1—PC4 的 CAR 模型 1—30 d 预报的技巧

(黑、蓝、绿、红线对应于 PC1、PC2、PC3、PC4;黑虚线为 PC1—PC4 的平均预报技巧,水平实线表示达到 95% 的显著性水平)

Fig. 9 Forecasting skills for the CAR model based on the PC1—PC4 for the region B during the 1—30 days (the black, blue, green, red lines are corresponding to PC1, PC2, PC3, and PC4, respectively, and black dashed line is corresponding to the mean correlation forecasting skills, and the significant levels of 95% are represented by the horizontal line)

2011 和 2002 年的预测试验表明,选择合适关键区的低频主分量作为因子,基于 MLR/PC-CAR 混合预报方法,能有效延长大气季节内振荡的预报时效。进一步对于 20—30 d 振荡较强的年份(1979、1984、1987、1991、1997、1998、1999、2000、2005、2007、2009 年)6—8 月的预测试验(区域 B 观测的低频 PC1—PC4 构成的数据阵,即方法 2)结果表明,预报时效也达到 50 d 左右(表 2),能很好地预测多数强降水过程的正位相的变化。从表 2 可以看出,除了 1997、1999、2005 年夏季的 9 次预报的平

均相关技巧较低外(分别为 0.39、0.39 和 0.26,未达到 95% 的显著性水平,反映从春到夏,SCGT 对长江下游低频降水的作用持续减弱或不稳定),其余年份均能有效预测长江下游地区降水 20—30 d 低频分量的未来 50 d 变化趋势,将低频降水的预测时效从 30 d 显著延长到 50 d (尤其是 1979、1984、1987、1998、2002、2007、2009、2011 年,平均相关预报技巧  $\geq 0.60$ ,达到 95% 的显著水平),表明上述年份南半球中纬度地区 SCGT 与夏季长江下游地区 20—30 d 低频降水存在强相互作用,是影响长江下游地区强降水形成和变化的主导因素。

因此,MLR/PC-CAR 混合预报方法能使预测模型更好地体现降水和环流主要的低频时滞相关及其较长时段的变化,较准确地描述准线性的低频动

力过程的演变。这种复数时间序列统计方法,能在复平面上描述低频波的传播特征,得到比实空间波动更多的信息,更稳定地揭示波动的时间演变,有利于进一步延长预测时效。需要指出的是,影响长江下游地区夏季强降水的 20—30 d 振荡强度存在显著的年际变化,与春季太平洋海温距平的变化有一定的联系(杨秋明等, 2012b)。若春季太平洋海温距平的变化有利于后期夏季 20—30 d 振荡信号减弱(长江下游地区强降水过程减少),需考虑 10—20 或 30—50 d 振荡的不同关键区低频主分量的作用,预测未来 50 d 长江下游地区夏季低频降水分量的位相变化,做出较强降水过程或持续降水过程的发生时段的估计,改进延伸期强降水过程预报的精度。

表 2 强 20—30 d 振荡年份夏季长江下游低频降水 1—50 d 的相关预报技巧  
 Tabel 2 The forecasting skills for the low-frequency rainfall over LYRV during the 1—50 days for the years with the stronger 20—30 day oscillation

年份	初始日期									
	5月31日	6月5日	6月10日	6月15日	6月20日	6月25日	6月30日	7月5日	7月10日	平均
1979	0.95	0.93	0.91	0.87	0.94	0.60	0.70	0.57	0.74	0.80
1984	0.75	0.79	0.89	0.89	0.88	0.77	0.75	0.57	0.70	0.78
1987	0.49	0.74	0.86	0.96	0.83	0.86	0.76	0.84	0.94	0.81
1991	0.89	0.87	0.71	0.42	0.24	0.27	0.21	0.26	0.34	0.47
1997	0.92	0.94	0.89	0.59	0.01	0.79	-0.12	-0.13	-0.36	0.39
1998	0.96	0.87	0.92	0.66	0.75	0.42	0.37	0.32	0.50	0.64
1999	0.04	0.78	0.12	0.91	-0.07	0.57	0.58	0.52	0.02	0.39
2000	0.84	0.74	0.71	0.57	0.54	0.40	0.33	0.42	-0.12	0.49
2002	0.80	0.65	0.49	0.51	0.60	0.71	0.65	0.92	0.83	0.68
2005	0.74	0.22	-0.22	-0.17	-0.11	0.19	0.40	0.71	0.57	0.26
2007	0.84	0.88	0.86	0.84	0.90	0.66	0.69	0.65	0.61	0.77
2009	0.62	0.88	0.96	0.91	0.78	0.81	0.64	0.74	0.69	0.78
2011	0.92	0.87	0.89	0.78	0.81	0.82	0.68	0.74	0.78	0.81

### 5 结论和讨论

本研究通过构造多变量时滞回归模型(MLR)和主成分复数自回归模型(PC-CAR)混合预报模型(MLR/PC-CAR),对夏季长江下游地区 20—30 d 降水低频分量进行延伸期逐日变化预测试验,得到如下结论:

(1)在 20—30 d 时间尺度上,全球主要大气季节内振荡型与长江下游降水低频分量存在较显著的时滞相关,其中与 SCGT 型相关的主要低频分量之间的时滞相关最为显著(对应于南半球热带外地区一类准线性低频波动的传播)。基于这些时滞关系

的线性预测方程(MLR)能很好地预测 2011 年夏季长江下游降水低频分量 10—30 d 延伸期的变化,提高夏季长江下游地区未来 10—30 d 强降水过程预报的准确率。

(2)用主成分的复数自回归模型(PC-CAR)预报与 2011 年 6—8 月 SCGT 型相关的南半球中纬度地区环流主要低频分量延伸期逐日变化,预报时效可达 20 d 左右。上述基于观测低频资料时滞关系的线性预测方程在 30 d 预报的基础上,用 MLR/PC-CAR 模型可将预报时效进一步延长 20 d,达到 50 d 左右。采用南半球中高纬度地区 850 hPa 低频经向风的主成分作为预测因子的模型的预测精度显

著高于东亚地区低频经向风作为预测因子的模型。这些低频降水分量的 50 d 预测,对于长江下游地区 2011 年 6 月初旱涝急转和 7 月中旬持续降水和强降水过程的预报有重要指示意义。

(3)对于较强的 20—30 d 振荡的多年资料预测试验也表明,SCGT 是预测夏季长江下游低频降水未来 50 d 变化的主要信号之一。基于南半球中纬度地区环流 20—30 d 主要低频主成分,构建 MLR/PC-CAR 模型可以更有效地预测 1—50 d 长江下游降水低频分量的变化,估计未来 6—7 周内长江下游强降水过程发生的时段,显著延长夏季长江下游强降水事件的预报时效。

10—30 d 延伸期预报同时受到初始条件和大气外部强迫因子的影响。初始场的信息随着预报时效的延长而逐渐减弱,而气候系统中缓变的外强迫所起的作用则在逐渐显现。因此,它既是初值问题,也是边值问题。基于缓变外强迫与大气的耦合所形成的内部过程,如 40—60 d 振荡、绕球遥相关、SCGT 等大气季节内振荡,有助于提高可预报期限。目前统计模式对季节内振荡的预报能力要比动力模式好,在动力模式进一步得到改进之前,它是一种研究季节内振荡可预报性的更加有效的途径。低频振荡作为大气内部动力过程,其可预报性本身存在一些不确定性。通过构造时滞相关和复数空间上的动力统计模型,能更客观地揭示气候系统主要的季节内低频信号的演变,基于合适的关键区域环流低频主分量构建统计预测模型,能显著延长环流和降水季节内振荡的预报时效,同时也为月时间尺度的气候距平预测提供重要预报信号。

## 参考文献

陈官军,魏凤英. 2012. 基于低频振荡特征的夏季江淮持续性降水延伸期预报方法. *大气科学*, 36(3): 633-644

丑纪范,郑志海,孙树鹏. 2010. 10—30 d 延伸期数值天气预报的策略思考:直面混沌. *气象科学*, 30(5): 569-573

丁一汇,刘芸芸. 2008. 亚洲—太平洋季风区的遥相关研究. *气象学报*, 66(5): 670-682

封国林,孙树鹏,赵俊虎等. 2013. 基于 2009 年初长江中下游地区持续阴雨过程的 10—30 天延伸期稳定分量的提取及配置分析. *中国科学(地球科学)*, 43(5): 836-847

谷湘潜,康红文,曹鸿兴. 2006. 复数域内的最小二乘法. *自然科学进展*, 16(1): 49-54

梁萍,丁一汇. 2012. 基于季节内振荡的延伸预报试验. *大气科学*, 36(1): 102-116

孙国武,李震坤,信飞等. 2013. 延伸期天气过程预报的一种新方法:低频天气图. *大气科学*, 37(4): 945-954

王阔,封国林,孙树鹏等. 2012a. 基于 2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻事件 10—30 天延伸期稳定分量的研究. *物理学报*, 61(10): 520-529

王阔,封国林,孙树鹏等. 2012b. 2009 年 11 月冰冻雨雪事件 10—30d 延伸期稳定分量提取及分析. *物理学报*, 61(20): 209201

杨秋明. 1998. 西太平洋热带地区环流低频变化的主振荡型预测试验. *应用气象学报*, 9(3): 345-351

杨秋明. 2009. 全球环流 20—30d 振荡与长江下游强降水. *中国科学(D辑)*, 39(11): 1515-1529

杨秋明. 2011. 2011 年 7 月中旬长江下游地区强降水期间低频环流延伸期预报试验. *科技导报*, 29(32): 61-66

杨秋明,宋娟,李熠等. 2012a. 全球大气季节内振荡对长江流域持续暴雨影响的研究进展. *地球科学进展*, 27(8): 876-884

杨秋明,李熠,宋娟等. 2012b. 2002 年夏季东亚地区环流 20—30 d 主振荡型延伸期预报研究. *气象学报*, 70(5): 1045-1054

郑志海,黄建平,封国林等. 2013. 延伸期可预报分量的预报方案和策略. *中国科学(地球科学)*, 43(4): 594-605

Ambrizzi T, Hoskins B J, Hsu H H. 1995. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J Atmos Sci*, 52(21): 3661-3672

Cassou C. 2008. Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, 455(7212): 523-527

Fu X, Wang W Q, Lee J Y, et al. 2013. Intraseasonal forecasting of the Asian summer monsoon in four operational and research models. *J Climate*, 26(12): 4186-4203

Hasselmann K. 1988. PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interaction and principal oscillation patterns. *J Geophys Res*, 93(D9): 11015-11021

Hoskins B. 2013. The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: A stimulus for our science. *Quart J Roy Meteor Soc*, 139(672): 573-584

Jiang X, Waliser D E, Wheeler M C, et al. 2008. Assessing the skill of an all-season statistical forecast model for the Madden-Julian Oscillation. *Mon Wea Rev*, 136(6): 1940-1956

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-471

Kikuchi K, Wang B, Kajikawa Y. 2012. Bimodal representation of the tropical intraseasonal oscillation. *Climate Dyn*, 38(2-3): 1989-2000

Krishnamurthy V, Achuthavariar D. 2012. Intraseasonal oscillations of the monsoon circulation over South Asia. *Climate Dyn*, 38(11-12): 2335-2353

Lau K M, Weng H Y. 2002. Recurrent teleconnection patterns linking summertime precipitation variability over East Asia and North America. *J Meteor Soc Japan*, 80(6): 1309-1324

Love B S, Matthews A J, Janacek G J. 2008. Real-time extraction

- of the Madden-Julian Oscillation using empirical mode decomposition and statistical forecasting with a VARMA model. *J Climate*, 21(20): 5318-5335
- Love B S, Matthews A J. 2009. Real-time localised forecasting of the Madden-Julian Oscillation using neural network models. *Quart J Roy Meteor Soc*, 135(643): 1471-1483
- Matthewman N J, Magnusdottir G. 2012. Clarifying ambiguity in intraseasonal Southern Hemisphere climate modes during austral winter. *J Geophys Res*, 117, D03105, doi: 10.1029/2011JD016707
- Miller M, Buizza R, Haseler J, et al. 2010. Increased resolution in the ECMWF deterministic and ensemble prediction systems. *ECMWF Newsl*, 124: 10-16
- Miyakoda K, Gordon T, Carerly R, et al. 1983. Simulation of a blocking event in January 1977. *Mon Wea Rev*, 111(4): 846-849
- Mo K C. 2001. Adaptive filtering and prediction of intraseasonal oscillations. *Mon Wea Rev*, 129(4): 802-817
- Shimizu M H, Cavalcanti I. 2011. Variability patterns of Rossby wave source. *Climate Dyn*, 37(3-4): 441-454
- Vitart F, Molteni F. 2010. Simulation of the Madden-Julian oscillation and its teleconnections in the ECMWF forecast system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 136(649): 842-855
- von Storch H, Xu J S. 1990. Principal oscillation pattern analysis of the 30- to 60-day oscillation in the tropical troposphere. *Climate Dyn*, 4(3): 175-190
- Waliser D E, Jones C, Schemm J K, et al. 1999. A statistical extended-range tropical forecast model based on the slow evolution of the Madden-Julian Oscillation. *J Climate*, 12(7): 1918-1939
- Waliser D E, Lau K M, Stern W, et al. 2003. Potential predictability of the Madden-Julian oscillation. *Bull Amer Meteor Soc*, 84(1): 33-50
- Wheeler M C, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon Wea Rev*, 132(8): 1917-1932
- Xavier P K, Goswami B N. 2007. An analog method for real-time forecasting of summer monsoon subseasonal variability. *Mon Wea Rev*, 2007, 135(12): 4149-4160
- Yadav R K. 2009. Role of equatorial central Pacific and northwest of North Atlantic 2-metre surface temperatures in modulating Indian summer monsoon variability. *Climate Dyn*, 32(4): 549-563