

郭彦, 李建平. 2012. 一种分离时间尺度的统计降尺度模型的建立和应用——以华北汛期降水为例 [J]. 大气科学, 36 (2): 385–396, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11045. Guo Yan, Li Jianping. 2012. A time-scale decomposition statistical downscaling model: Case study of North China rainfall in rainy season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 385–396.

一种分离时间尺度的统计降尺度模型的建立和应用 ——以华北汛期降水为例

郭彦^{1, 2} 李建平¹

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 针对预报量变化中存在受不同物理因子控制的不同时间尺度变率特征, 本文提出了分离时间尺度的统计降尺度模型。应用滤波方法, 将不同尺度的变率分量分开, 在各自对应的时间尺度上利用不同的大尺度气候因子分别建立降尺度模型。华北汛期 (7~8 月) 降水具有年际变率和年代际变率, 本文以华北汛期降水为例利用分离时间尺度的统计降尺度模型进行预测研究。采用的预报因子来自海平面气压场、500 hPa 位势高度场、850 hPa 经向风场和海表温度场以及一些已知的大尺度气候指数。利用基于交叉检验的逐步回归法建立模型。结果表明, 年际尺度上, 华北汛期降水与前期 6 月赤道中东太平洋海温以及同期中国东部的低层经向风密切相关; 年代际尺度上, 在东印度洋—西太平洋暖池海温的作用下, 华北降水与前期 6 月西南印度洋海平面气压有同步变化关系。年际模型和年代际模型的结果相加得到对总降水量的降尺度结果。1991~2008 年的独立检验中, 模型估计的降水和观测降水的相关系数是 0.82, 平均均方根误差是 14.8%。结合模式的回报资料, 利用降尺度模型对 1991~2001 年的华北汛期降水进行回报试验。相比于模式直接预测的降水, 降尺度模型预测的结果有明显改进。改进了模式预测中年际变率过小的问题, 与观测降水的相关系数由 0.12 提高到 0.45。

关键词 统计降尺度 分离时间尺度 华北 汛期降水 预测

文章编号 1006-9895 (2012) 02-0385-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11045

A Time-Scale Decomposition Statistical Downscaling Model: Case Study of North China Rainfall in Rainy Season

GUO Yan^{1, 2} and LI Jianping¹

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

Abstract A time-scale decomposition (TSD) approach was introduced to statistically downscale the predictand which contains distinct variability linked with distinct large-scale predictors. It decomposed both the predictand and the predictors into distinct components through filtering and calibrated distinct predictive equations, respectively. Due to the interannual and inter-decadal variability in July-August North China rainfall, it was used as a case to be

收稿日期 2011-03-01, 2011-05-27 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950400, 国家自然科学基金资助项目 41030961

作者简介 郭彦, 女, 1983 年出生, 博士研究生, 主要从事气候变化、气候预测方面的研究。E-mail: guoyan@mail.iap.ac.cn

downscaled by TSD approach. Sea level pressure, 500-hPa geopotential height, 850-hPa meridional wind, and sea surface temperature were considered as predictor parameters; several well-known large-scale climate indices were also taken as potential predictors. An approach of cross-validation-based stepwise regression was used to formulate the regression equations. The downscaling model for the interannual rainfall variability was linked to the sea surface temperature over the mid-eastern tropical Pacific in June and the 850-hPa meridional wind over East China in July–August, while that for the inter-decadal rainfall variability was related to the sea level pressure over the southwestern Indian Ocean in June under the effect of sea surface temperature over the Indian Ocean–Pacific warm pool. The downscaled interannual and inter-decadal rainfall components were added together to obtain the downscaled total rainfall. The results in the independent validation period (1991–2008) showed that the TSD approach performed well to downscale July–August North China rainfall with the correlation coefficient of 0.82 and relative root-mean-square error of 14.8%. With the hindcasted predictors by general circulation models (GCMs), the downscaling model was used to hindcast July–August North China rainfall over 1991–2001. Compared to GCM-hindcasted rainfall, the downscaling model showed better performance, which improved the original bias in terms of insufficient interannual variation in GCM hindcast. The correlation coefficient between the observed and downscaled rainfall reached 0.45, much higher than 0.12 in GCM hindcast.

Key words statistical downscaling, time-scale decomposition, North China, rainy season rainfall, prediction

1 引言

我国东临太平洋,西南是青藏高原,独特的大地形和海陆分布使得我国东部处于最大的季风区——东亚季风区内,其夏季降水受到季风系统以及北部中高纬环流的影响,变率复杂,旱涝灾害多发(黄荣辉等,2008)。汛期降水预测一直都是我国气象学家面临的重点、难点问题。短期气候预测方法主要分为两种:一是传统的统计预测(范可等,2007,2008),一是借助气候模式的动力预测(郎成梅等,2003)。随着计算机的发展,气候模式已逐渐成为主流的预测工具(李维京等,2005)。然而,由于全球气候模式(GCM)的空间分辨率低,不能准确地描述次网格过程,很难对区域气候做出可靠的预测。为弥补 GCM 在区域气候预测方面的不足,发展了降尺度技术。降尺度技术包括动力降尺度和统计降尺度。前者是利用与 GCM 嵌套的区域气候模式 RCM 来实现区域气候预测,而后者是利用历史观测资料建立大尺度气象要素和区域气候变量间的统计关系,结合 GCM 输出的未来大尺度信息实现预测。相比于 RCM,统计降尺度法计算量小,省机时,并且易于在不同的 GCM 间移植(范丽军等,2005)。

近年来,统计降尺度技术被广泛应用到区域气温、降水等要素的预测中(陈丽娟等,2003;Zhu et al,2008;韩雪和魏凤英,2010;贾小龙等,2010;

魏凤英和黄嘉佑,2010),然而已有的统计降尺度预测模型尚未对预报量的时频特征予以重视。假若预报量存在不同时间尺度的变率,而且不同的时间尺度变率受不同的大尺度气候因子控制,那么不加区分地把不同尺度的变率分量混在一起建立单一的降尺度预测模型是不合理的。单一模型无法找到真正控制区域气候变化的大尺度气候因子,也无法得到准确的预报。因此,通过滤波的方法建立分离时间尺度的统计降尺度模型对不同尺度的分量分别进行预测是合理且有效的。本文以此为出发点,提出并建立了分离时间尺度的统计降尺度模型。前人研究指出,华北汛期降水存在年际和年代际两种不同时间尺度的变率,并且不同时间尺度的变率对应着不同的异常环流(陆日宇,2002)。本文将华北汛期降水作为一个典型个例,建立分离时间尺度的降尺度模型,并结合耦合模式回报的大尺度因子对华北汛期降水进行回报试验。

2 数据简介

降水资料来自中国气象局提供的中国 160 测站 1951~2008 年月平均数据集。华北地区(35°N~40°N,110°E~122°E)15 个测站(安阳、北京、长治、德州、菏泽、济南、临汾、临沂、青岛、石家庄、太原、天津、潍坊、邢台、烟台)平均的 7、8 月降水总量代表华北汛期降水。用到的大气资料来自 NCEP/NCAR 月平均再分析数据集(1951~2008

年), 水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 海温资料来自 Hadley 中心的第一套月平均海温数据集 (1951~2008 年), 水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。文中还使用了一些已知的大尺度气候指数, 包括南半球环状模指数 SAMI (Nan and Li, 2003)、北半球环状模指数 NAMI (Li and Wang, 2003a)、北大西洋涛动指数 NAOI (Li and Wang, 2003b)、Niño3 指数以及北太平洋涛动指数 PDOI (Zhang et al., 1997)。本文预报华北 7、8 月降水, 使用前期 6 月和同期 7、8 月平均的大尺度气候因子建立降尺度模型。模式资料来自欧洲的季节-年际尺度气候集合预报系统 DEMETER 中的 5 个模式 (CNRM、SCNR、SCWF、SMIP、UKMO), 回报资料长度 1973~2001 年, 起报时间是每年 5 月初, 即提前 2 个月预报之后 7、8 月气候。

3 方法

分离时间尺度建模的前提是预报量具有不同时间尺度的变率, 并且不同时间尺度的变率可能受不同的物理因子控制。模型的建立主要包括以下 4 个步骤 (图 1)。

首先, 通过功率谱分析判断预报量是否可以进行时间尺度的分离, 若可分, 采用傅里叶分解的滤波方法分解为不同尺度的分量, 分别建立降尺度模型。

然后, 在全球范围内寻找可能控制各种尺度变率的物理因子。采用相关分析的方法, 初步选取与预报量高度相关的气候因子作为可能的预报因子,

包括一些已知的大尺度气候指数以及根据相关分布图提取的区域平均的气候要素值组成的序列。

然而, 诸多可能的预报因子之间可能存在共线性, 需要引入一个筛选过程确定出有效的预报因子。文中采用了“向前”的基于交叉检验的逐步回归法进行筛选。每一步筛选中, 挑选能使拟合的回归方程在交叉检验中具有最小均方根误差的预报因子进入预报方程。随着挑选的进行, 交叉检验中的均方根误差逐步减小, 当继续引入因子不能显著地减小该步中交叉检验的均方根误差时, 则停止挑选。为判定均方根误差减小的显著性, 采用的是均值 t 检验和方差 F 检验来分别检验误差平方序列的均值和方差有无显著减小。对于最终选中的预报因子, 必须保证回归系数通过 0.05 水平的显著检验。对选中的预报因子与预报量的关系, 要进行物理过程的分析, 确保统计预报方程的物理基础。

最后, 使用最小二乘法拟合回归预报方程, 将各种尺度分量预报方程的预测结果相加, 得到原始量的预测结果。

4 华北汛期降水降尺度模型的建立和检验

陆日宇 (2002) 指出华北汛期降水具有明显的年际、年代际变率。1951~2008 年的华北汛期降水的功率谱曲线 (图略) 表明在 2~3 年和 12~15 年有明显谱峰, 通过滤波把周期小于等于 7 年的高频部分作为年际分量 (记下标_A), 剩余的周期大于 7 年的低频部分作为年代际分量 (记下标_D), 年际

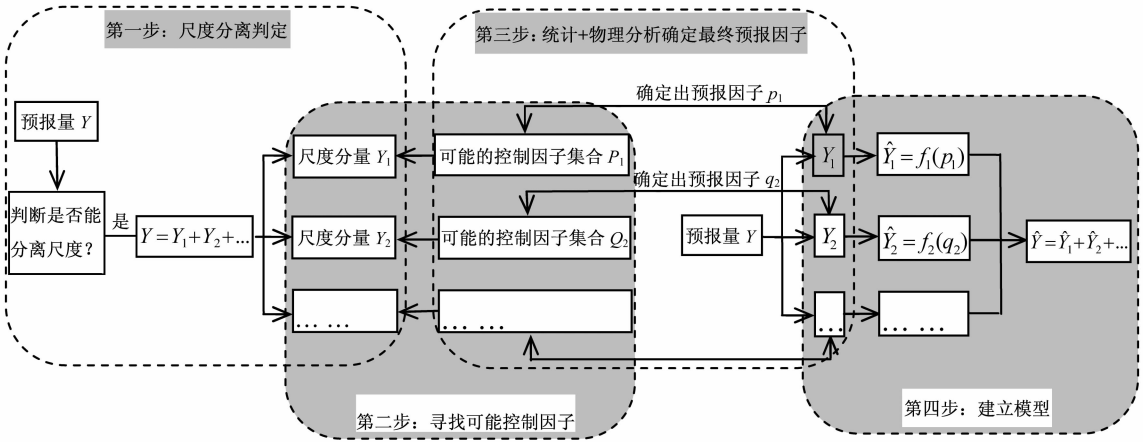


图 1 建立分离时间尺度的统计降尺度模型示意图
Fig. 1 Sketch map to calibrate the time-scale decomposition statistical downscaling model

分量和年代际分量序列的标准差分别为 54.8 mm 和 48.9 mm, 可见分离时间尺度的必要性。将不同尺度的降水分量关联到各自相应尺度上不同的大尺度气候因子, 分别建立年际和年代际变率的降尺度预测模型。

采用的预报因子变量包括海平面气压、500 hPa 位势高度、850 hPa 经向风和海表温度以及一些已知的大尺度气候指数 SAMI、NAMI、NAOI、PDOI 和 Niño3 指数。观测资料共 58 年 (1951~2008 年), 为检验分离时间尺度降尺度模型的性能, 整个资料被分成两段: 前 40 年 (1951~1990 年) 作为训练时段用来建立模型, 后 18 年 (1991~2008 年) 作为独立检验时段来验证模型。

4.1 年际变率降尺度模型

表 1 是华北汛期降水与前期 6 月和同期 7、8 月平均的已知大尺度气候指数在年际以及年代际尺度上的相关系数。在年际尺度上, 华北汛期降水与 6 月的 NAOI 以及 Niño3 指数有显著 (0.05 显著水

平) 相关关系, 选取 NAOI 和 Niño3 指数的年际变率分量 (NAOI_A, Niño3_A) 作为建立年际变率降尺度模型的可能预报因子。图 2 是 1951~1990 年华北汛期降水与前期 6 月和同期 7、8 月平均的海平面气压、850 hPa 经向风、500 hPa 位势高度和海表温度场在年际尺度上去掉线性趋势的相关图 (为去除趋势对相关系数的影响, 采用去掉线性趋势的序列来计算相关系数)。正如前人研究所指出: 华北降水的年际变率与当地的低层经向风 (黄荣辉等, 1999)、中高纬的环流 (赵声蓉和宋正山, 1999)、前期北大西洋涛动 (张恒德等, 2008; Wu et al., 2009)、马斯克林高压和澳大利亚高压 (薛峰, 2005) 以及索马里急流 (王会军和薛峰, 2003) 有关。图 2 中的高相关区 (方框) 表明这些关系。提取高相关区 (方框) 内相关系数绝对值大于 0.4 (0.01 显著水平) 的区域上气候要素的面积加权平均值作为可能的预报因子, 简记为 Z_{1A}—Z_{9A} (详见表 2)。

表 1 1951 - 1990 年华北汛期降水与 6 月以及 7、8 月平均的各种已知大尺度气候指数在年际 (年代际) 尺度上的去掉线性趋势的相关系数

Table 1 Interannual (inter-decadal) correlation of detrended time series between Jul - Aug rainfall and several indices in Jun and Jul - Aug during 1951 - 1990

月份	SAMI	NAMI	NAOI	Niño3 指数	PDOI
6 月	-0.06(-0.83**)	-0.27(0.04)	-0.37*(0.19)	-0.35*(-0.52)	0.12(-0.66**)
7、8 月平均	-0.09(-0.54*)	0.08(-0.37)	0.24(-0.31)	-0.29(-0.12)	-0.25(-0.54**)

注: * 表示通过 0.05 显著水平; ** 表示通过 0.01 显著水平。

表 2 建立年际模型和年代际模型中选取的可能的预报因子及其它它们与 1951 - 1990 年华北汛期降水在各自时间尺度上的相关系数

Table 2 Definitions of potential predictors for interannual model and inter-decadal model and their correlation with Jul - Aug North China rainfall on the respective time scales for the period 1951 - 1990

模型	气象要素	月份	外围范围	因子标记	原始相关	去掉线性趋势相关
年际模型	海平面气压	7、8 月平均	25°N~55°N, 90°E~115°E	Z _{1A}	-0.57	-0.57
	海平面气压	7、8 月平均	35°S~10°S, 60°E~110°E	Z _{2A}	-0.52	-0.52
	850 hPa 经向风	6 月	45°S~20°S, 60°E~85°E	Z _{3A}	0.58	0.59
	850 hPa 经向风	6 月	55°N~75°N, 0°~40°E	Z _{4A}	-0.6	-0.6
	850 hPa 经向风	7、8 月平均	25°N~47.5°N, 102.5°E~125°E	Z _{5A}	0.64	0.65
	850 hPa 经向风	7、8 月平均	0°~25°N, 50°E~70°E	Z _{6A}	0.62	0.62
	500 hPa 位势高度	6 月	35°S~15°S, 45°E~70°E	Z _{7A}	0.51	0.5
	500 hPa 位势高度	6 月	55°N~75°N, 335°E~357.5°E	Z _{8A}	0.62	0.62
	500 hPa 位势高度	7、8 月平均	40°N~55°N, 75°E~100°E	Z _{9A}	-0.59	-0.59
年代际模型	海表面气压	6 月	25°S~10°N, 30°E~60°E	Z _{1D}	-0.95	-0.94
	海表面气压	7、8 月平均	30°S~10°N, 30°E~80°E	Z _{2D}	-0.93	-0.92
	500 hPa 位势高度	6 月	5°S~20°N, 90°E~140°E	Z _{3D}	-0.94	-0.92
	500 hPa 位势高度	6 月	5°N~35°N, 50°E~90°E	Z _{4D}	-0.92	-0.9

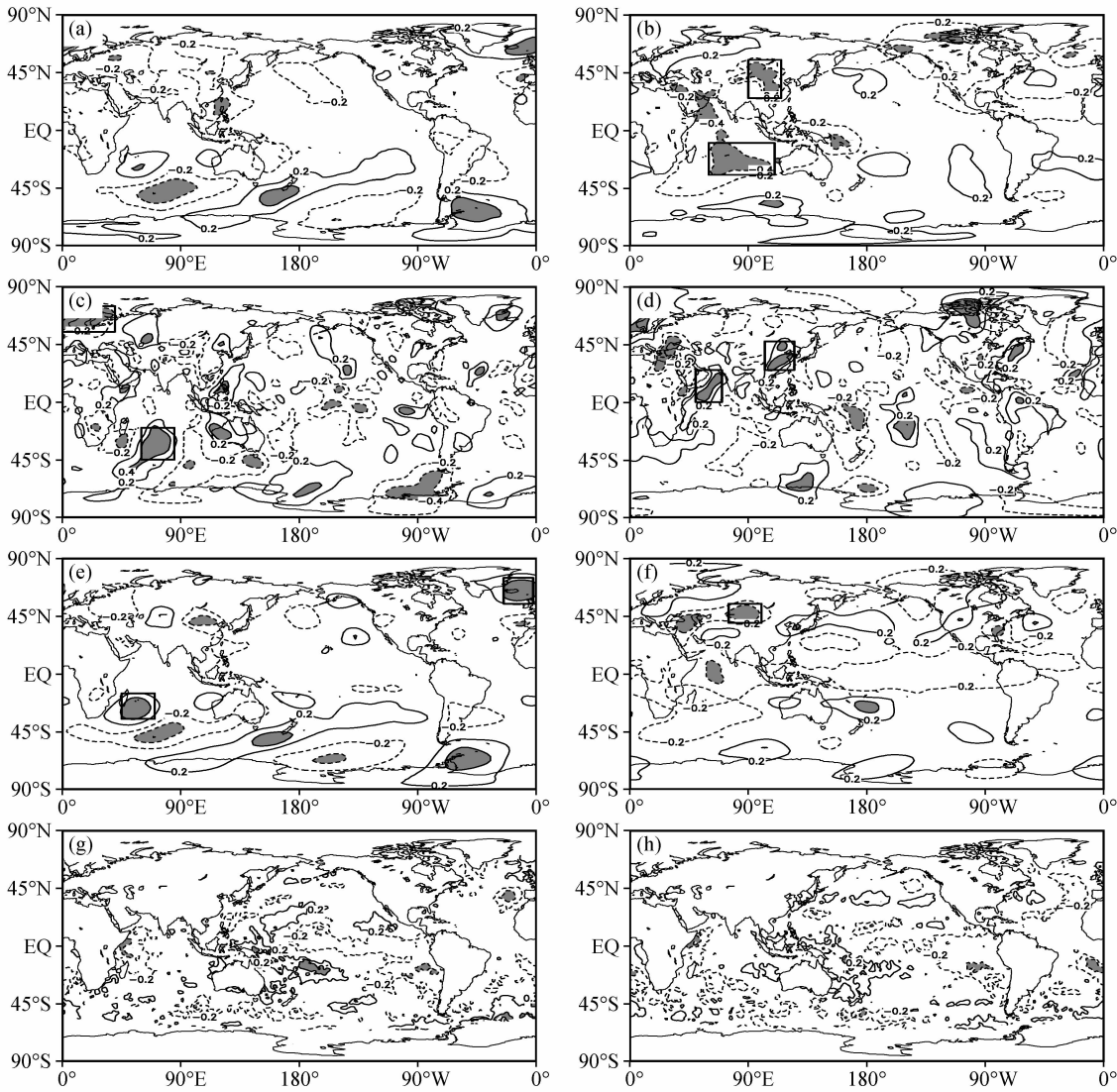


图2 1951~1990 年华北汛期降水与 6 月 (a、c、e、g) 以及同期 7、8 月平均 (b、d、f、h) 的预报因子变量在年际尺度 (小于 7 年) 上去掉线性趋势的相关: (a, b) 海平面气压; (c, d) 850 hPa 经向风; (e, f) 500 hPa 位势高度; (g, h) 海表温度。等值线间隔: 0.2; 阴影: 通过 99% 信度检验; 方框: 高相关区

Fig. 2 Interannual (less than 7 years) correlation of detrended time series between Jul - Aug North China rainfall and (a, b) sea level pressure, (c, d) 850-hPa meridional wind, (e, f) 500-hPa geopotential height, and (g, h) sea surface temperature in (a, c, e, g) Jun and (b, d, f, h) Jul - Aug during 1951 - 1990. Contour interval: 0.2; shading: 0.01 significance level; black rectangles; areas with high correlation coefficients

图 3 是对可能的预报因子进行逐步回归挑选时不同预报因子拟合的回归方程在交叉检验中的均方根误差, 其中年际模型的结果见图 3a。由于已知的大尺度气候指数具有明确的物理意义, 所以选为可能预报因子的大尺度气候指数被优先挑选。首先从 $NAOI_A$ 和 $Ni\tilde{n}o3_A$ 中挑选, $Ni\tilde{n}o3_A$ 拟合的一元回归方程在交叉检验中的均方根误差较小, 因而 $Ni\tilde{n}o3_A$ 被选中。第二步继续加入 $NAOI_A$ 后, 虽然可以减小交叉检验的均方根误差, 但是这种减小不

能通过统计显著性检验 (t 、 F 值为 0.33、1.1, 均小于 85% 信度水平的阈值 1.4、1.6), 因而被放弃。接下来加入 $Z_{1A} - Z_{9A}$ 继续筛选, 第三步中选出 Z_{5A} 会使均方根误差减小到最小值, 并且相比与第一步的均方根误差这种减小是统计显著的 (t 、 F 值为 1.5、1.62), 因而 Z_{5A} 作为第二个预报因子被选中。之后第四步中, 继续加入其他的可能预报因子都不能显著地减小均方根误差, 筛选停止。到此为止, 两个预报因子被选入预报方程, 它们的回归系数都

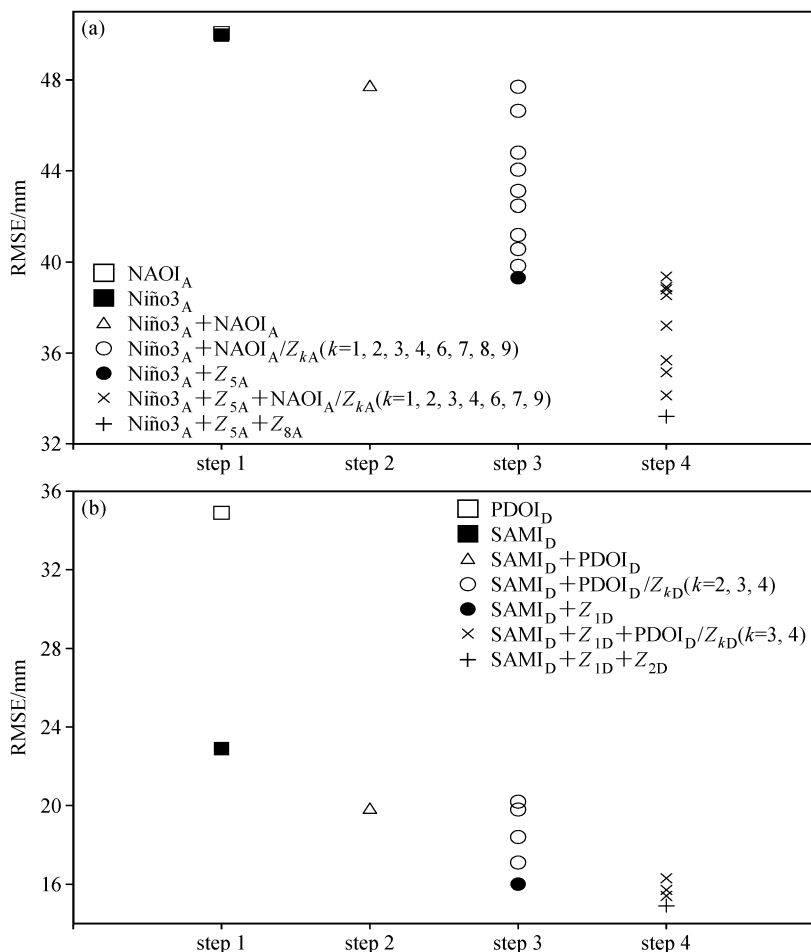


图3 逐步回归筛选中由不同预报因子拟合的回归方程在交叉检验中的均方根误差(单位: mm): (a) 年际变率模型; (b) 年代际变率模型
Fig. 3 Root mean square errors between observed and cross-validation estimated rainfall (mm) by different equations regressed by distinct predictors in stepwise regression screening for (a) interannual model and (b) inter-decadal model

通过了 0.05 水平的显著性检验。

作为一个有物理基础的预报方程, 预报量和预报因子间的统计关系是应该符合物理解释的。下面我们将利用 1951~2008 年的资料对两个预报因子与年际降水的关系做简单的物理解释。

第一个因子是 6 月 Niño3 指数的年际分量, 代表了中东热带太平洋海表温度的年际变化。夏季中东太平洋海温异常对同期我国东部降水的影响前人已有研究 (Huang and Wu, 1989; 陆日宇, 2005), 本文分析的结果与前人的结论基本一致。当 6 月中东热带太平洋海温出现异常增暖时, 在热带西太平洋海表出现大范围的冷异常; 由于海温的持续性, 东暖西冷的 El Niño 海温异常型可以持续到之后的 7、8 月份, 并且在西北太平洋的低层大气中激发出一个基本呈经向分布的“一十—”异常环流型 (图 4a)。对应 100°E~140°E 经度平均的经向垂直环流

如图 4b 所示, 10°N~20°N 范围内有异常上升, 25°N 左右是异常的下沉, 华北所在的 35°N~40°N 范围受来自北方的下沉冷空气控制, 异常干旱; 反之亦然。

第二个因子是同期中国东部的 850 hPa 经向风的年际分量。黄荣辉等 (2008) 研究指出华北地处大陆偏北位置, 水汽少, 水汽条件是造成降水与否的关键因素。因此, 低层的经向风分量直接关系到水汽自南向北的输送, 它与降水的正相关关系符合物理解释。

至此, 年际变率降水的预报方程由两个预报因子拟合, 可写作如下形式:

$$Y_A = -14N_A + 31.1Z_{5A}, \quad (1)$$

其中, 预报因子都是标准化形式, N_A 代表 Niño3_A。图 5 给出了拟合 (1951~1990 年) 和独立检验 (1991~2008 年) 阶段降尺度模型的结果, 其中年

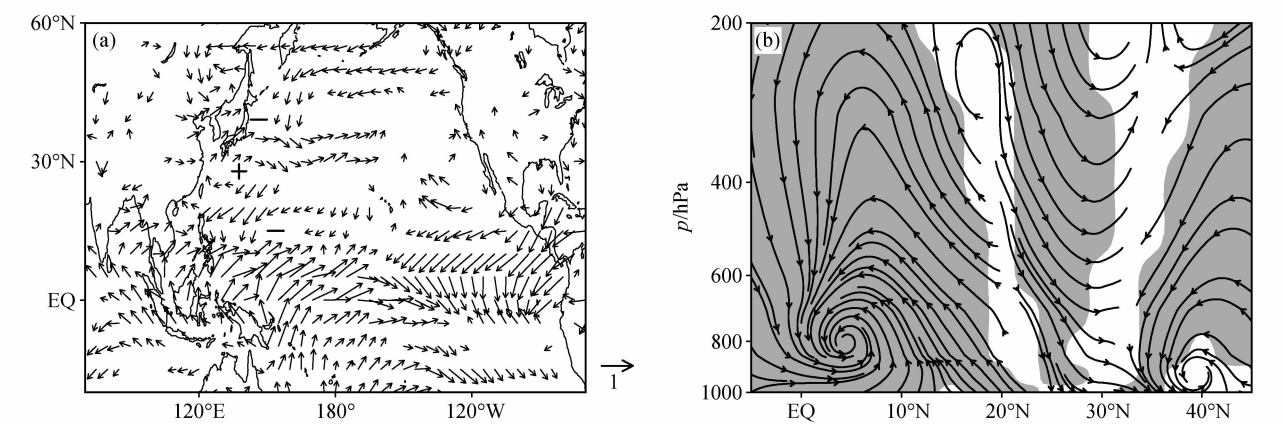


图 4 1951~2008 年 6 月 Niño3 指数与 7、8 月平均的 (a) 表面风场、(b) 沿 100°E~140°E 平均的经向环流的年际尺度上去掉线性趋势的相关。矢量、阴影：通过 95% 信度检验

Fig. 4 Interannual correlation of detrended time series between Jun Niño3 index and Jul – Aug averaged (a) surface horizontal winds and (b) meridional circulation averaged over 100°E – 140°E during 1951 – 2008. Shading and vectors: 0.05 significance level

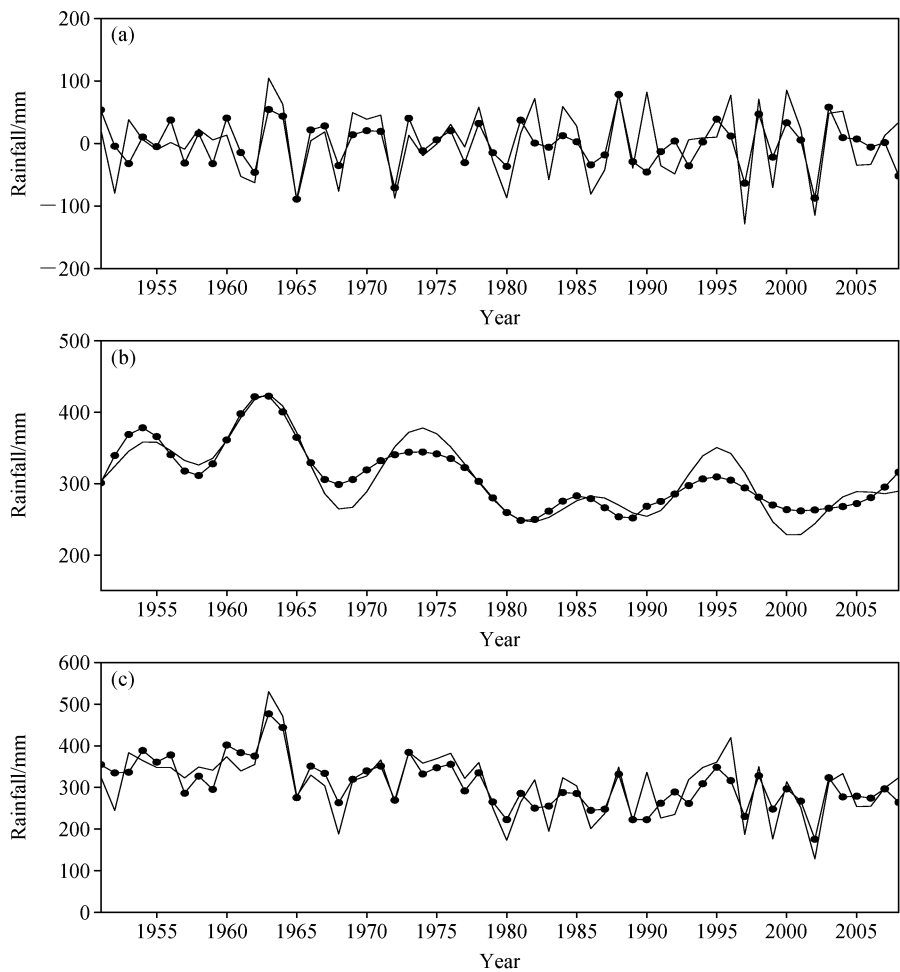


图 5 拟合 (1951~1990 年) 和独立检验 (1991~2008 年) 时段的观测 (实线) 和降尺度估计 (实心圆) 的华北汛期降水的 (a) 年际变率分量、(b) 年代际变率分量和 (c) 总降水量 (单位: mm)

Fig. 5 (a) Interannual component, (b) inter-decadal component, and (c) total amount of the observed (solid line) and downscaled (dot) Jul – Aug North China rainfall during training period (1951 – 1990) and validation period (1991 – 2008)

际变率模型的结果见图 5a。对年际降水量, 降尺度估计较为准确地再现了观测, 拟合时段两者的相关系数是 0.76, 平均均方根误差 (均方根误差/1951~2008 年平均降水) 为 11.1%; 独立检验时段的相关系数是 0.71, 平均均方根误差为 13.9%。

4.2 年代际变率降尺度模型

年代际变率预报模型的建立与年际模型类似。从表 1 可见, 6 月的 SAMI 和 PDOI 与华北汛期降水在年代际尺度上有显著的相关关系, SAMI 和 PDOI 的年代际分量 ($SAMI_D$, $PDIOI_D$) 选作可能的预报因子。图 6 是华北汛期降水和前期 6 月和同期 7、8 月平均的海平面气压、850 hPa 经向风、500 hPa 位势高度和海表温度场 1951~1990 年年代际尺度

上去掉线性趋势的相关图, 图中的高相关区用方框标出。计算方框区域内相关系数绝对值大于 0.8 (有效自由度调整后 0.01 显著水平) 区域上气候变量的面积加权平均值作为可能的预报因子, 简记为 $Z_{1D}-Z_{4D}$ (详见表 2)。

对年代际模型中可能的预报因子进行逐步筛选。从图 3b 中可以看出, 最终 6 月的 $SAMI_D$ 和 Z_{1D} 被选中。然而, 由于 $SAMI_D$ 的回归系数不能通过 0.05 水平的显著检验, 只留下 Z_{1D} 来拟合年代际变率模型。

下面将简单地解释预报因子 Z_{1D} 与年代际降水的关系。 Z_{1D} 代表 6 月西南印度洋区域的海平面气压的年代际变化。由图 7a 可以看出, 在过去的 50

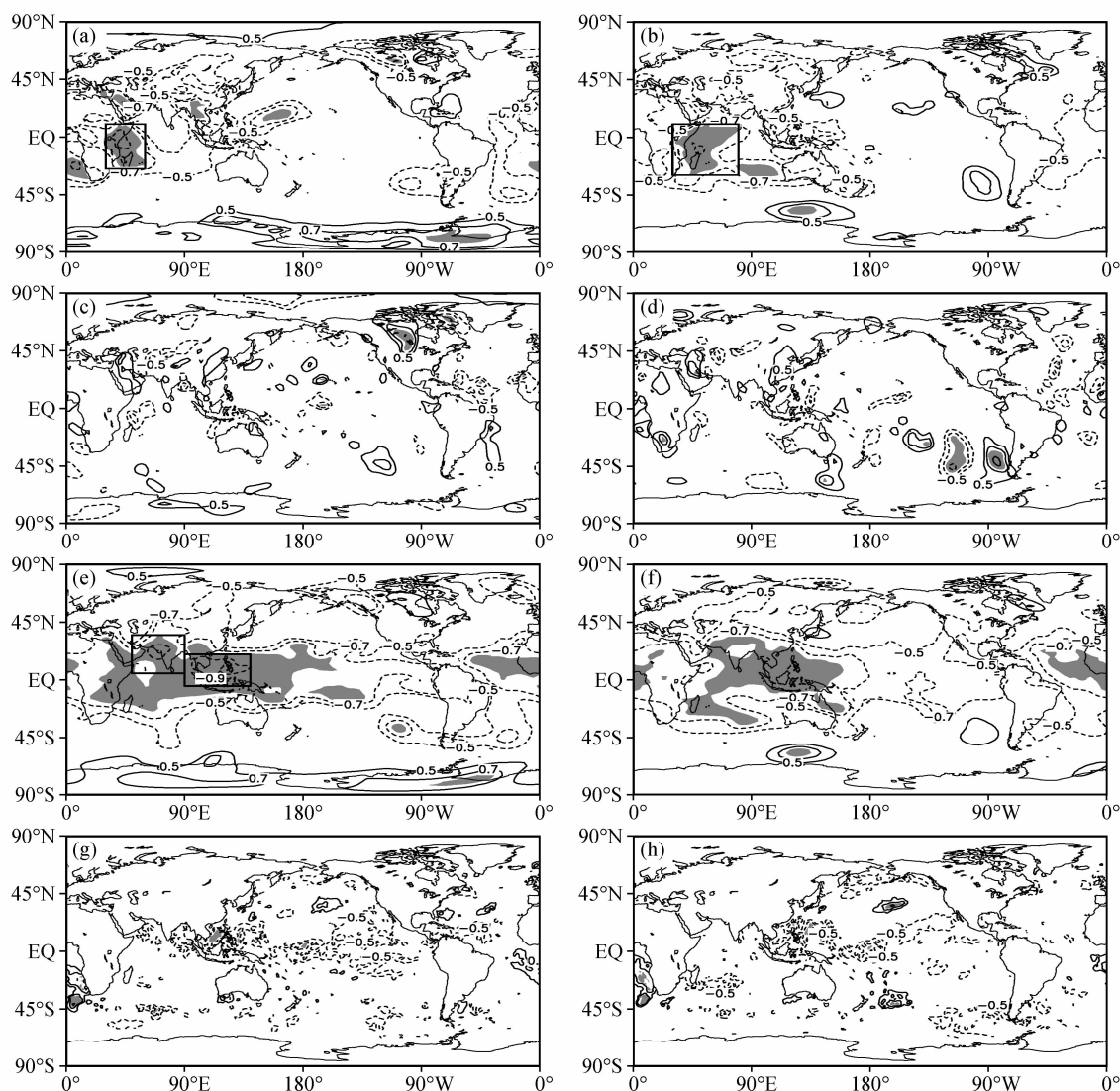


图 6 同图 2, 但为年代际 (大于 7 年) 尺度

Fig. 6 The same as Fig. 2, but on inter-decadal time scale (more than seven years)

多年里，西南印度洋的海平面气压呈现年代际的上升趋势，并与华北汛期降水的年代际变化有很好的反位相关系。图 7b 是该预报因子与同期表面气温年代际分量场的去掉线性趋势的相关图，可以看出即使去掉线性趋势的影响，该因子仍表现出与赤道东印度洋和西太平洋（印太暖池）的表面气温有显著相关关系。前人研究（Du and Xie, 2008; Zhou et al., 2009a, 2009b）指出，热带印度洋、印太暖池区近半个世纪以来显著增暖，因此，我们推断在年代际尺度上西南印度洋海平面气压的升高可能与暖池的增暖有关，可能是通过一个纬向的垂直环流联系起来。海温增暖有一定持续性，可能导致后期 7、8 月份的大气环流异常。从图 7c 中可以看出，当西南印度洋气压异常升高时，其右侧 60°E 附近，有异

常的南风跨赤道气流，过赤道后向东转向并在大暖池区域辐合，进一步加强由于暖池增暖导致的低层大气辐合。另一方面，暖池的异常增暖，使其与亚洲大陆的海陆温差减小（图略），在东亚沿岸出现异常的北风，辐合到暖池区。从 100°E~140°E 经度平均的纬度—高度剖面图（图 7d）上可以更清楚地看到这种异常环流的垂直结构。在华北地区对应异常的下沉偏北气流，不易发生降水。总之，在印太暖池的年代际增暖背景下，西南印度洋海平面气压可能通过海温激发的一个经向环流与华北汛期降水在年代际尺度上有同步变化关系。

至此，年代际预报方程的形式如下：

$$Y_D = 320.5 - 47Z_{1D}, \tag{2}$$

其中，预报因子为标准化形式。对年代际降水分

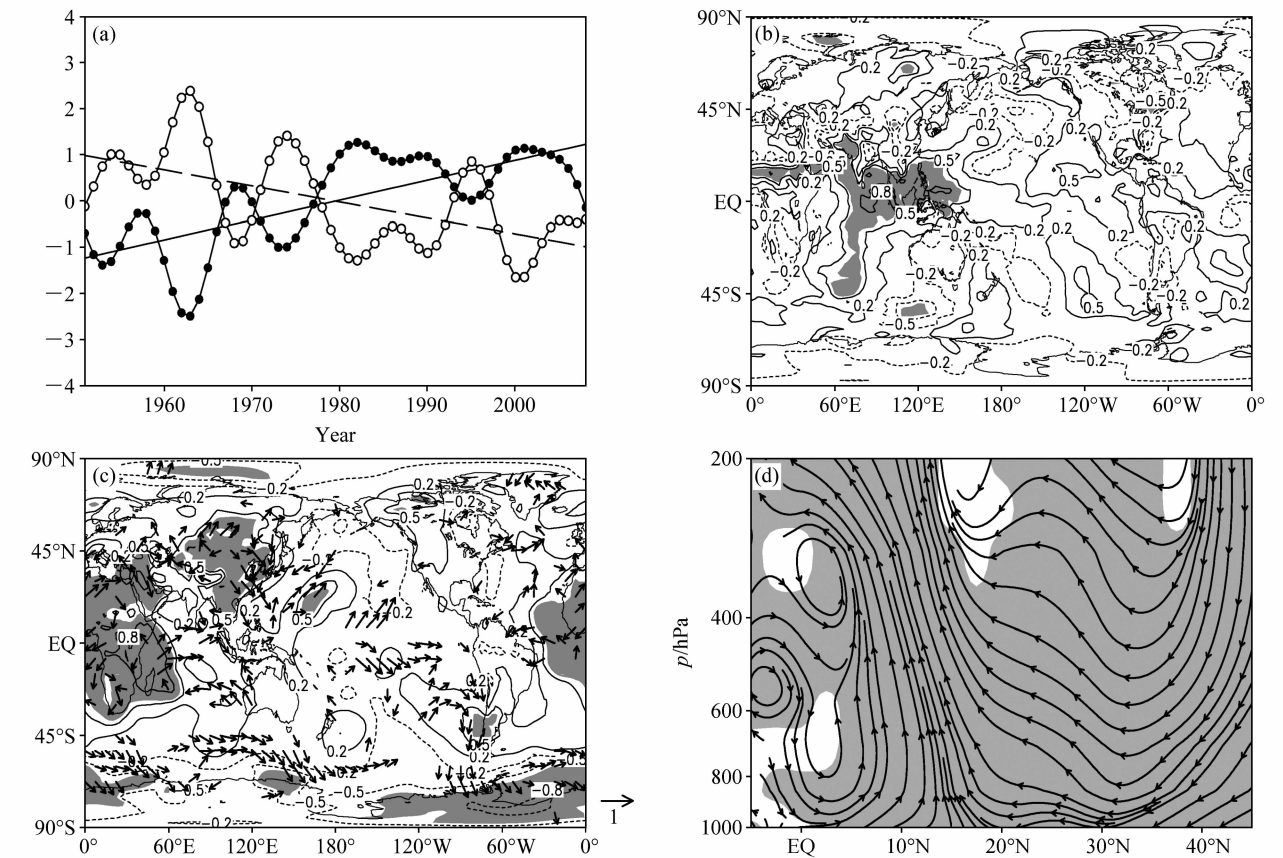


图 7 (a) 1951~2008 年华北汛期降水年代际分量(空心圆)和预报因子 Z_{1D} (实线圆)的标准化序列以及各自的线性趋势(虚线、实线); 1951~2008 年预报因子 Z_{1D} 与 6 月的 (b) 表面气温、(c) 海平面气压(等值线)和表面风场(箭头)以及 7、8 月平均的 (d) 沿 100°E~140°E 平均的经向环流在年代际尺度上去掉线性趋势的相关。等值线间隔: 0.3; 矢量、阴影: 通过 95% 信度检验

Fig. 7 (a) Normalized time series and the associated linear trend of the inter-decadal component of Jul - Aug North China rainfall (circle, dashed line) and Z_{1D} (dot, solid line) during 1951 - 2008. Inter-decadal correlation of detrended time series between Z_{1D} with Jun (b) surface air temperature, (c) sea level pressure (contours) and surface winds (vectors) and Jul - Aug averaged (d) meridional circulation averaged over 100°E - 140°E during 1951 - 2008. Contour interval; 0.3; shading and vectors: 0.05 significance level

量,降尺度模型在拟合(1951~1990年)和独立检验(1991~2008)阶段的结果见图5b。拟合阶段,与观测的年代际分量降水的相关系数是0.95,平均均方根误差为5.2%;独立检验阶段,相关系数是0.84,平均均方根误差为7.5%。

4.3 华北汛期降水的降尺度结果

把方程(1)和方程(2)的结果相加,得到对华北汛期降水总量的统计降尺度结果(图5c),可以看出不论是在气候态、年际变化、线性趋势上,模型都基本再现了华北汛期降水的性质。在1991~2008年的独立检验时段,相比于观测的多年平均降水282.4 mm,降尺度法估计的降水为280.4 mm;两者的年际相关系数是0.82,平均均方根误差为14.8%;降尺度结果再现了观测中降水减少的趋势。

5 降尺度模型对华北汛期降水的回报试验

结合 DEMETER 中 5 个耦合模式对预报因子集合平均(算术平均)的回报结果,应用分离时间尺度的统计降尺度模型,超前 2 个月预报华北汛期降水。由于模式回报资料的长度有限(1973~2001年),设置 1991~2001 年为回报试验时段。

首先,对模式回报的 1973~2001 年 7、8 月平均的 850 hPa 经向风场、6 月的海温场和海平面气压场做窗口长度递增的滑动滤波,将年际分量和年代际分量分离。然后,根据年际模型预报因子 $Ni\tilde{n}o3_A$ 和 Z_{5A} 以及年代际模型预报因子 Z_{1D} 的定义,分别计算模式回报的 1991~2001 年预报因子序列。为减小模式的系统误差,用模式回报的预报因子序

列的均值和标准差对预报因子序列进行标准化,参考时段是 1973~1990 年。最后,将模式回报的年际变率预报因子的标准化序列代入方程(1),年代际变率预报因子的标准化序列代入方程(2),分别计算华北汛期降水的年际分量和年代际分量,将两个方程的结果相加,得到预测的总降水量。

图 8 给出了观测、模式回报和降尺度法回报的 1991~2001 年华北汛期降水异常值(减去观测的 1991~2001 年平均降水),可以看出模式基本能预测出气候态的降水值,但是对年际变化的预测能力很差。相比于观测的年际变率标准差 75.2 mm,模式回报的年际标准差偏小,仅为 16.7 mm;模式回报的降水与观测降水的相关系数也只有 0.12。相比之下,分离时间尺度降尺度模型的回报结果有明显改善,年际变率标准差提高到 54.3 mm,相关系数提高到 0.45,均方根误差也相应减小。11 年回报中,除 1993、1994、1999、2000 四年外,降尺度模型正确地预测了降水距平的符号,命中率为 63.6%。

6 结论和讨论

针对预报量变化中存在受不同物理因子控制的不同时间尺度变率特征,本文提出了分离时间尺度的统计降尺度模型。以华北汛期降水为例,建立了华北汛期降水的分离时间尺度降尺度模型,并结合 DEMETER 中 5 个模式对预报因子集合平均的回报结果,对 1991~2001 年的华北汛期降水进行 11 年的回报试验,主要结论如下:

华北汛期降水中年际变率和年代际变率明显,通过滤波方法将预报量和预报因子分离成年际变率

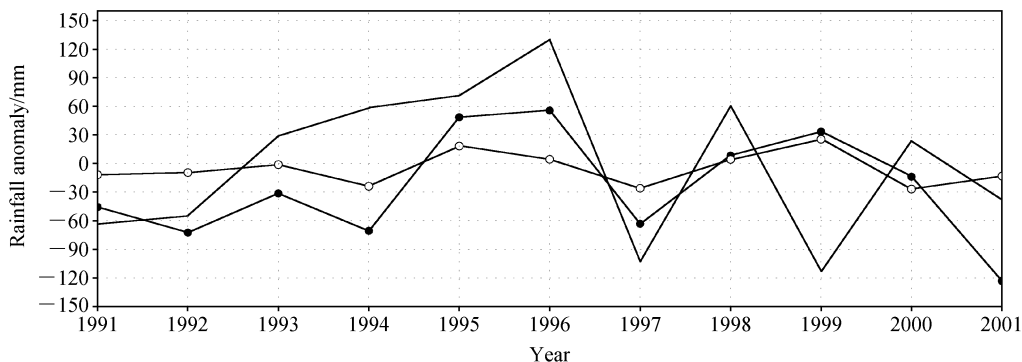


图 8 观测(实线)、模式回报(空心圆)和统计降尺度法回报(实心圆)的 1991~2001 年华北汛期降水异常(单位: mm)

Fig. 8 Observed (solid line), GCM hindcast (circle), and statistically downscaled (dot) Jul - Aug North China rainfall anomaly over 1991 - 2001

分量和年代际变率分量,分别建立年际变率降尺度预报模型和年代际变率降尺度预报模型。在年际尺度上,华北汛期降水与前期6月赤道中东太平洋海温以及同期7、8月平均的中国东部的低层经向风密切相关;在年代际尺度上,在印太暖池海温的作用下,华北汛期降水与前期6月西南印度洋海平面气压有同步变化关系。所选择的预报因子对华北汛期降水有很好的拟合效果,1991~2008年的独立检验中,模型估计的降水基本再现了观测降水的性质,两者的相关系数达到0.82,平均均方根误差为14.8%。1991~2001年的回报试验中,模式直接回报的降水年际变率偏小,与观测降水的相关系数只有0.12;相比之下,统计降尺度法回报降水的年际变率增大,相关系数提高到0.45,11年回报中正确地预测了7年的降水距平符号,同号率为63.6%。

本文提出的分离时间尺度的降尺度建模的方法并非只是针对华北汛期降水,华北汛期降水只是作为一个个例。文中将华北区域平均的汛期降水作为预测对象,当然,对华北范围内站点尺度的降水可以采用类似的方法建立降尺度模型,今后的工作中我们会研究更精细的站点尺度降水的降尺度预测。另外,由于模式资料的限制,文中只对1991~2001年的降水进行了回报试验,今后我们还会结合其他的模式资料进一步验证模型的预测能力。除了短期气候预测外,降尺度模型还可以用于未来不同排放情景下降水变化的长期预估,未来会进一步增加这方面的应用研究。

致谢 感谢匿名审稿专家和编辑对本文提出的修改意见。

参考文献 (References)

陈丽娟,李维京,张培群,等. 2003. 降尺度技术在月降水预报中的应用[J]. 应用气象学报, 14 (6): 648-655. Chen L J, Li W J, Zhang P Q, et al. 2003. Application of a new downscaling model to monthly precipitation forecast [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 14 (6): 648-655.

Du Y, Xie S P. 2008. Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models [J]. Geophys. Res. Lett., 35, L08712, doi: 10.1029/2008GL033631.

范丽军,符淙斌,陈德亮. 2005. 统计降尺度法对未来区域气候变化情景预估的研究进展[J]. 地球科学进展, 20 (3): 320-329.

Fan L J, Fu C B, Chen D L. 2005. Review on creating future climate change scenarios by statistical downscaling techniques [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 20 (3): 320-329.

范可,王会军,Choi Young-Jean. 2007. 一个长江中下游夏季降水的物理统计预测模型[J]. 科学通报, 52 (24): 2900-2905.

Fan K, Wang H J, Choi Y J. 2007. A physically-based statistical forecast model for the middle-lower reaches of the Yangtze River Valley summer rainfall [J]. Chinese Sci. Bull. (in Chinese), 52 (24): 2900-2905.

范可,林美静,高煜中. 2008. 用年际增量方法预测华北汛期降水[J]. 中国科学(D辑), 38 (11): 1452-1459. Fan K, Lin M J, Gao Y Z. 2008. Forecasting the summer rainfall in North China using the year-to-year increment approach [J]. Science in China (Series D) (in Chinese), 38 (11): 1452-1459.

韩雪,魏凤英. 2010. 中国东部夏季降水与东亚垂直环流结构及其预测试验[J]. 大气科学, 34 (3): 533-547. Han Xue, Wei Fengying. 2010. The influence of vertical atmospheric circulation pattern over East Asia on summer precipitation in the east of China and its forecasting test [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 533-547.

Huang R H, Wu Y F. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism [J]. Adv. Atmos. Sci., 6 (1): 21-32.

黄荣辉,黄刚,任保华. 1999. 东亚夏季风的研究进展及其需进一步研究的问题[J]. 大气科学, 23 (2): 129-141. Huang Ronghui, Huang Gang, Ren Baohua. 1999. Advances and problems needed for further investigation in the studies of the East Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23 (2): 129-141.

黄荣辉,顾雷,陈际龙,等. 2008. 东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展[J]. 大气科学, 32 (4): 691-719. Huang Ronghui, Gu Lei, Chen Jilong, et al. 2008. Recent progresses in studies of the temporal-spatial variations of the East Asian monsoon system and their impacts on climate anomalies in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 691-719.

贾小龙,陈丽娟,李维京,等. 2010. BP-CCA方法用于中国冬季温度和降水的可预报性研究和降尺度季节预测[J]. 气象学报, 68 (3): 398-410. Jia Xiaolong, Chen Lijuan, Li Weijing, et al. 2010. Statistical downscaling based on BP-CCA: Predictability and application to the winter temperature and precipitation in China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68 (3): 398-410.

郎成梅,王会军,周广庆,等. 2003. 应用IAP9L-AGCM对2002年中国夏季气候的预测及效果检验[J]. 南京气象学院学报, 27 (1): 29-35. Liang X M, Wang H J, Zhou G Q, et al. 2003. Prediction of summer climate over China in 2002 with IAP 9L-AGCM and its performance [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 27 (1): 29-35.

Li J P, Wang J X L. 2003a. A modified zonal index and its physical

- sense [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (12): 1632.
- Li J P, Wang J X L. 2003b. A new North Atlantic Oscillation index and its variability [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (5): 661–676.
- 李维京, 张培群, 李清泉, 等. 2005. 动力气候模式预测系统业务化及其应用 [J]. *应用气象学报*, 16 (B03): 1–11. Li W J, Zhang P Q, Li Q Q, et al. 2005. Research and operational application of dynamical climate model prediction system [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 16 (B03): 1–11.
- 陆日宇. 2002. 华北汛期降水量变化中的年代际和年际尺度的分离 [J]. *大气科学*, 26 (5): 611–624. Lu R Y. 2002. Separation of interannual and interdecadal variations of rainfall in North China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 26 (5): 611–624.
- 陆日宇. 2005. 华北汛期降水量年际变化与赤道东太平洋海温 [J]. *科学通报*, 50 (11): 1131–1135. Lu R Y. 2005. Interannual variation of North China rainfall in rainy season and SSTs in the equatorial eastern Pacific [J]. *Chinese Sci. Bull. (in Chinese)*, 50 (11): 1131–1135.
- Nan S L, Li J P. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2266, doi: 10.1029/2003GL018381.
- 王会军, 薛峰. 2003. 索马里急流的年际变化及其对半球间水汽输送和东亚夏季降水的影响 [J]. *地球物理学报*, 46 (1): 18–25. Wang H J, Xun F. 2003. Interannual variability of Somali Jet and its influences on the inter-hemispheric water vapor transport and on the East Asian summer rainfall [J]. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 46 (1): 18–25.
- 魏凤英, 黄嘉佑. 2010. 大气环流降尺度因子在中国东部夏季降水预测中的作用 [J]. *大气科学*, 34 (1): 202–212. Wei Fengying, Huang Jiayou. 2010. A study of downscaling factors of atmospheric circulations in the prediction model of summer precipitation in eastern China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (1): 202–212.
- Wu Z W, Wang B, Li J P, et al. 2009. An empirical seasonal prediction model of the east Asian summer monsoon using ENSO and NAO [J]. *J. Geophys. Res.*, 114, D18120, doi: 10.1029/2009JD011733.
- 薛峰. 2005. 南半球环流变化对东亚夏季风的影响 [J]. *气候与环境研究*, 10 (3): 123–130. Xue F. 2005. Influence of the southern circulation on East Asian summer monsoon [J]. *Climate and Environmental Research (in Chinese)*, 10 (3): 123–130.
- 张恒德, 金荣花, 张友姝. 2008. 夏季北极涡与副热带高压的联系及对华北降水的影响 [J]. *热带气象学报*, 24 (4): 417–422. Zhang H D, Jin R H, Zhang Y Z. 2008. Relationships between summer northern polar vortex with subtropical high and their influence on precipitation in North China [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 24 (4): 417–422.
- Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93 [J]. *J. Climate*, 10 (5): 1004–1020.
- 赵声蓉, 宋正山. 1999. 华北汛期旱涝与中高纬大气环流异常 [J]. *高原气象*, 18 (4): 535–540. Zhao S R, Song Z S. 1999. Floods and droughts in northern China and general circulation anomalies over middle and high latitudes [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 18 (4): 535–540.
- Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009a. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon—Recent progress and state of affairs [J]. *Meteor. Z.*, 18 (4): 455–467.
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, et al. 2009b. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22 (8): 2199–2215.
- Zhu C W, Park C K, Lee W S, et al. 2008. Statistical downscaling for multi-model ensemble prediction of summer monsoon rainfall in the Asia–Pacific region using geopotential height field [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (5): 867–884.