

赵俊虎, 杨柳, 曾宇星, 等. 2016. 夏季长江中下游和华南两类雨型的环流特征及预测信号 [J]. 大气科学, 40 (6): 1182–1198. Zhao Junhu, Yang Liu, Zeng Xingyu, et al. 2016. Analysis of atmospheric circulation and prediction signals for summer rainfall patterns in southern China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (6): 1182–1198, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1601.15249.

夏季长江中下游和华南两类雨型的环流特征及预测信号

赵俊虎¹ 杨柳² 曾宇星¹ 封国林^{1,2}

¹ 中国气象局国家气候中心中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

² 扬州大学物理科学与技术学院, 扬州 225002

摘 要 利用中国南方 66 站降水观测资料和 NCEP/NCAR 再分析资料, 采用经验正交函数分解 (EOF)、合成分析和相关分析等方法, 对夏季长江中下游和华南两类雨型进行了划分, 对比分析了两类雨型同期大气环流和前期海温及环流的差异, 以探讨两类雨型的形成机制及前期预测信号。结果表明: 20 世纪 80 年代之前华南型出现的频次较高, 之后长江中下游型出现频次增多; 长江中下游型年西太平洋副热带高压 (副高) 偏强偏西偏南, 东亚夏季风 (EASM) 偏弱, 副热带西风急流位置偏南, 乌拉尔山阻塞高压 (乌阻) 和鄂霍次克海阻塞高压 (鄂阻) 较强, 欧亚中高纬以经向环流为主, 冷暖空气在长江中下游辐合, 导致长江中下游降水偏多; 华南型年大气环流与长江中下游型年大体相反, 登陆华南的台风偏多, 冷暖空气在华南地区辐合, 导致华南地区降水偏多; 其中副高的脊线位置和中高纬阻塞强弱是长江中下游型和华南型形成的关键因素。两类雨型前期海温分析表明, 长江中下游型年, 前冬赤道中东太平洋和印度洋偏暖, 为典型的东部型 El Niño, 副热带南印度洋偶极子 (SIOD) 呈负位相, 春季 El Niño 衰减, SIOD 负位相也减弱, 但印度洋持续增暖; 华南型年, 前冬和春季的海洋演变与长江中下游型年大体相反; 关键区域海温与长江中下游夏季降水 (YRR) 和华南夏季降水 (SCR) 的年际关系存在年代际变化, YRR 和 SCR 与前冬 Niño3.4 指数、SIOD 指数和春季热带印度洋全区一致海温模态 (IOBW) 指数的相关关系在 80 年代之后逐步减弱, 这主要是由于这三个关键海温指数与 EASM 及副高脊线的相关关系在 80 年代之后逐步减弱; 两类雨型前期大气环流差异分析表明, 春季大气环流的差异性要比前冬显著, 长江中下游型年, 春季副高、南海副高、马斯克林高压 (马高)、澳大利亚高压 (澳高) 均偏强, 大西洋欧洲区极涡强度偏弱, 北太平洋涛动 (NPO) 呈正位相; 华南型年春季的关键环流系统异常不明显, 仅大西洋欧洲区极涡强度偏强, NPO 呈负位相。前期海温演变及春季大气环流关键系统的异常可以作为两类雨型年的一些预测信号。

关键词 夏季雨型 长江中下游型 华南型 海温 大气环流

文章编号 1006-9895(2016)06-1182-17

中图分类号 P462

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1601.15249

Analysis of Atmospheric Circulation and Prediction Signals for Summer Rainfall Patterns in Southern China

ZHAO Junhu¹, YANG Liu², ZENG Yuxing¹, and FENG Guolin^{1,2}

收稿日期 2015-08-13; 网络预出版日期 2016-01-29

作者简介 赵俊虎, 男, 1985 年出生, 博士, 主要从事短期气候预测研究。E-mail: zhaojh@cma.gov.cn

通讯作者 封国林, E-mail: fenggl@cma.gov.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41505061、41575074, 中国气象局气候研究开放课题青年基金 2015 年度资助项目, 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2012CB955902、2013CB430204

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41505061, 41575074), Laboratory for Climate Studies Open Funds for Young Scholars of China Meteorological Administration in 2015, National Basic Research Program of China (973 Program) (Grants 2012CB955902, 2013CB430204)

1 Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

2 Department of Physical Science and Technology, Yangzhou University, Yangzhou 225002

Abstract Based on analysis of monthly average precipitation data collected at 66 stations of the China Meteorological Administration and reanalysis data from the National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR), summer rainfall in southern China is classified into Yangtze-River Pattern (YRP) and South China Pattern (SCP) in this study. Atmospheric circulations and differences in earlier period SST and atmospheric circulations corresponding to the two rainfall patterns are analyzed to investigate the formation mechanisms and predictors for the above two rainfall patterns. Results show that the SCP occurrence frequency was higher than that of the YRP before the 1980s, while the YRP occurrence frequency increased after the 1980s. During the YRP years, the western Pacific subtropical high (WPSH) strengthened and shifted southwestward; the East Asian summer monsoon (EASM) weakened, accompanied by a southward shift of the subtropical westerly jet and stronger Ural blocking high (UB) and Okhotsk blocking high (OB). Under such a circulation pattern, the high-latitude Eurasia was under control of meridional circulations; cold and warm airmasses converged over the lower Yangtze River Valley, leading to abundant precipitation in this region. The atmospheric circulation pattern in the SCP years was almost opposite to that in the YRP years. Coupled with more landing typhoons in the SCP years, cold and warm airmasses often converged over South China, causing more precipitation in this region. Among all the influential factors, the location of the WPSH ridge-line and the intensity of the middle- and high-latitude blocking highs are two key factors that determine the YRP and SCP rainfall patterns. In addition, an analysis of sea surface temperature (SST) indicate that the pre-winter SSTs during the YRP years were warmer than normal in the central and eastern equatorial Pacific, which corresponded to the typical Eastern-Pacific type of El Niño, and the pre-winter subtropical South Indian Ocean Dipole (SIOD) was in negative phase. In contrast, the above two phenomena weakened in the spring of the YRP years when a continuous increase in SST could be observed in the Indian Ocean. The earlier period SST anomalies in the SCP years were also nearly opposite to that in the YRP years. Moreover, the correlations between summer rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River (YRR) or in South China (SCR) with the pre-winter SST anomaly indices of Ninor3.4 and SIOD and with the spring Indian Ocean basin-wide (IOBW), both weakened after the 1980s, which is mainly attributed to the weakening of correlations between SSTs over the three key regions and the EASM and the ridgeline of the WPSH. Comparisons of earlier period atmospheric circulations for the two rainfall patterns show that significant differences in the atmospheric circulation between the YRP and SCP years mainly occurred in the spring. During the YRP years, the WPSH, the South China Sea subtropical high, the Mascarene high and Australian high all were stronger than that in the normal years, while the Euro-Atlantic polar vortex was weaker than that in normal years, and the NPO was in positive phase. For the SCP years, no significant key atmospheric circulations anomalies could be observed in early spring except that the Euro-Atlantic polar vortex was stronger than normal and the NPO was in negative phase. The abnormal signals of these key atmospheric circulation systems can be used as predictors for the two rainfall patterns.

Keywords Rainfall pattern in the summer, Yangtze River pattern, South China pattern, Sea surface temperature, Atmospheric circulation

1 引言

中国南方地区夏季降水量远远大于北方地区, 且受东亚夏季风系统异常的影响, 降水的年际变率非常大, 容易发生旱涝灾害 (Wu et al., 2010; 李维京等, 2015)。长江流域半个多世纪以来发生过多次严重洪水, 其中 1954 年和 1998 年被视为世纪性洪水 (黄荣辉等, 2006a)。在全球变暖的背景下, 南方洪涝灾害发生频次有增加的趋势, 20 世纪 50 年代至 70 年代, 仅 1954 年和 1969 年夏季长江流域发生了较大的洪涝灾害, 而 80 年代以来, 1980、

1991、1996、1998、1999、2010 等年份, 夏季长江流域发生了多次大洪涝灾害, 其经济损失和社会影响尤为凸出 (李维京, 1999; 张庆云等, 2003a; 魏凤英, 2006; 赵俊虎等, 2011)。因此, 研究中国南方地区夏季旱涝的形成机制和预测信号具有重要意义。然而, 国内外的气候模式对东亚季风区的夏季降水预测能力普遍较低 (Wang et al., 2009; 丁一汇, 2011), 对主要多雨带落区的把握能力较差, 目前主要利用物理统计等方法对夏季多雨带 (雨型) 进行预测 (施能等, 1999; Zhao and Feng, 2014)。

廖荃荪等(1981)将中国东部夏季降水雨带从北向南划分为三类雨型: I类, 北方型, 主要多雨带位于黄河流域及其以北, 江淮流域大范围少雨; II类, 中间型, 主要多雨带位于黄河至长江之间, 雨区中心一般在淮河流域一带; III类, 南方型, 主要多雨带位于长江流域或江南, 淮河以北大范围地区及东南沿海地区少雨。这种划分雨型类数不多, 有利于分析规律和进行预测。但将主要多雨带位于长江流域及其以南地区合为一类范围太广, 例如1954年长江流域大水为III类, 1997年华南至江南多雨也是III类, 这两年的降水分布和成因差别很大, 这显然对寻找每一类的预报指标不利(王绍武等, 1998)。此后, 孙林海等(2005)根据东部季风区夏季降水的客观气候规律及业务预报应用需要, 将三类雨型中的南方型细化为长江型和华南—江南南部型, 并初步分析了这两类雨型的大气环流成因。近些年来, 学者们对长江流域夏季旱涝开展了大量的研究(魏凤英, 2006; 王启光等, 2011; 封国林等, 2012; 张世轩等, 2013; 赵俊虎等, 2014; 叶敏和封国林, 2015), 也有学者对华南汛期旱涝进行了研究(谷德军等, 2008; 张婷等, 2011; Marco et al., 2011), 但对比两个区域降水机制及其前期预测信号的研究较少。而在每年的实际预测之中, 在预测南方降水偏多的情况下, 主雨带到底在长江流域还是在华南—江南南部, 往往较难确定。

基于此, 本文首先对中国南方夏季长江中下游和华南两类雨型进行了划分, 并分析两类雨型对应的大气环流系统的差异, 在此基础上, 对两类雨型的前期海洋和大气环流进行了分析, 探讨了两类雨型的前期预测信号。

2 资料和方法

本文所用资料主要包括: 美国国家环境预报中心和大气研究中心(NCEP/NCAR)发布的全球月平均高度场(H)、风场(u 、 v 分量)再分析资料(Kalnay et al., 1996), 水平空间分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向从1000 hPa~10 hPa共17层等压面; 美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的全球 $2^\circ \times 2^\circ$ 月平均海温重建资料(Reynolds et al., 2002); NOAA重建的全球陆地月平均降水资料(PREC_L)(Chen et al., 2002); 美国国家气候预测中心(CPC)的Niño指数(<http://www.cpc.ncep.noaa.gov> [2015-08-01]), 时段均为1948年1月至

2014年12月。中国气象局国家气候中心(NCC)提供的160测站月平均降水量资料和74项环流指数(<http://ncc.cma.gov.cn/cn> [2015-08-01]), 时间段均为1951年1月至2014年12月; 中国气象局热带气旋资料中心(<http://www.typhoon.gov.cn> [2015-08-01])整理的西北太平洋海域热带气旋资料, 主要用到了夏季登陆中国华南地区的台风个数历史序列。

主要采用经验正交函数(EOF)分解, 相关分析、合成分析等方法。本文中前冬指上一年12月至当年2月, 简称DJF; 春季为3~5月, 简称MAM; 夏季为6~8月, 简称JJA。

3 中国南方地区夏季两类雨型划分

3.1 中国夏季总降水量特征概况

图1给出了1951~2014年中国夏季降水的气候状况。由64年平均的中国夏季总降水量分布可以看出(图1a), 中国夏季总降水量呈现自东南向西北递减的趋势, 降水最多的区域为华南、江南及西南地区, 降水量可达到500 mm以上, 西藏东南部至内蒙古东部(东亚夏季风边缘地区)夏季总降水量可达200 mm左右, 而降水最少的区域为西北内陆的新疆、内蒙古西部等非季风地区, 夏季总降水量在100 mm以内, 有些地区不足50 mm。夏季总降水量的标准差分布(图1b)和夏季总降水量多年平均的分布类似, 也呈从东南向西北递减的分布特点, 东南地区标准差在150 mm以上, 最大的地区为华南和长江下游地区, 标准差达200 mm以上, 西北地区标准差在50 mm以下, 表明东南地区夏季总降水量的年际变化较大, 而西北地区年际变化相对较小。

3.2 中国南方地区夏季降水的主模态

对1951年至2014年中国南方地区($20^\circ \sim 34^\circ \text{N}$, $104^\circ \sim 122^\circ \text{E}$)66站夏季降水场做EOF分解, 便能得到主要空间模态和各模态的时间变化特征, 为了反映降水相对于气候态的空间分布变化特征, EOF分解不直接用降水量场, 而是采用了降水距平场, 其前4个模态的解释方差分别为18.5%、15.5%、7.9%和6.8%, 前10个模态的累计解释方差为70.5%, 可见夏季降水EOF分解的收敛很慢, 反映了降水空间分布的多元化和复杂性特征。

图2给出了中国南方地区66站夏季降水EOF分解的前两个模态的空间分布型(图2a、b)及其

对应的标准化时间系数 (图 2c、d)。从图 2a 可见, 第 1 模态 (EOF1) 空间分布大体呈现 27°N 为界的北、南降水的反位相空间分布, 中心分别位于长江中下游和华南; 第 2 模态 (EOF2) 空间分布大体呈现出长江流域及其以南广大地区降水距平的一致变化, 仅江淮北部为反位相分布, 但总体表现为全区一致变化 (图 2b)。

从两个模态时间系数 (PC) 来看, 各模态不仅具有明显的年际变化特征, 还具有不同程度的年代际变化特征。其中 PC1 (第一模态时间系数) 的年际变化较为显著 (图 2c), PC2 (第二模态时间系数) 在 20 世纪 60 年代末期之前以正值为主, 在 70 年代以年际振荡为主, 80 年代全为正值, 90 年代初至 21 世纪 00 年代初持续出现负值, 表明这一阶段

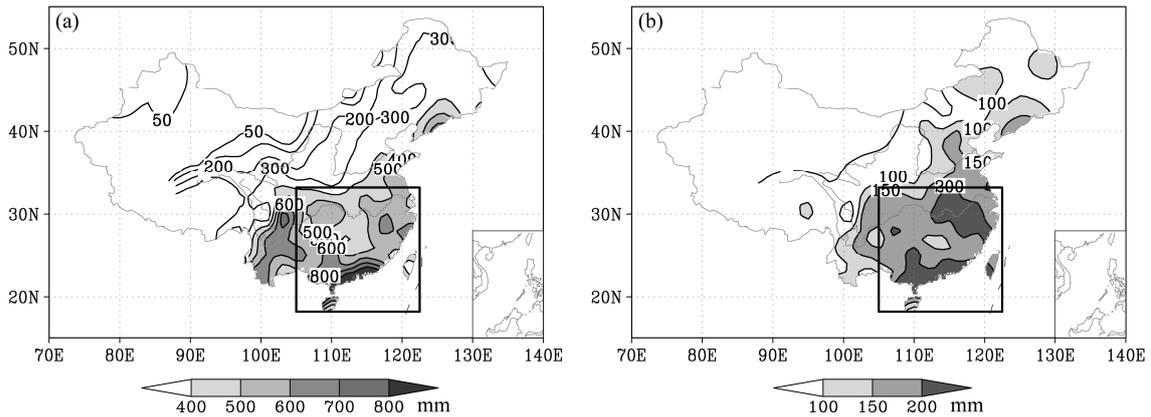


图 1 1951~2014 年中国夏季降水的 (a) 多年平均降水量和 (b) 年际变化的标准差。单位: mm
 Fig. 1 Spatial distribution of (a) multi-year average JJA (summer, June–July–August) precipitation and (b) interannual standard deviation of JJA-mean precipitation over China for the period of 1951–2014

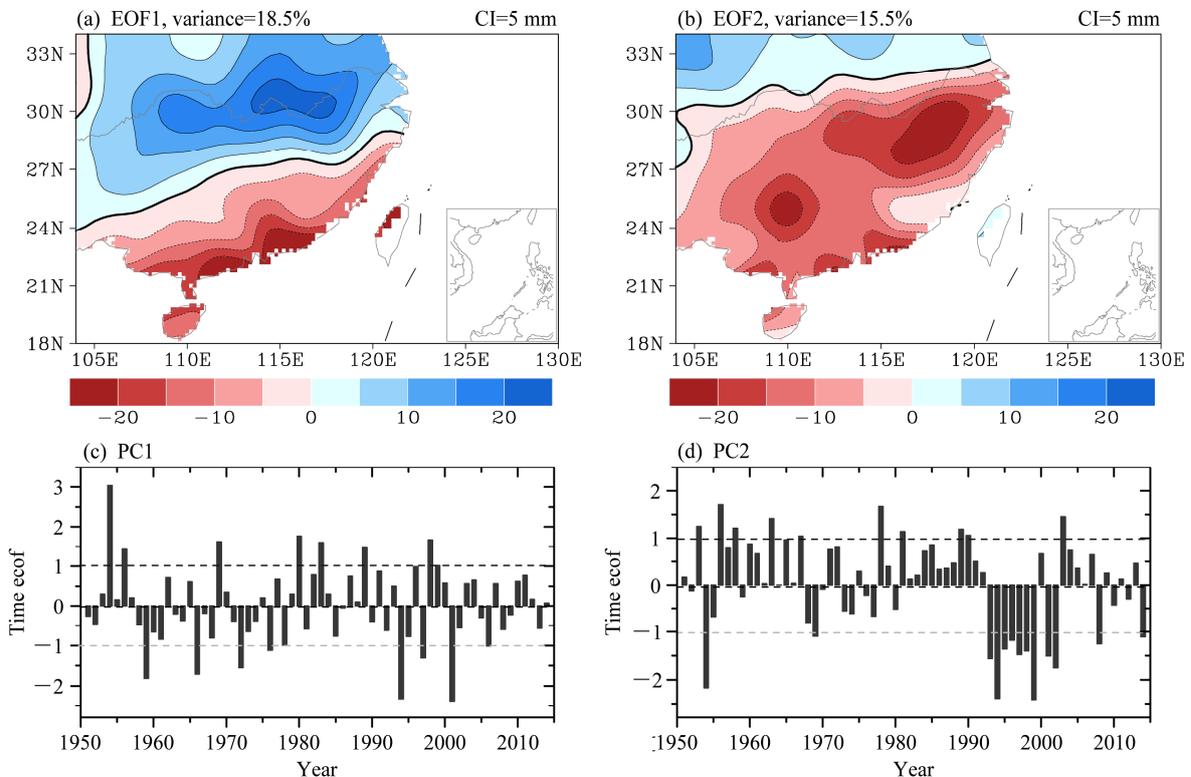


图 2 1951~2014 年中国南方夏季降水年际变化 EOF (a、c) 第一模态和 (b、d) 第二模态: (a、b) 空间分布型 (单位: mm, 等值线间隔 5 mm); (c、d) 标准化的时间系数
 Fig. 2 (a, c) EOF1 and (b, d) EOF2 of JJA precipitation for the period of 1951–2014 in China: (a, b) Regression map based on normalized time series (units: mm, contour interval is 5 mm); (c, d) normalized time series (dashed contours indicated one standard deviation)

中国南方降水一致偏多，21 世纪 00 年代中后期以来又以年际振荡为主（图 2d）。由功率谱分析可见，PC1 存在准 2 年和准 7 年的年际变化周期（图 3a）；而 PC2 的年代际变化较为显著，存在 20 年左右的年代际变化周期（图 3b）。

3.3 中国南方夏季雨型划分

由以上分析可见，中国南方地区存在长江中下游和华南至江南南部降水反向变化的模态，此外还有全区一致变化的模态。由于篇幅有限和研究的深

入，本文仅对第一种模态进行分析。将长江中下游地区降水偏多而华南至江南南部降水总体偏少定义为长江中下游型，华南至江南南部降水偏多而长江中下游偏少定义为华南型。为划分这两类雨型，进一步选取图 2a 中两个降水中心：长江中下游地区（28°~33°N，107°~123°E）和华南地区（18°~26°N，107°~123°E），分别计算两个区域平均的夏季降水量，并进行标准化作为两个区域的夏季降水指数（分别记为 YRPI 和 SCPI），结果如图 4 所示。

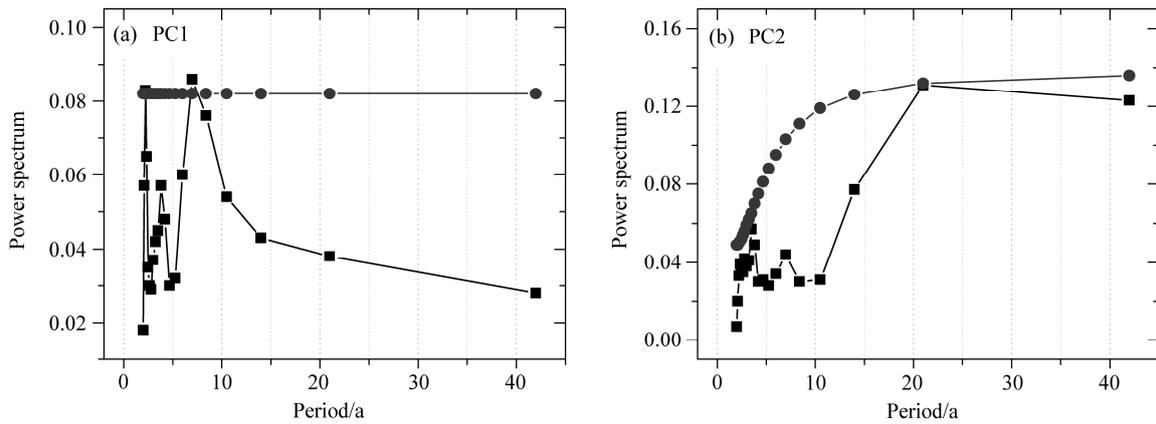


图 3 (a) 第一模态和 (b) 第二模态时间系数功率谱分析。圆点线表示信度水平达到 95%

Fig. 3 The power spectrum analysis for the first two principal components (PCs) of JJA precipitation over China during 1951-2014: (a) PC1, (b) PC2. The dotted lines indicate the values are at 95% confidence level

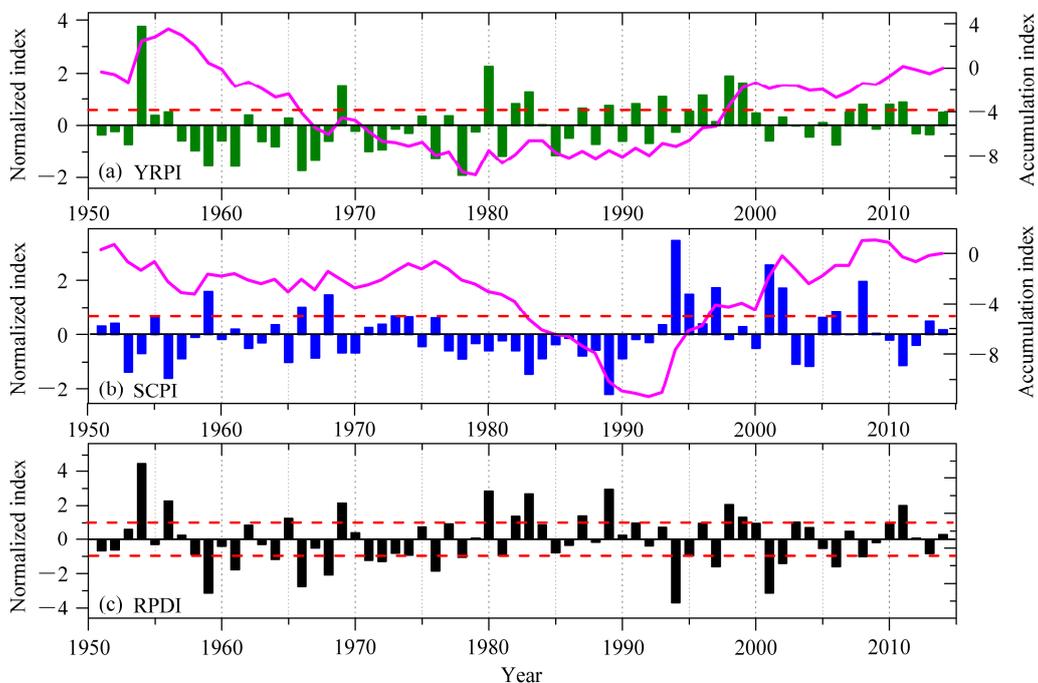


图 4 1951~2014 年中国南方夏季降水量标准化指数: (a) 长江中下游夏季降水指数 (YRPI); (b) 华南夏季降水指数 (SCPI); (c) YRPI 指数减去 SCPI 指数, 雨型判别指数。虚线表示 1 倍标准差, 曲线表示指数累加

Fig. 4 Normalized indexes of JJA precipitation for the period of 1951-2014 in southern China: (a) the lower Yangtze River region; (b) South China; (c) difference in normalized index of JJA precipitation between the lower Yangtze River region and South China, which serves as the rain pattern distinguish index. Dotted and curved lines indicate one standard deviation and accumulation index respectively

从两个指数的时间序列及其指数累加曲线来看，它们不仅具有明显的年际变化特征，还具有不同程度的年代际变化特征。长江中下游降水在 20 世纪 50 年代中期至 70 年代末负值偏多，整体以偏旱为主，在 80 年代以后年际振荡较强，且正值居多，表明由之前的偏旱转为偏涝（图 4a）；华南地区降水在 20 世纪 50 年代至 70 年代中期年际振荡较强，70 年代中后期至 90 年代初持续出现负值，表明这一阶段华南处于偏旱期，90 年代中期至 21 世纪 00 年代后期以来正值居多且异常明显，表明这一阶段华南处于偏涝期（图 4b）。以上结论与 EOF 分析前两模态时间系数的特征基本一致。

长江中下游和华南地区夏季降水的 64 年的相关系数为 -0.18 （信度水平达到 90%），表现为负相关关系；而 PC1 与长江中下游和华南地区夏季降水的相关系数分别为 0.78 和 -0.70 （信度水平平均达到 99.9%），即 EOF1 较好地反映了长江中下游与华南降水的反向变化关系。

用 YRPI 指数减去 SCPI 指数，定义为两种雨型的判别指数（RPDI；图 4c）。当长江偏旱（涝），华南更早（更涝），相减后可能出现一个假的长江中下游型（假的华南型）。因此利用 RPDI 判别雨型时，需要考虑 YRPI 和 SCPI 的大小。具体判别方法如下：当 RPDI 大于 1，且 YRPI 大于 0.5 时，定义为长江中下游型（YRP）；当 RPDI 小于 -1 时，且 SCPI 大于 0.5 时，定义为华南型（SCP）。经判别发现，在 1951~2014 年期间，长江中下游型和华南型分别出现 13 年和 11 年，气候概率分别为 20.3% 和 17.2%。这 24 年中，有 15 年是 NCC 划分的三类雨型中的南方型，另外 9 年中有 6 年（1959、1961、1966、1971、1976、1994 年）为华北和华南多雨而长江少雨，即南北两条雨带，NCC 将这 6 年划分为三类雨型中的 I 类雨型（北方型）；另外 3 年（1982、1989、1991 年）主雨带在江淮地区，NCC 将这 3 年划分为三类雨型中的 II 类雨型（中间型）。另外，这 24 年中有 17 年是孙林海等（2005）划分的长江型和华南型。即 24 年中大部分年份属于以往划分的南方类雨型。对照这 24 年每一年的降水距平百分率空间分布图，发现所选年份均为较典型的长江中下游型或华南型。综上所述，该种划分方法具有一定的合理性，结果较可靠。此外，在 20 世纪 80 年代之前，华南型出现频率比长江中下游型高；80 年代之后，长江中下游型出现频率比华南型高。

表 1 1951~2014 年夏季长江中下游型和华南型年份

Table 1 Years of the two summer rainfall patterns over southern China during 1951–2014

类型	年份
长江中下游型	1954 1969 1980 1982 1983 1987 1989 1991 1996 1998 1999 2010 2011
华南型	1959 1961 1966 1968 1971 1976 1994 1997 2001 2002 2006

利用 PREC_L 资料，对 1951~2014 年中国南方夏季两类雨型年夏季降水距平百分率分别合成（图 5），进一步检验旱涝分布及其显著性。长江中下游型年份，长江流域大范围降水偏多，且大部分地区显著偏多 2 成以上，而华南降水偏少 1 成以上（图 5a）；华南型年份，华南至江西南部大范围地区降水显著偏多，偏多中心位于华南，显著偏多 2 成以上，而江西北部至江淮地区降水整体偏少，偏少中心为江汉和长江下游地区，显著偏少 2 成以上（图 5b）。

4 夏季长江中下游和华南两类雨型同期环流系统配置特征

尽管影响中国东部夏季降水异常分布的因素是多方面的，但大气环流的异常变化是最直接和最重要的因素。500 hPa 高度场作为中层大气环流的代表，可以较清晰的反映不同雨型对应的大气环流特征（魏凤英等，2012）。为了对比中国南方夏季两类雨型对应的东亚夏季风环流系统关键成员的配置及其差异，图 6 给出了两类雨型对应年份的 500 hPa 高度距平合成及差值图。

长江中下游型年，欧亚中高纬以正距平为主，乌拉尔山和鄂霍次克海地区正距平较显著，表明这两个地区的阻塞高压较强（Wang, 1992；赵振国等，1999；Zhao et al., 2015），中高纬以经向环流为主；朝鲜半岛至日本岛为负距平， 30°N 以南为显著的正距平区域，表明西太平洋副热带高压（副高）偏强，位置偏西偏南；东亚地区从北至南呈“+ - +”的遥相关型分布，即东亚/太平洋型遥相关（EAP）的正位相分布特征（黄荣辉等，2006b），冷暖空气在长江中下游汇合，有利于长江中下游降水偏多（图 6a）；华南型的环流配置与长江中下游型有明显的差异，欧亚中高纬以负距平为主，乌拉尔山负距平异常显著，表明中高纬度以纬向环流为主，不利于冷空气南下；山东半岛至朝鲜半岛为正距平， 30°N 以南为负距平区域，表明副高偏弱，位置偏北偏东；东亚地区从北至南呈“- + -”的遥相关型分布，

即 EAP 负位相 (图 6b)。从长江中下游型与华南型 500 hPa 高度距平差值图 (图 6c) 可见, 两类雨型最显著的正差值出现在乌拉尔山、鄂霍次克海和西太平洋副热带地区, 表明当中高纬阻塞形势强盛发展和维持, 而副高偏强, 位置偏西、偏南时, 中国南方夏季易出现长江中下游型降水; 相反时易出现华南型。由于全球变暖的影响, 热带和副热带高度场在 20 世纪 80 年代初开始明显增强 (Li et al., 2012, 2013), 因此对高度场进行去线性趋势处理, 再对两类雨型年高度场距平进行合成 (图略), 所得结果与图 6 基本一致。

此外, 从 20 世纪 80 年代前后两个阶段 (1951~1980 年和 1981~2014 年) 500 hPa 高度的差值图 (图略) 可以明显看到, 副热带及中纬度的大部分地区后一阶段比前一阶段显著偏高, 而极区偏低, 体现了在全球变暖的影响下, 副热带高压膨胀 (Li et al., 2012; 2013), 副高偏强偏西 (赵俊虎等, 2012; Zhao and Feng, 2014), 中高纬度阻塞高压活动频繁, 而极涡南扩, 经向环流加强, EASM 减弱 (Wang, 2001; Wang et al., 2008), 这种环流形势有利于夏季长江中下游型降水发生频次增多。

由以上分析可见, 长江中下游型和华南型的同期环流差异主要在副高和中高纬度的阻塞高压 (简称阻高)。副高偏强时, 西伸脊点易偏西, 因此利用副高西伸脊点和脊线的配置可以较好的反映副高的强弱和位置 (赵俊虎等, 2012)。图 7a 给出了副高西伸脊点和脊线与南方两类雨型的散点图, 由图 7a 可见, 副高脊线偏南年仅只有两年是华南型, 其余年份均为长江中下游型, 长江中下游型占 12/14; 副高脊线偏北年仅只有 1 年是长江中下游型, 其余年份均为华南型, 华南型占 9/10; 副高西伸脊点偏西的 14 年, 有 8 年是长江中下游型, 占 8/14; 副高西伸脊点偏东的 10 年, 有 5 年是长江中下游型, 占 5/10。表 3 给出了 1951~2014 年夏季副高西伸脊点和脊线与两个区域降水的相关系数, 副高脊线和西伸脊点与长江中下游地区的降水呈显著的负相关关系, 副高脊线与华南地区的降水呈弱的正相关关系, 而西伸脊点与华南降水的关系较弱。由此可见副高脊线对两类雨型的指示或判别能力较副高西伸脊点更强, 副高偏南还是偏北是决定是长江中下游型还是华南型的主要因素之一。

为了定量说明中高纬度阻高的强弱与南方雨型的关系, 结合前人的研究 (赵振国, 1999) 和两

类雨型中高纬度差异最显著的区域 (图 6c), 分别将乌拉尔山地区 ($45^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\sim 70^{\circ}\text{E}$) 和鄂霍次克海地区 ($50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 夏季平均的 500 hPa 位势高度距平的标准值, 定义为乌拉尔山阻塞高压指数 (UBHI) 和鄂霍次克海阻塞高压指数 (OBHI), 当指数为正值时表示有阻塞形势, 且指数越大时阻塞形势越强, 当指数为负值时表示阻塞形势不明显。图 7b 给出了 UBHI 和 OBHI 与南方两类雨型的散点图, 由图可见, UBHI 大于 0 的 11 年中仅有两年是华南型, 其余年份均为长江中下游型, 长江中下游型占 9/11; OBHI 大于 0 的 11 年中仅有 3 年是华南型, 其余年份均为长江中下游型, 长江中下游型占 8/11; UBHI 和 OBHI 均大于 0 (东西双阻) 的 8 年, 有 7 年是长江中下游型, 占 7/8, 仅 2006 年由于副高偏北, 长江少雨, 华南和淮河多雨; UBHI 和 OBHI 均小于 0 (无阻) 的 10 年, 有 7 年是华南型, 占 7/10。由此可见乌拉尔山和鄂霍次克海是否有阻塞高压也是影响南方夏季雨型的另一个主要因素。

上述分析反映了副高和阻高是可以识别长江中下游型和华南型的主要环流信号, 但图 7 中的年份并不是 1951~2014 年全部年, 即副高偏南 (北)、或阻高偏强 (弱) 时不一定必然会出现长江中下游型 (华南型), 因此在具体应用和预报时, 还需要考虑海洋、积雪等其他预测信号。

作为低层大气环流的代表, 850 hPa 风场可以清晰地反映大气环流和水汽的辐散辐合。图 8 给出了两类雨型对应年份的 850 hPa 风场距平合成及其差值。由图 8a 可见, 长江中下游型年东亚季风槽区 ($10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 呈现显著的东风距平, 梅雨锋区 ($25^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$) 呈现显著的西风距平, 长江流域以南至菲律宾为一反气旋性异常环流控制, 长江中下游至淮河流域为一气旋性环流异常, 冷暖空气在长江中下游地区对峙。这种环流条件下东亚季风槽区对流减弱, 梅雨锋区对流加强, 东亚夏季风 (EASM) 偏弱, 有利于长江中下游地区降水偏多 (张庆云等, 2003b)。华南型的 850 hPa 风场距平 (图 8b) 则呈现相反的特征, 华南地区为一气旋性环流异常, 东亚季风槽区 ($10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 呈现较大的西风距平, 梅雨锋区呈现较大的东风距平, 有利于华南至江南南部地区降水偏多。二者的差值图 (图 8c) 可以更清晰的反映这种差异。东亚夏季风指数 (张庆云等, 2003b) 与长江中下游和华南降水在 1951~2014

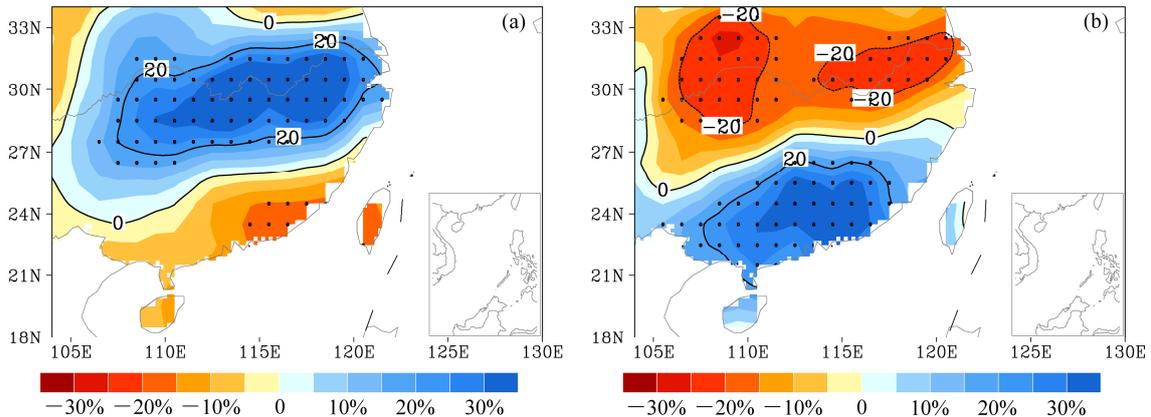


图 5 夏季降水距平百分率合成：(a) 长江中下游型，(b) 华南型。黑点表示信度水平达到 95%

Fig. 5 Composite distributions of percentages of JJA precipitation anomalies for (a) the Yangtze River Pattern (YRP) and (b) the South China Pattern (SCP). The black dots indicate the values are at 95% confidence level

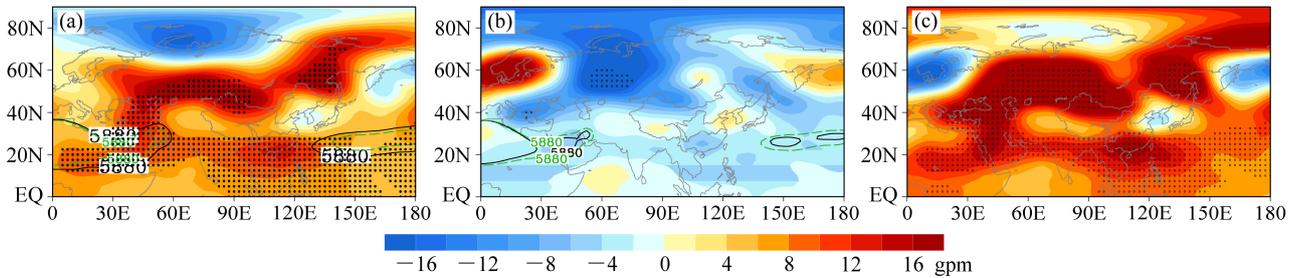


图 6 夏季 (a) 长江中下游型和 (b) 华南型两类雨型年同期 500 hPa 高度距平合成及 (c) 其差值 (gpm)。黑色实线 (绿色虚线) 为合成 (气候态) 的 5880 gpm 等值线，黑点表示信度水平达到 95%

Fig. 6 Composite distributions of 500-hPa geopotential height anomalies in the summer (units: gpm) for the two patterns of rainfall-band, (a) YRP and (b) SCP, and (c) the difference between the YRP and SCP. The black dots indicate the values are at 95% confidence level. The black solid line (green dotted line) indicates the composite (climatology) 5880 gpm contour

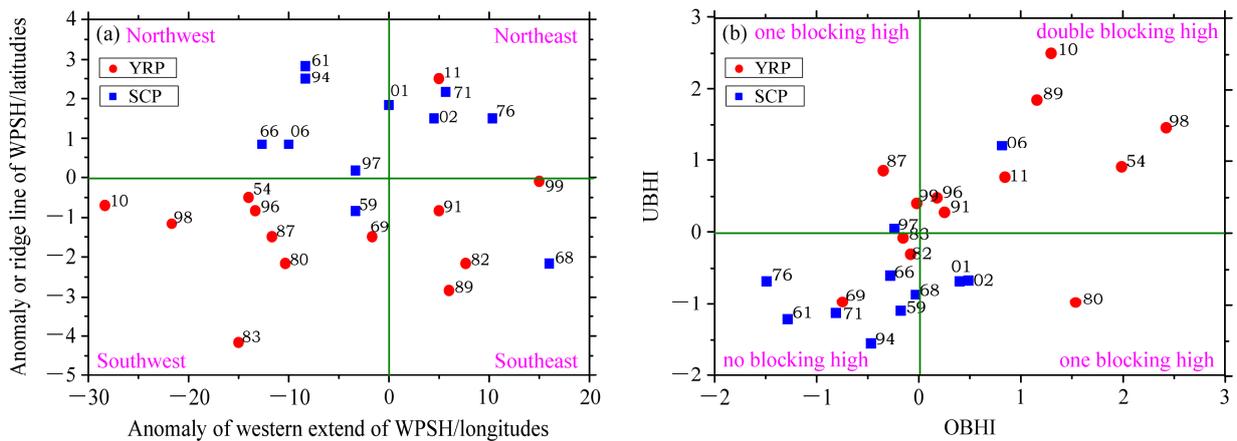


图 7 中国南方夏季两类雨型与 (a) 副高和 (b) 阻高关系的散点图。(a) 中横坐标是副高西伸脊点的距平，纵坐标为副高脊线距平；(b) 中横坐标是鄂霍次克海阻塞高压指数，纵坐标为乌拉尔山阻塞高压指数；红色圆点为长江中下游型 (YRP)，蓝色方块为华南型 (SCP)

Fig. 7 Scatter diagrams of the two rainfall patterns years and (a) the Western Pacific Subtropical High (WPSH) indexes and (b) blocking high indexes. The x-axis (y-axis) in (a) indicates the anomaly of western extension index (ridge line) of the WPSH. The x-axis in (b) indicates the anomaly of index of the Okhotsk blocking high (OBHI) and the y-axis indicates the anomaly of index of the Ural blocking high (UBHI). The red dots (blue squares) indicate years of YRP (SCP)

年期间的相关系数分别为-0.43 和 0.13 (表 3), 即 EASM 偏弱时, 长江中下游降水易偏多。

此外, 施能等 (1996) 利用海陆气压差定义了东亚夏季风指数, 并发现中国夏季雨型与东亚夏季风有很密切的关系, 南方型与弱夏季风相联系, 北方型和中间型雨型与强夏季风相联系。利用该季风指数与长江中下游型和华南型进行统计, 发现 13 年长江中下游型年中有 10 年为弱夏季风; 1951~1980 年的 6 年华南型年中强弱夏季风各有 3 年, 这一阶段东亚夏季风属于年代际偏强, 中国华北和华南往往存在两条雨带; 1981~2014 年的 5 年华南型年均均为弱夏季风, 这一阶段东亚夏季风属于年代际偏弱, 中国处于南涝北旱, 华南也降水偏多。

此外, 东亚副热带西风急流通常与高空锋区相对应, 而锋区内扰动的发展和风暴的生成往往会带来降水, 东亚大气环流的季节转换、中国大部分地区雨季的开始和结束都与东亚副热带西风急流位置的南北移动及强度变化有着密切的关系。况雪源和张耀存 (2006) 研究指出, 夏季东亚副热带西风急流位置异常偏南时, 长江流域易发生洪涝, 异常偏北时长江流域降水易偏少。图 9 给出了两类雨型对应年份的 200 hPa 的 U 风距平合成。由图 9a 可见, 长江中下游型年亚洲北部 (新疆北部至东北亚地区: $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 为负距平, 亚洲中部 (新疆南部至长江中下游地区为正距平 ($30^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$), 亚洲南部 (中国西南地区至华南地区: $15^{\circ}\sim 22.5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 为负距平, 表明东亚副热带西风急流位置异常偏南; 华南型年与长江中下游型年呈较好的反向关系, 亚洲北部至南部分别为“+ - +”距平分布 (图 9b); 二者的差值场 (图 9c) 更加清晰的反映了亚洲地区 200 hPa 的 U 风距平的差异。

为了定量说明两类雨型与同期 200 hPa 的 U 风场的关系, 将亚洲北部 ($40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 与亚洲南部 ($15^{\circ}\sim 22.5^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 和亚洲中部 ($30^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$) 夏季 200 hPa 的 U 风场的距平差, 定义为 I_{U200} 指数:

$$I_{U200} = U_{(40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}, 60^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E})}^* - U_{(30^{\circ}\sim 37.5^{\circ}\text{N}, 60^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E})}^* + U_{(15^{\circ}\sim 22.5^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E})}^* \quad (1)$$

U^* 为 200 hPa 的 U 风距平。1951~2014 年, I_{U200} 与 YRPI 和 SCPI 的相关系数分别达-0.59 和 0.32, 表明夏季东亚副热带西风急流位置对中国南方夏

季降水有重要的影响, 当急流异常偏南时, 长江中下游降水易偏多, 华南降水易偏少; 当急流异常偏北时, 长江中下游降水易偏少, 华南降水易偏多。

此外, 台风活动对中国南方夏季降水有重要的影响 (Ying et al., 2011)。根据上海台风所整理的台风资料, 计算了夏季登陆华南地区的台风个数与 YRPI 和 SCPI 的相关系数 (表 2), 二者分别为-0.31 和 0.34, 置信水平分别达到 95% 和 99%, 表明夏季登陆华南台风多时华南地区降水偏多, 而长江中下游降水偏少。

表 2 1951~2014 年中国南方两区域夏季降水指数与关键环流系统指数的相关系数

Table 2 The correlation coefficients between JJA-mean precipitation in the two regions over southern China and indexes of key atmospheric circulation systems during 1951-2014

关键环流系统指数	与 YRPI 的相关系数	与 SCPI 的相关系数
副高脊线指数	-0.27*	0.11
副高西伸脊点指数	-0.29*	-0.03
乌拉尔山阻塞高压指数	0.20	-0.24*
鄂霍次克海阻塞高压指数	0.51**	0.04
EASM 指数	-0.43**	0.13
U_{200} 指数	-0.59**	0.32**
登陆华南台风个数	-0.31*	0.34**

注: 上标*和**分别表示信度水平达到 95% 和 99%。

5 两类雨型前期海洋和大气环流异常信号的差异

海洋的海表热力异常不仅是引起大气环流异常的重要因素, 也是引起旱涝分布异常的重要外强迫源。对于中国夏季降水而言, 前期海洋和大气环流的异常及其演变是主要的预测依据 (严华生等, 2006)。

5.1 前期海洋

ENSO 的发生已经被作为预测中国年际气候异常的前期重要信号之一, ENSO 与中国夏季雨带的演变规律存在较好的关系 (施能等, 2001), 但其对中国夏季降水的影响却很复杂, 不同阶段、不同强度、不同类型的 ENSO 的影响不同 (Huang and Wu, 1989; Xue and Liu, 2008; Yuan and Yang, 2012; 陈丽娟等, 2013)。印度洋海温变化对亚-印-太地区的天气气候也有重要的影响。热带印度洋全区海温 (IOBW) 一致模态是热带印度洋海温变化的最主要模态, 它通常在冬季开始发展, 第二年春季达到最强 (Klein et al., 1999); 副热带南印度洋偶

极子 (SIOD) 是印度洋海温变化的次主要模态, 有明显的季节位相锁定特征, 通常在初冬开始发展, 次年 1~3 月达到最强, 4 月明显减弱 (Behera and Yamagata, 2001; 晏红明等, 2009)。IOBW 和 SIOD 对中国及东亚的短期气候有明显的影 响 (肖子牛等, 2002; 贾小龙和李崇银, 2005; Yuan, et al., 2008)。

图 10 给出了中国南方夏季两类雨型对应的前冬和春季海表温度距平 (SSTA) 的合成图。长江中下游型年前冬赤道中东太平洋和热带印度洋为正海温距平, 北太平洋中部为负距平, 暖中心位于赤道东太平洋, 冷中心位于东北太平洋海盆 (图 10a1), 即呈现典型的东部型 El Niño 分布形态, 这种海温分布型一直持续到春季, 赤道中东太平洋海

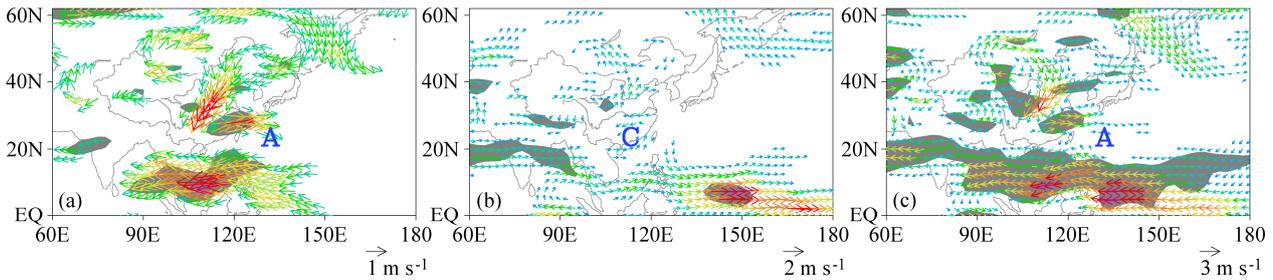


图 8 同图 6, 但为 850 hPa 风场距平 (单位: $m s^{-1}$)

Fig. 8 Same as Fig. 6, but for the 850-hPa wind anomalies (units: $m s^{-1}$)

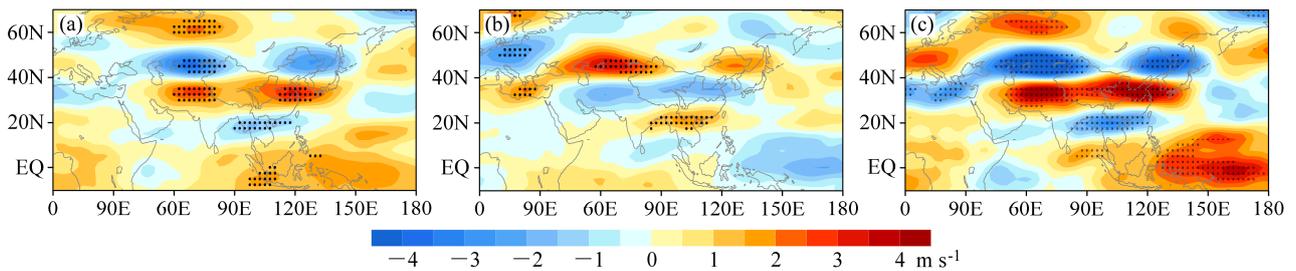


图 9 同图 6, 但为 200 hPa 的 U 风场距平 (单位: $m s^{-1}$)。黑点表示 U 风信度水平达到 95%

Fig. 9 Same as Fig. 6, but for the 200 hPa U anomalies (units: $m s^{-1}$); the black dots are for values at 95% confidence level

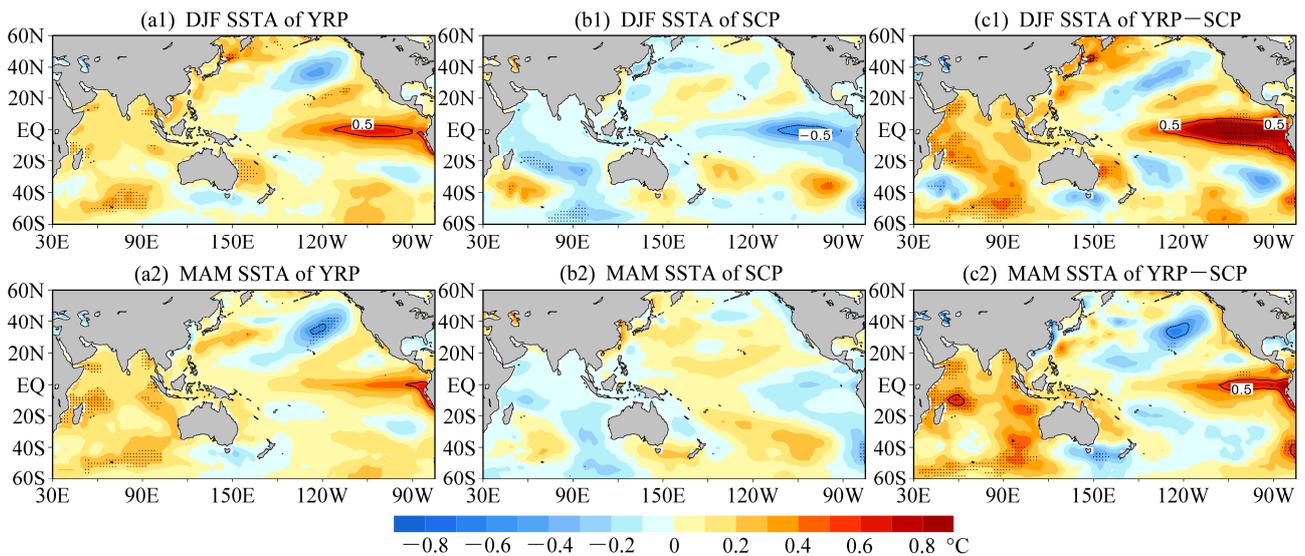


图 10 中国南方夏季两类雨型 (a1、b1、c1) 前冬和 (a2、b2、c2) 春季 SSTA 合成 (单位: $^{\circ}C$): (a1、a2) 长江中下游型; (b1、b2) 华南型; (c1、c2) 长江中下游型和华南型年前冬 SSTA 的差值。黑点表示信度水平达到 95%

Fig. 10 Composite distributions of sea surface temperature anomalies (SSTA; units: $^{\circ}C$) in (a1, b1, c1) DJF (winter; December–January–February) and (a2, b2, c2) MAM (spring; March–April–May) corresponding to the two rainfall patterns over southern China: (a1, a2) YRP, (b1, b2) SCP, (c1, c2) the difference of SSTA between the YRP and SCP. The black dots indicate the values are at 95% confidence level. The black line indicates $0.5^{\circ}C$ contour

温正异常有所减弱,但热带印度洋明显增暖(图 10a2);华南型年前冬(图 10b1)和春季(图 10b2) SSTa 与长江中下游型年几乎相反,北太平洋呈典型的 La Niña 分布型态,即赤道中东太平洋和热带印度洋偏冷,而北太平洋中部部分海区偏暖(图 10b1),这种海温分布型也一直持续到春季,但赤道中东太平洋冷海温有所减弱,而北太平洋回暖(图 10b2)。从长江中下游型和华南型年前冬 SST 的差值图(图 10c1)可见,两类雨型差异显著,最显著的正差值出现在赤道中东太平洋和印度洋,负差值中心位于东北太平洋海盆;此外,西南印度洋(45°~30°S, 30°~70°E)和东南印度洋(25°~15°S, 80°~100°E)海温距平呈“一十”反向变化,即表现为 SIOD 的负位相。从长江中下游型和华南型年春季 SST 的差值图(图 10c2)可见,相比前冬,赤道中东太平洋的正差值区域范围明显减小,北太平洋冷海温范围扩大,表明 El Niño 发生衰减,但北印度洋全区一致偏暖仍然维持和加强,而 SIOD 负位相特征减弱。

上述分析表明,前冬的中东太平洋海温和 SIOD,及春季的 IOBW 对长江和华南夏季降水有重要影响。因此,选取前冬 Niño1.2 指数、Niño3.4 指数、SIOD 指数和春季 IOBW 指数,分别与 YRPI 和 SCPI 进行 21 年滑动相关,分析各海温指数与两区域夏季降水年际关系是否发生年代际的变化,结果如图 11 所示。从长江中下游夏季降水与 4 个海温因子的滑动相关来看(图 11a),YRPI 与前冬 Niño1.2 指数、Niño3.4 指数和春季 IOBW 指数总体呈正相关关系,其中在 20 世纪 60 年代末至 70 年代呈显著的正相关关系,80 年代之后前冬 Niño1.2 指数与长江中下游夏季降水(YRR)的关系依然较显著,但前冬 Niño3.4 指数和春季 IOBW 指数与 YRPI 的关系逐步减弱,前冬 Niño3.4 指数甚至在 90 年代后期与 YRPI 关系转变为负相关关系;前冬 SIOD 指数与 YRPI 在 20 世纪 70 年代至 90 年代呈较强的负相关关系。从 SCPI 与 4 个海温因子的滑动相关来看(图 11b),华南夏季降水(SCR)与前冬 Niño1.2 指数、Niño3.4 指数和春季 IOBW 指数总体呈负相关关系,其中在 20 世纪 70 年代至 80 年代中期呈显著的负相关关系,80 年代中期之后关系逐步减弱,体现了 ENSO 与中国夏季降水年际变化关系的不稳定性特征(宗海锋等,2010);春季 IOBW 指数与 SCR 在 21 世纪初负相关关系再一次加强;前冬 SIOD 指

数与 SCPI 呈较强的正相关关系,在 20 世纪 80 年代中期之前关系较显著,之后相关性略有下降。

以上分析反映了中国南方夏季降水与关键区域海温的年际关系存在年代际变化,20 世纪 80 年代初 ENSO 与 EASM 的关系减弱(Wang, 2002; Zhou et al., 2007), ENSO 与中国夏季降水之间的相关性下降, ENSO 对中国夏季降水的指示作用减弱,已有研究(Gao, et al., 2006)也揭示了这一现象。

赤道中东太平洋和印度洋海温的异常,主要是通过影响副热带环流系统进而影响中国的天气、气候(Zhang et al., 1999; Zheng et al., 2011)。因此,选取前冬 Niño1.2 指数、Niño3.4 指数、SIOD 指数和春季 IOBW 指数,分别与副高的西伸脊点和脊线进行 21 年滑动相关,分析各海洋指数与副高的年际关系是否存在年代际的变化,结果如图 12 所示。从副高的西伸脊点与 4 个海温因子的滑动相关来看(图 12a),西伸脊点与前冬 Niño1.2 指数、Niño3.4 指数和春季 IOBW 指数总体呈负相关关系,其中在 20 世纪 70 年代之后这种负相关关系尤为显著;前冬 SIOD 指数与副高的西伸脊点总体呈正相关关系,在 20 世纪 90 年代之后正相关关系变得显著。从副高脊线与 4 个海温因子的滑动相关来看(图 12b),副高脊线与前冬 Niño1.2 指数、Niño3.4 指数和春季 IOBW 指数总体呈负相关关系,其中在 20 世纪 70 年代至 90 年代中期呈显著的负相关关系,90 年代中期之后关系逐步减弱;前冬 SIOD 指数与副高脊线呈弱的正相关关系。

以上分析反映了关键区域海温与副高指数之间的关系年代际变化存在不一致性,前冬 Niño1.2、Niño3.4、春季 IOBW 正异常时,夏季副高易偏西,这种关系在 20 世纪 70 年代之后比较稳定;前冬 Niño3.4、春季 IOBW 正异常时,夏季副高易偏南,但这种关系在 90 年代中期之后减弱。此外,前冬 SIOD 负异常时,夏季副高易偏西,这种关系在 90 年代中期之后增强。

5.2 前期大气环流

图 13 给出了中国南方夏季长江中下游型与华南型降水前冬和春季的高度场差值图。前冬 300 hPa 高度场差值图上(图 13a1),南半球副热带至北半球副热带广大中低纬度地区以正高度差值为主,表明长江中下游型年前冬副热带高压偏强;北大西洋北部至欧洲为正差值,极为负差值。前冬 500 hPa(图 13a2)的差异显著性较 850 hPa(图 13a3)明

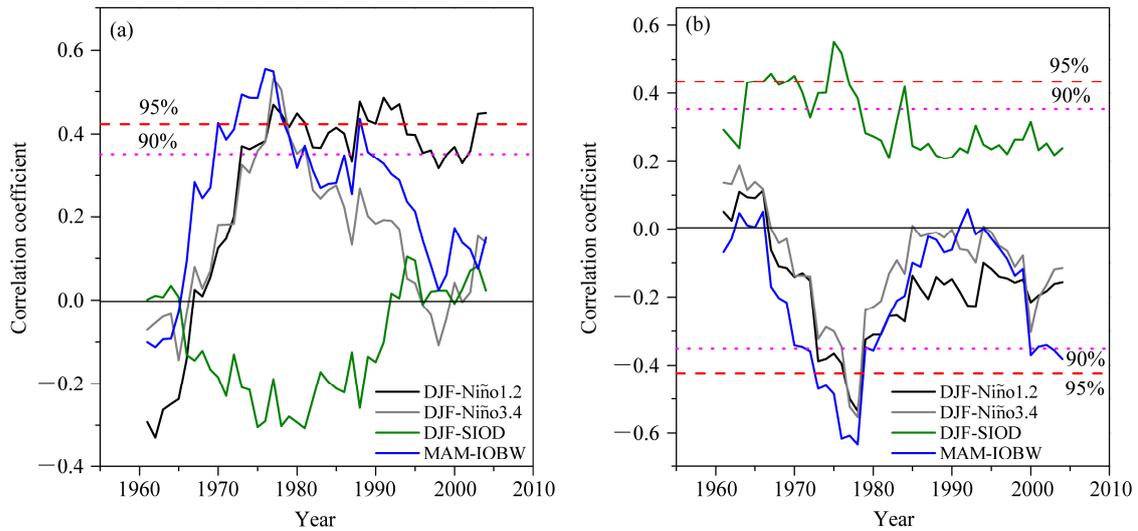


图 11 前期海温指数与 (a) YRPI 和 (b) SCPI 的 21 年滑动相关。虚线 (点线) 表示信度水平达到 95% (90%)

Fig. 11 Sliding correlations between earlier period SST indexes and JJA-mean precipitation in (a) the Yangtze River region and (b) South China displayed at the central year of a 21-a window. The short dashed lines (point lines) indicate values at 95% (90%) confidence level

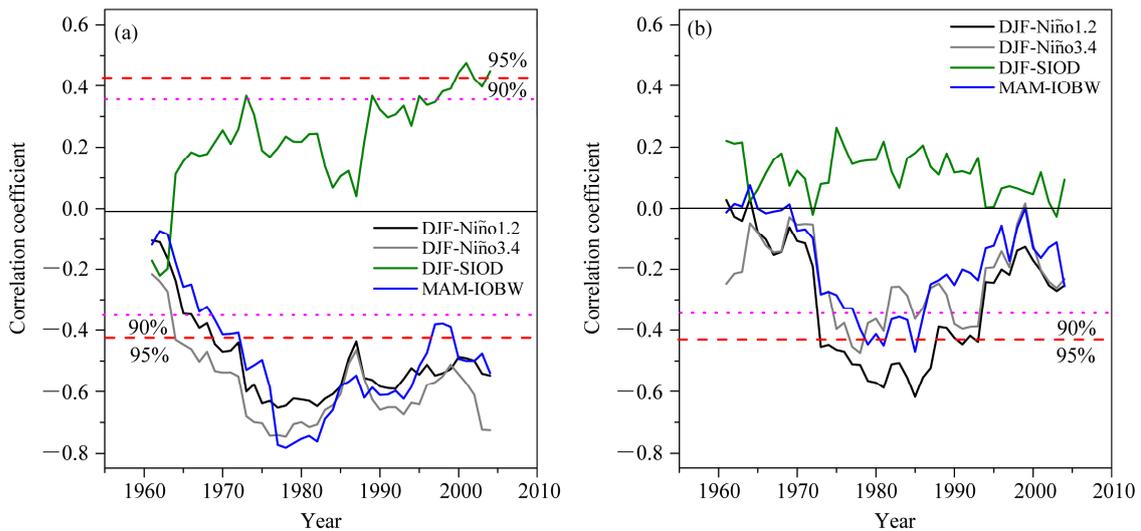


图 12 前期海温指数与夏季副高 (WPSH) (a) 西伸脊点和 (b) 脊线的 21 年滑动相关虚线 (点线) 分别表示信度水平达到 95% (90%)

Fig. 12 Sliding correlations between earlier period SST indexes and JJA-mean (a) westward extension index, (b) ridge line of the WPSH displayed at the central year of a 21-a window. The short dashed lines (point lines) indicate values at 95% (90%) confidence level

显, 且与 300 hPa 高度场差值分布大体类似, 体现了与两类雨型对应的前冬大气环流的正压结构。相比而言, 春季各层次高度场差值的分布与前冬基本一致, 但通过显著性检验的区域范围更大。春季 300 hPa 高度场差值图上 (图 13b1), 南半球副热带至北半球副热带广大中低纬度地区为显著的正高度差值, 包括北半球的西太平洋副热带高压、南海高压和南半球的马斯克林高压 (马高) 和澳大利亚高压 (澳高), 表明长江中下游型年春季副热带高压异常偏强; 北大西洋北部至欧洲为显著的正差

值, 表明长江中下游型年春季大西洋欧洲区极涡强度偏弱; 阿留申低压区 (45°~55°N, 160°E~160°W) 为负差值区域, 而其南部的夏威夷高压区 (25°~35°N, 160°E~160°W) 为正差值区域, 这两个区域正是北太平洋涛动 (NPO) 活动的两个中心区域 (Wallace and Gutzler, 1981), 即当春季 NPO 为正位相时, 夏季易出现长江中下游型降水。春季 500 hPa (图 13b2) 和 850 hPa (图 13b3) 高度场差值图与 300 hPa 高度场差值分布类似, 体现了与两类雨型对应的春季大气环流的正压结构。此外, 无论

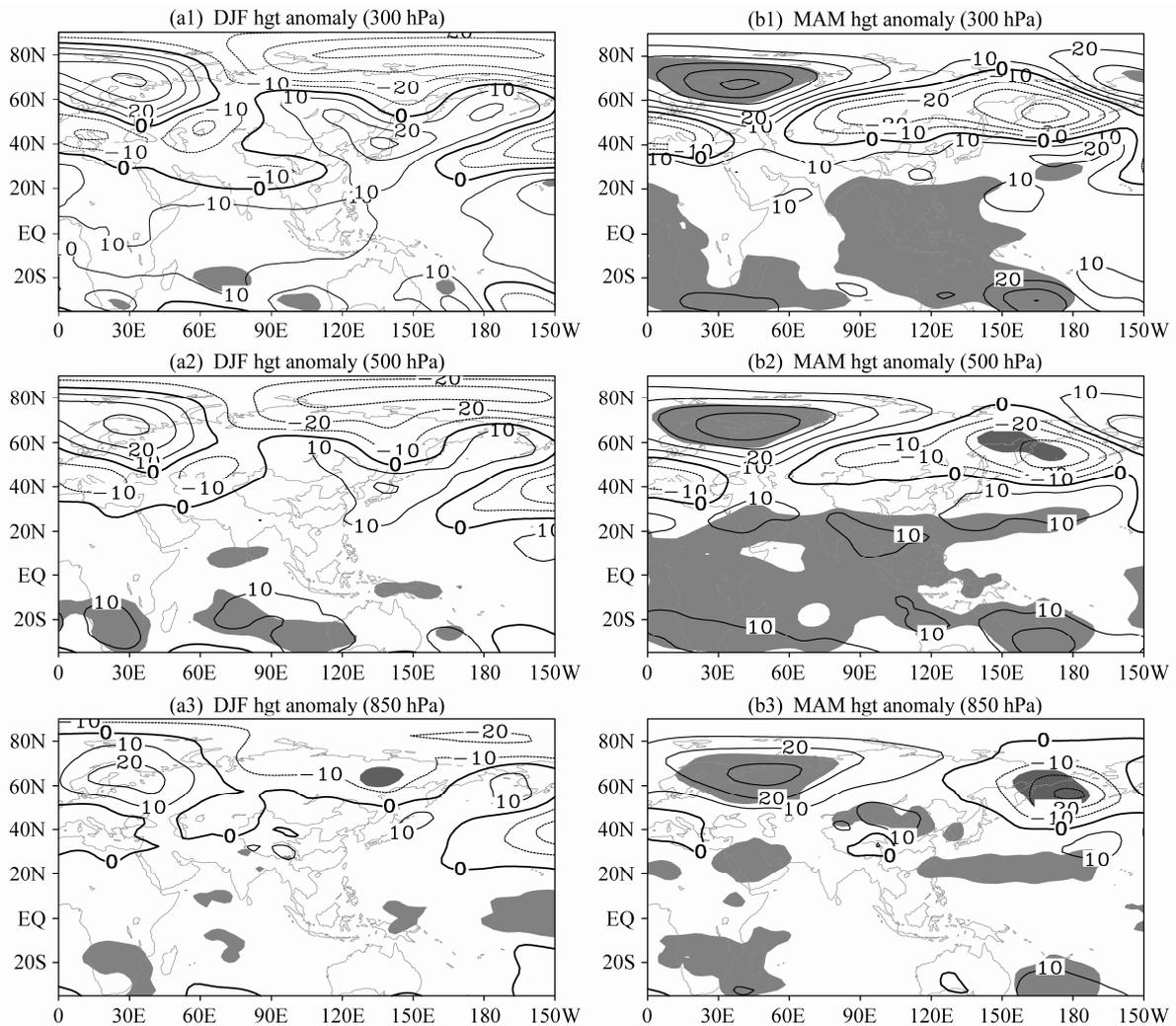


图 13 中国南方夏季长江中下游型与华南型降水前冬(左列)和春季(右列)的高度场差值(单位: gpm): (a1、b1) 300 hPa; (a2、b2) 500 hPa; (a3、b3) 850 hPa。阴影表示信度水平达到 95%

Fig. 13 Differences in geopotential height anomalies between the YRP and SCP years in DJF (left column) and MAM (right column) (units: gpm): (a1, b1) 300 hPa, (a2, b2) 500 hPa, (a3, b3) 850 hPa. The shaded areas are for values at 95% confidence level

是前冬还是春季,各层次差值图中显著性区域范围最大的是 500 hPa,其次是 300 hPa,850 hPa 显著性区域范围最小。

由于春季环流的差异性较前冬更加显著,因此选取春季的副高强度和脊线指数、南海副高强度指数、马高强度指数、澳高强度指数及大西洋欧洲区极涡强度指数、NPO 指数共 7 个指数,定量分析 7 个关键环流指数与 YRPI 和 SCPI 的关系。其中副高指数、南海副高强度指数、大西洋欧洲区极涡强度指数来自 NCC 的 74 项环流指数;NPO 指数用标准化的夏威夷高压区(25°~35°N, 160°E~160°W)和阿留申低压区(45°~55°N, 160°E~160°W)月平均 500 hPa 位势高度累积值之差;马高强度指数

表 3 1951~2014 年 YRPI 和 SCPI 与春季关键环流系统的相关系数

Table 3 The correlation coefficients between JJA-mean precipitation in the two regions over Southern China and indexes of key atmospheric circulation systems in MAM during 1951-2014

	与 YRPI 的相关系数	与 SCPI 的相关系数
南海副高强度	0.39**	0.0
副高强度	0.30*	0.09
副高脊线	0.23	0.06
马高强度	0.30*	-0.13
澳高强度	0.17	0.05
北太平洋涛动(NPO)	0.28*	-0.18
大西洋欧洲区极涡强度	-0.34**	0.23

注:上标*和**分别表示信度水平达到 95%(99%)。

和澳高强度指数参见 Xue et al. (2003) 的定义。表 3 给出了 1951~2014 年中国南方两区域夏季降水与春季关键环流系统的相关系数。由表 3 可见, YRR 与春季南海副高强度、副高强度、马高强度及 NPO 呈现显著的正相关关系, 与副高脊线和澳高强度呈较强的正相关关系, 与大西洋欧洲区极涡强度呈显著的负相关关系, 这些春季关键的环流系统可以作为夏季 YRR 的预测信号; 而 SCR 与春季 NPO 呈现较强的负相关关系, 与春季大西洋欧洲区极涡强度呈较强的正相关关系, 与其他环流系统的关系均较弱。

6 结论和讨论

本文利用多种历史资料, 首先对中国南方夏季长江中下游型和华南型两类雨型进行了划分, 对比分析了两类雨型形成的环流差异, 在此基础上, 探讨了两类雨型的前期预测信号的差异, 具体结论如下:

(1) 中国南方地区夏季降水第一模态为长江中下游地区和华南地区的反位相模态, 利用这两区域的降水指数和定义的雨型判别指数, 对两类雨型进行了客观划分, 1951~2014 年期间典型的长江中下游型和华南型分别有 13 年和 11 年, 且 20 世纪 80 年代之前华南型出现的频次较长江中下游型高, 80 年代之后长江中下游型出现频次增多;

(2) 对两类雨型同期环流配置分析表明: 长江中下游型年, 夏季副高偏强, 位置偏西偏南, EASM 偏弱, 副热带西风急流位置偏南 (1951~2014 年, I_{U200} 指数与 YRPI 和 SCPI 的相关系数分别达 -0.59 和 0.32), 乌阻和鄂阻较强, 欧亚中高纬以经向环流为主, 冷暖空气在长江中下游地区辐合, 导致长江中下游地区降水偏多; 夏季华南型年副高偏弱, 位置偏东偏北, EASM 偏强, 副热带西风急流位置偏北, 乌阻和鄂阻较弱, 欧亚中高纬以纬向环流为主, 登陆华南的台风偏多, 冷暖空气在华南地区辐合, 导致华南地区降水偏多; 其中副高的脊线位置和中高纬度的阻塞强弱是长江中下游型和华南型形成的关键因素;

(3) 两类雨型前期海温差异分析表明: 长江中下游型年, 前冬赤道中东太平洋和印度洋偏暖, 为典型的东部型 El Niño, SIOD 负位相, 春季 El Niño 衰减, SIOD 负位相也减弱, 但印度洋持续增暖; 华南型年, 前冬和春季的海温演变与长江中下游型

年大体相反; 关键区域海温与 YRPI 和 SCPI 的年际关系存在年代际变化, YRPI 和 SCPI 与前冬 Niño3.4 指数、SIOD 指数和春季 IOBW 指数的相关关系在 80 年代之后逐步减弱, 这主要是因为这三个关键海温指数与副高脊线和 EASM 的相关关系在 80 年代之后逐步减弱;

(4) 两类雨型前期大气环流差异分析表明, 春季大气环流的差异性要比前冬显著, 其中在 500 hPa 的热带和副热带 ($-30^{\circ}\text{S}\sim 20^{\circ}\text{N}$) 区域差异尤为显著; 长江中下游型年, 春季副高偏强偏北, 南海副高、马高及澳高均偏强, 大西洋欧洲区极涡强度偏弱, NPO 呈正位相; 华南型年春季的关键环流系统异常不明显, 仅大西洋欧洲区极涡强度偏强, NPO 呈负位相; 以上关键系统的异常可以作为两类雨型的一些预测信号。

中国夏季主雨带位置 (雨型) 的预测是短期气候预测的重要内容, 也是气候预测的难点问题, 对其预测的成功与否直接关系到政府决策, 关系到防灾减灾工作。本文重点分析了中国南方夏季两类雨型的同期大气环流系统配置和前期预测信号, 为提高中国东部夏季主雨带位置的短期气候预测准确率提供参考。由于篇幅所限, 前期海洋和大气环流与南方夏季降水年际关系发生年代际变化的具体物理机制, 将另文研究。

参考文献 (References)

- Behera S K, Yamagata T. 2001. Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (2): 327-330, doi:10.1029/2000GL011451.
- 陈丽娟, 袁媛, 杨明珠, 等. 2013. 海温异常对东亚夏季风影响机理的研究进展 [J]. *应用气象学报*, 24 (5): 521-532. Chen Lijuan, Yuan Yuan, Yang Mingzhu, et al. 2013. A review of physical mechanisms of the global SSTA impact on EASM [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 24 (5): 521-532, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2013.05.002.
- Chen M Y, Xie P P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations [J]. *J. Hydrometeorol.*, 3 (3): 249-266, doi:10.1175/1525-7541(2002)003<0249:GLPAYM>2.0.CO;2.
- 丁一汇. 2011. 季节气候预测的进展和前景 [J]. *气象科技进展*, 1 (3): 14-27. Ding Yihui. 2011. Progress and prospects of seasonal climate prediction [J]. *Adv. Meteor. Sci. Technol.* (in Chinese), 1 (3): 14-27.
- 封国林, 杨涵涌, 张世轩, 等. 2012. 2011 年春末夏初长江中下游地区旱涝急转成因初探 [J]. *大气科学*, 36 (5): 1009-1026. Feng Guolin, Yang Hanwei, Zhang Shixuan, et al. 2012. A preliminary research on the reason of a sharp turn from drought to flood in the middle and lower reaches of the Yangtze River in late spring and early summer of 2011 [J].

- Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (5): 1009–1026, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11220.
- Gao H, Wang Y G, He J H. 2006. Weakening significance of ENSO as a predictor of summer precipitation in China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (9): L09807, doi:10.1029/2005GL025511.
- Gemmer M, Fischer T, Jiang T, et al. 2011. Trends in precipitation extremes in the Zhujiang River basin, South China [J]. *J. Climate*, 24 (3): 750–761, doi:10.1175/2010JCLI3717.1.
- 谷德军, 梁建茵, 郑彬, 等. 2008. 华南夏季降水开始日的异常与前冬大气环流和海温的关系 [J]. *大气科学*, 32 (1): 155–164. Gu Dejun, Liang Jianyin, Zheng Bin, et al. 2008. Variation of starting date of summer monsoon rain in South China and its relation to atmospheric circulation and SST in the preceding winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (1): 155–164, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.01.14.
- 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, doi:10.1007/BF02656915.
- 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 2006a. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系 [J]. *大气科学*, 30 (5): 730–743. Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. 2006a. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 730–743, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.02.
- 黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 2006b. 中国东部夏季降水的准两年周期振荡及其成因 [J]. *大气科学*, 30 (4): 545–560. Huang Ronghui, Chen Jilong, Huang Gang, et al. 2006b. The quasi-biennial oscillation of summer monsoon rainfall in China and its cause [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (4): 545–560, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.01.
- 贾小龙, 李崇银. 2005. 南印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响 [J]. *地球物理学报*, 48 (6): 1238–1249. Jia Xiaolong, Li Chongyin. 2005. Dipole oscillation in the southern Indian Ocean and its impacts on climate [J]. *Chinese J. Geophys.*, 48 (6): 1238–1249, doi:10.3321/j.issn.0001-5733.2005.06.004.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437–472, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Klein S A, B J Soden, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. *J. Climate*, 12 (4): 917–932, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<0917:RSSTVD>2.0.CO;2.
- 况雪源, 张耀存. 2006. 东亚副热带西风急流位置异常对长江中下游夏季降水的影响 [J]. *高原气象*, 25 (3): 382–389. Kuang Xueyuan, Zhang Yaocun. 2006. Impact of the position abnormalities of East Asian subtropical westerly jet on summer precipitation in middle-lower reaches of Yangtze River [J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 25 (3): 382–389, doi:10.3321/j.issn.1000-0534.2006.03.004.
- Li W H, Li L F, Ting M F, et al. 2012. Intensification of Northern Hemisphere subtropical highs in a warming climate [J]. *Nature Geosci.*, 5 (11): 830–834, doi:10.1038/ngeo1590.
- Li W H, Li L F, Ting M F, et al. 2013. Intensification of the Southern Hemisphere summertime subtropical anticyclones in a warming climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40 (22): 5959–5964, doi:10.1002/2013GL058124.
- 李维京. 1999. 1998 年大气环流异常及其对中国气候异常的影响 [J]. *气象*, 25 (4): 20–25. Li Weijing. 1999. General atmospheric circulation anomaly in 1998 and their impact on climate anomaly in China [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 25 (4): 20–25, doi:10.3969/j.issn.1000-0526.1999.04.004.
- 李维京, 左金清, 宋艳玲, 等. 2015. 气候变暖背景下我国南方旱涝灾害时空格局变化 [J]. *气象*, 41 (3): 261–271. Li Weijing, Zuo Jinqing, Song Yanling, et al. Changes in spatio temporal distribution of drought/flood disaster in southern China under global climate warming [J]. *Meteor. Mon. (in Chinese)*, 41 (3): 261–271, doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.03.001.
- 廖荃荪, 陈桂英, 陈国珍. 1981. 长期天气预报文集 [M]. 北京: 气象出版社, 103–114. Liao Quansun, Chen Guiying, Chen Guozhen. 1981. Long-Term Weather Forecast Corpus (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 103–114.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, 15: 1609–1625, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2.
- 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 1996. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常 [J]. *大气科学*, 20 (5): 575–583. Shi Neng, Zhu Qiangen, Wu Bingui. 1996. The East Asian summer monsoon in relation to summer large scale weather-climate anomaly in China for last 40 years [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 20 (5): 575–583, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1996.05.08.
- 施能, 杨永胜, 陈辉. 2001. 我国东部夏季降水百年雨型的多时间尺度变化特征研究 [J]. *气象科学*, 21 (3): 316–325. Shi Neng, Yang Yongsheng, Chen Hui. 2001. A study on the features of East China summer rainfall pattern on the multi-time scale in the past 98 years [J]. *J. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 21 (3): 316–325, doi:10.3969/j.issn.1009-0827.2001.03.008.
- 施能, 陈辉, 冯俊茹, 等. 1999. 我国夏季雨型的前期异常特征及预报方法的初步研究 [J]. *应用气象学报*, 10 (S): 70–78. Shi Neng, Chen Hui, Feng Junru, et al. 1981. Study on the preceding anomalous characteristics and forecasting method for summer rainfall patterns in Eastern China [J]. *Quart. J. Appl. Meteor. (in Chinese)*, 10 (S): 70–78, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.1999.z1.009.
- 孙林海, 赵振国, 许力, 等. 2005. 中国东部季风区夏季雨型的划分及其环流成因分析 [J]. *应用气象学报*, 16 (S): 56–62. Sun Linhai, Zhao Zhenguo, Xu Li, et al. Study of summer rain pattern in monsoon region of East China and its circulation cause [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 16 (S): 56–62, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2005.z1.007.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 109 (4): 784–812, doi:10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2.
- Wang Bin, Lee J Y, Kang I S, et al. 2009. Advance and prospectus of seasonal prediction: Assessment of the APCC/CLIPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980–2004) [J]. *Climate Dyn.*, 33 (1): 93–117, doi:10.1007/s00382-008-0460-0.
- Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the

- end of 1970's [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18 (3): 376–386, doi:10.1007/BF02919316.
- Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer monsoon–ENSO relation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (1): 1–11, doi:10.1007/s00376-002-0029-5.
- Wang L, Chen W, Huang R H. 2008. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the East Asian winter monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35 (20): L20702, doi:10.1029/2008GL035287.
- 王启光, 封国林, 郑志海, 等. 2011. 长江中下游汛期降水优化多因子组合客观量化预测研究 [J]. *大气科学*, 35 (2): 287–297. Wang Qiguang, Feng Guolin, Zheng Zhihai, et al. 2011. A study of the objective and quantifiable forecasting based on optimal factors combinations in precipitation of the middle and lower reaches of the Yangtze River in summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (2): 287–297, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.02.08.
- 王绍武, 叶瑾林, 龚道溢, 等. 1998. 中国东部夏季降水型的研究 [J]. *应用气象学报*, 9 (S): 65–74. Wang Shaowu, Ye Jinlin, Gong Daoyi, et al. 1998. Study on the patterns of summer rainfall in eastern China [J]. *Quart. J. Appl. Meteorol. (in Chinese)*, 9 (S): 65–74.
- Wang Y. 1992. Effects of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (Meiyu/Baiu season) [J]. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 70 (5): 929–951.
- 魏凤英. 2006. 长江中下游夏季降水异常变化与若干强迫因子的关系 [J]. *大气科学*, 30(2): 202–211. Wei Fengying. 2006. Relationships between precipitation anomaly over the middle and lower reaches of the Changjiang River in summer and several forcing factors [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (2): 202–211, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.02.03.
- 魏凤英, 陈官军, 李茜. 2012. 中国东部夏季不同雨带类型的海洋和环流特征差异 [J]. *气象学报*, 70 (5): 1004–1020. Wei Fengying, Lu Guanjun, Li Qian. 2012. Differences of oceanic and atmospheric circulation features among the rainfall band patterns in summer in eastern China [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 70 (5): 1004–1020, doi:10.11676/qxxb2012.084.
- Wu Renguang, Wen Zhiping, Yang Song, et al. 2010. An interdecadal change in southern China summer rainfall around 1992/93 [J]. *J. Climate*, 23 (9): 2389–2403, doi:10.1175/2009JCLI3336.1.
- 肖子牛, 晏红明, 李崇银. 2002. 印度洋地区异常海温的偶极振荡与中国降水及温度的关系 [J]. *热带气象学报*, 18 (4): 335–344. Xiao Ziniu, Yan Hongming, Li Chongyin. 2002. The relationship between Indian Ocean SSTA dipole index and the precipitation and temperature over China [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 18 (4): 335–344, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2002.04.006.
- Xue Feng, Liu Changzheng. 2008. The influence of moderate ENSO on summer rainfall in eastern China and its comparison with strong ENSO [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 53 (5): 791–800, doi:10.1007/s11434-008-0002-5.
- Xue Feng, Wang Huijun, He Jinhai. 2003. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on summer rainfall over East Asia [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 48 (5): 492–497, doi:10.1007/BF03183258.
- 严华生, 杨素雨, 胡娟, 等. 2006. 前期中高纬大气环流异常与我国汛期雨带类型关系的研究 [J]. *大气科学*, 30 (2): 285–292. Yan Huasheng, Yang Suyu, Hu Juan, et al. 2006. A study of the relationship between the winter middle–high latitude atmospheric circulation change and the principal rain patterns in rainy season over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (2): 285–292, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.02.11.
- 叶敏, 封国林. 2015. 长江中下游地区夏季降水的水汽路径的客观量化研究 [J]. *大气科学*, 39 (4): 777–788. Ye Min, Feng Guolin. 2015. Objective quantification of moisture transport that influences summer rainfall in the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39(4): 777–788, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1409.14208.
- Ying M, Chen B D, Wu G X. 2011. Climate trends in tropical cyclone-induced wind and precipitation over mainland China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (1): L01702, doi:10.1029/2010GL045729.
- Yuan Y, Yang S. 2012. Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: Focus on ENSO cycles [J]. *J. Climate*, 25 (21): 7702–7722, doi:10.1175/JCLI-D-11-00576.1.
- Yuan Y, Zhou W, Chan J C L, et al. 2008. Impacts of the basin-wide Indian Ocean SSTA on the South China Sea summer monsoon onset [J]. *Int. J. Climatol.*, 28 (12): 1579–1587, doi:10.1002/joc.1671.
- 张庆云, 陶诗言, 张顺利. 2003a. 夏季长江流域暴雨洪涝灾害的天气气候条件 [J]. *大气科学*, 27 (6): 1018–1030. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Zhang Shunli. 2003a. The persistent heavy rainfall over the Yangtze River valley and its associations with the circulations over East Asia during summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (6): 1018–1030, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.06.
- 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 2003b. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流 [J]. *气象学报*, 61 (5): 559–568. Zhang Qingyun, Tao Shiyan, Chen Lieting. 2003b. The inter-annual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 61 (5): 559–568, doi:10.11676/qxxb2003.056.
- Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. 1999. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16 (2): 229–241, doi:10.1007/BF02973084.
- 张世轩, 封国林, 赵俊虎. 2013. 长江中下游地区暴雨“积成效应” [J]. *物理学报*, 62 (6): 069201. Zhang Shixuan, Feng Guolin, Zhao Junhu. 2013. “Cumulative Effect” of torrential rain in the middle and lower reaches of the Yangtze River [J]. *Acta Phys. Sinica (in Chinese)*, 62 (6): 069201, doi:10.7498/aps.62.069201.
- 张婷, 魏凤英, 韩雪. 2011. 华南汛期降水与南半球关键系统低频演变特征 [J]. *应用气象学报*, 22 (3): 265–274. Zhang Ting, Wei Fengying, Han Xue. 2011. Low frequency oscillations of southern hemispheric critical systems and precipitation during flood season in South China [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 22 (3): 265–274, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2011.03.002.
- Zhao Junhu, Feng Guolin. 2014. Reconstruction of conceptual prediction model for the three rainfall patterns in the summer of eastern China under global warming [J]. *Sci. China: Earth Sci.*, 57 (12): 3047–3061, doi:10.1007/s11430-014-4930-4.
- Zhao Junhu, Yang Liu, Hou Wei, et al. 2015. Extra-seasonal prediction at summer 500-hPa height field in the area of cold vortices over East Asia with a dynamical–statistical method [J]. *Chinese Phys. B*, 24 (5): 059202,

- doi:10.1088/1674-1056/24/5/059202.
- 赵俊虎, 封国林, 王启光, 等. 2011. 2010 年我国夏季降水异常气候成因分析及预测 [J]. 大气科学, 35 (6): 1069–1078. Zhao Junhu, Feng Guolin, Wang Qiguang, et al. 2011. Cause and prediction of summer rainfall anomaly distribution in China in 2010 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 1069–1078, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.06.07.
- 赵俊虎, 封国林, 杨杰, 等. 2012. 夏季西太平洋副热带压高的不同类型与中国汛期大尺度旱涝的分布 [J]. 气象学报, 70 (5): 1021–1031. Zhao Junhu, Feng Guolin, Yang Jie, et al. 2012. Analysis of the distribution of large-scale drought/flood of summer in China under different types of western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 70 (5): 1021–1031, doi:10.11676/qxxb2012.085.
- 赵俊虎, 支蓉, 申茜, 等. 2014. 2012 年我国夏季降水预测与异常成因分析 [J]. 大气科学, 38 (2): 237–250. Zhao Junhu, Zhi Rong, Shen Qian, et al. 2014. Prediction of the distribution of the 2012 summer rainfall in China and analysis of the cause for anomaly [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (2): 237–250, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12215.
- 赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场 [M]. 北京: 气象出版社, 68–72. Zhao Zhenguo. 1999. Drought/Flood and Environment Field of Summer in China (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 68–72.
- Zheng X T, Xie S P, Liu Q Y. 2011. Response of the Indian Ocean basin mode and its capacitor effect to global warming [J]. J. Climate, 24 (23): 6146–6164, doi:10.1175/2011JCLI4169.1.
- Zhou W, Wang X, Zhou T J, et al. 2007. Interdecadal variability of the relationship between the East Asian winter monsoon and ENSO [J]. Meteor. Atmos. Phys., 98 (3–4): 283–293, doi:10.1007/s00703-007-0263-6.
- 宗海锋, 陈烈庭, 张庆云. 2010. ENSO 与中国夏季降水年际变化关系的不稳定性特征 [J]. 大气科学, 34 (1): 184–192. Zong Haifeng, Chen Lieting, Zhang Qingyun. 2010. The Instability of the interannual relationship between ENSO and the summer rainfall in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 184–192, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.01.17.
- 晏红明, 李崇银, 周文. 2009. 南印度洋副热带偶极模在 ENSO 事件中的作用 [J]. 地球物理学报, 52 (10): 2436–2449. Yan Hongming, Li Chongyin, Zhou Wen. 2009. Influence of subtropical dipole pattern in southern Indian Ocean on ENSO event [J]. Chinese J. Geophys., 52 (10): 2436–2449, doi:10.3969/j.issn.0001-5733.2009.10.003.