林大伟，布和朝鲁，谢作威. 2016. 夏季中国华北与印度降水之间的关联及其成因分析 [J]. 大气科学, 40 (1): 201−214. Lin Dawei, Bueh Cholaw, Xie Zuowei. 2015. Relationship between summer rainfall over North China and India and its genesis analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 201−214, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14339.

夏季中国华北与印度降水之间的关联及其成因分析

林大伟[1, 2] 布和朝鲁[1] 谢作威[1]

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心，北京 100029
2 中国科学院大学，北京 100049

摘 要 本文基于 1951～2012 年的再分析资料以及站点观测资料，针对中国华北夏季降水和印度夏季风降水的协同变化（正相关）关系，利用集合经验模态分解法（EEMD）对两个降水序列进行时间尺度分解，并在年际尺度上分别考察了对两者正相关关系形成的有利和不利环流形势。结果表明，印度夏季风降水和华北夏季降水序列的较好正相关关系主要来自周期为 2～3 年的年际尺度分量，两者在该时间尺度上的相关系数为 0.34，达到 99% 的信度水平。在年际尺度上，与印度夏季风降水异常有关的对流层中高层环半球遥相关型（CGT）波列能够衔接伊朗高原和环渤海地区上空的同位相环流异常（反气旋式或气旋式），从而有利于华北夏季降水和印度夏季风降水之间的协同变化。然而，这一协同变化关系并不总是成立。当伊朗高原上空异常中心的位置偏西时，CGT 波列无法形成。这时，即使印度夏季风降水出现显著异常，华北地区却易受东亚—太平洋型或西太平洋型遥相关型的影响而其降水形势可能与印度夏季风降水形势相反。这些结论有助于进一步理解印度夏季风降水与华北夏季降水的正相关关系，从而对华北夏季降水的预测具有参考意义。

关键词 华北夏季降水 印度夏季风 集合经验模态分解 遥相关波列
文章编号 1006-9895(2016)01-0201-14 **中图分类号** P466 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14339

Relationship between Summer Rainfall over North China and India and Its Genesis Analysis

LIN Dawei[1, 2], BUEH Cholaw[1], and XIE Zuowei[1]

1 *International Center for Climate and Environment Sciences*, *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
2 *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049

Abstract Based on reanalysis and observational data, the relationship between the summer rainfall over North China and India was analyzed. Using the ensemble empirical mode decomposition (EEMD) method, the two rainfall time series were decomposed into different time scales. For the formation of the positive correlation between them on the interannual scale, this study analyzed the favorable and unfavorable circulation patterns. The results showed that the relatively good correlation between the two rainfall time series was primarily contributed by the interannual scale component of 2–3 a, for which the correlation coefficient was 0.34, exceeding the 99% confidence level. On the interannual scale, anomalous Indian summer monsoon (ISM) rainfall could induce the circumglobal teleconnection (CGT) pattern in the middle and upper troposphere, which would act as a bridge to make the anomalous circulations over the Iranian Plateau and the region around the Bohai Sea (cyclonic or anticyclonic anomaly circulation) to vary in phase, thus causing the summer

收稿日期 2014-12-16；**网络预出版日期** 2015-03-05
作者简介 林大伟，男，1989 年出生，博士研究生，主要从事季节内尺度大气动力学研究。E-mail: lindawei@mail.iap.ac.cn
通讯作者 布和朝鲁，E-mail: bueh@lasg.iap.ac.cn
资助项目 国家自然科学基金项目 41375064，国家国际科技合作专项项目 2011DFG23450
Founded by National Natural Science Foundation of China (Grant 41375064), International S&T Cooperation Program of China (Grant 2011DFG23450)

rainfall anomalies over North China. However, such a relationship does not always hold. The CGT is sometimes absent when the anomalous circulation over the Iranian Plateau associated with the ISM rainfall is mainly situated in the westward position. In this situation, even if there is a significant anomalous ISM rainfall, the summer rainfall over North China is likely to be influenced by the East Asia–Pacific (or West Pacific) teleconnection pattern and is thus out of phase with the ISM rainfall anomaly. These results are helpful in deepening our understanding of the relationship between the summer rainfall over North China and India, thus providing some clues for the prediction of North China summer rainfall.

Keywords North China summer rainfall, Indian summer monsoon, EEMD (Ensemble Empirical Mode Decomposition), Teleconnection pattern

1 引言

华北地区是我国人口密集、资源丰富、经济发达的地区之一，也是我国水资源十分贫乏的地区之一，特别是自 20 世纪 60 年代中期以来华北降水呈现出减少的趋势。水资源的缺乏严重妨碍到华北地区的生产生活。为了解决华北地区的水资源缺乏问题，国家实施了南水北调工程（黄荣辉等，1999；叶笃正，1996）。

华北夏季降水具有明显的年代际变化特征，20 世纪 60 年代中期以后华北降水明显减少，而 90 年代之后又有所增加（黄荣辉等，1999；张庆云，1999；丁一汇等，2013；王会军和范可，2013）。同时，华北夏季降水又有明显的年际变化特征，当年际和年代际变化处于同位相时，就有可能造成华北夏季的干旱或洪涝灾害。郝立生和丁一汇（2012）指出，影响华北地区降水变化的因子非常复杂，主要包括海温异常、季风变化、副高异常、积雪及海冰变化等。Wu et al.（2009）指出，春季北冰洋及格陵兰海的海冰密集度减少（增加）对应着东北和华中地区夏季降水增多（减少）以及华南和华北地区夏季降水减少（增多）。Wu et al.（2013）进一步指出，冬季格陵兰岛以西海冰变化可能是欧亚大陆北部夏季环流和降水变化的前兆信号。陈文等（2006）指出当热带太平洋出现 El Niño 事件时，华北地区和东北南部夏季降水往往较少；反之，热带太平洋出现 La Niña 事件时，该地区夏季降水往往较多。他们还指出了华北夏季降水变化与印度洋和大西洋海温年代际变化的耦合关系。黄刚和周文（2006）基于 500 hPa 高度场、海温场以及海平面气压场的前两个主分量，提出了气候场的主分量回归模型，该模型对华北夏季降水具有一定的预报效果。陆日宇（2002）、何立富等（2005）以及张庆云（1999）以及分别用 5 年、7 年和 10 年滑动平均方法来表征华北夏季降水的年代际变化，并讨论了华北夏季降水的变化特征及相应的环流特征。但是，滑动平均方法无疑存在一定的主观性。

华北地区夏季降水与东亚夏季风变化关系较好，夏季风强（弱）时华北容易出现洪涝（干旱）（黄刚和周文，2006；郝立生和丁一汇，2012）。印度夏季风和东亚夏季风是亚洲夏季风的两个子系统，两者既相互紧密联系，又有其相对独立性（陶诗言等，1988）。许多研究指出，印度夏季风降水量与华北夏季降水量有较好的正相关关系，这对我国汛期降水预测有重要参考价值（郭其蕴和王继琴，1988；郭其蕴，1992；Kripalani and Singh, 1993；Kripalani and Kulkarni, 1997, 2001；Ding and Wang, 2005；刘芸芸和丁一汇，2008）。研究表明，印度夏季风降水与亚洲地区夏季降水的相关分布中存在从印度经青藏高原到华北的正、负、正的遥相关关系，但这种遥相关关系不稳定，不同年代际时段这一遥相关关系不尽相同（郭其蕴，1992；王绍武和黄建斌，2006；刘芸芸和丁一汇，2008）。由于这种遥相关关系对华北汛期降水预测有重要参考意义，分析该遥相关关系的成因显得非常重要。研究发现，这种遥相关关系的不稳定性与亚洲夏季风强弱、中高纬环流异常以及 ENSO 等有密切联系（郭其蕴，1992；张人禾，1999；王绍武和黄建斌，2006）。刘芸芸和丁一汇（2008）从动力学和热力学因子两方面探讨了印度夏季风和华北降水的内在联系，指出印度季风槽、中纬度低压槽、西太副高等的相互配置对这种遥相关关系有重要影响。此外，Kripalani and Kulkarni（2001）研究了南亚和东亚季风降水相关性，发现印度夏季风降水与中国华北夏季降水成正相关，并指出中国华北夏季降水年代际转折点比印度夏季降水滞后约 10 年。何立富等（2005）从年代际变化的角度指出，印度夏季风的活动与我国北方地区（包括华北和东北地区）、蒙古东部以及朝鲜半岛上空的夏季对流层温度变化存在显著的正相关关系，这些地区的对流层温度的不断下降改

变了海陆之间的热力对比，从而引起印度夏季风的减弱。说明热力过程对印度夏季风和华北夏季降水之间的联系有重要作用。

东亚夏季风比印度夏季风要复杂得多（Tao and Chen, 1987），而华北夏季降水受到包括东亚夏季风在内的多种因子影响，预测难度比印度夏季风降水大很多。鉴于华北夏季降水和印度夏季风降水之间较好的正相关关系，可以利用印度夏季风降水的预测结果为华北夏季降水的预测提供依据。然而，印度夏季风降水和华北夏季降水的关系还需要进一步深入研究，包括这一关系的优势时间尺度和关键环流系统。这方面的研究对华北夏季降水异常的预测具有重要的应用价值。

本文在前人工作基础上，试图回答以下几个问题：（1）印度夏季风降水和华北夏季降水之间的相关性主要来自哪个时间尺度？（2）印度夏季风降水的增多或减少对应什么样的环流配置，从而使其与华北夏季降水之间出现协同变化？（3）即使在印度夏季风降水发生显著异常的情况下，华北夏季降水也可以与其形成相反的形势，为什么？通过对上述问题的回答，试图进一步刻画印度夏季风降水和华北夏季降水之间的相关关系，从而为华北夏季降水的预测提供有益的线索。

2 资料与方法

本文研究时段为 1951～2012 年（共 62 年），采用了中国 160 站逐月降水资料，来自中国国家气候中心。我们选取 14 个站点（承德、张家口、呼和浩特、北京、天津、石家庄、德州、邢台、安阳、济南、菏泽、长治、太原和临汾），并以它们平均降水量代表华北降水量（刘芸芸和丁一汇，2008）。所用印度夏季风降水资料为全印度降水月平均资料（Parthasarathy et al., 1994, 1995），来自印度热带气象研究所。以 6～8 月的降水量之和作为夏季降水（Kripalani and Singh, 1993）。

文中使用了 NCEP（National Centers for Environmental Prediction）/NCAR（National Center for Atmospheric Research）再分析资料 I 的气象要素场数据，包括位势高度场和水平风场资料，水平分辨率 2.5°×2.5°（Kalnay et al., 1996）。本文还使用了 1975～2012 年的 NOAA（National Oceanic and Atmospheric Administration）外逸长波辐射（OLR）月平均资料，水平分辨率为 2.5°×2.5°（Liebmann and Smith, 1996）。

本文采用 Wu and Huang（2009）年提出的集合经验模态分解法（EEMD）对降水序列进行时间尺度分解。EEMD 方法是在经验模态分解法（EMD）（Huang et al., 1998, 1999）的基础上发展起来的。具体来说，在时间序列上加入多个噪音进行辅助，得到多个序列，对这些序列分别进行 EMD 分解得到多个本征模态函数（IMF），再进行集合平均，以消除模态混淆现象。EEMD 方法是一种自适应的时频处理方法，非常适用于非线性非平稳信号的处理，具有良好的应用效果（Wu et al., 2007），适用于降水序列的多尺度分解。此外，本文采用合成和相关分析方法讨论与印度夏季风降水和华北夏季降水异常有关的环流特征，并用 Student-t 检验方法检验其显著性。

本文中的等压面水汽通量异常的计算公式为

$$\boldsymbol{Q} = (\boldsymbol{V}q - \overline{\boldsymbol{V}}\,\overline{q}) / g, \qquad (1)$$

其中，$\boldsymbol{Q}$ 为水汽通量异常，$\boldsymbol{V}$ 和 $\overline{\boldsymbol{V}}$ 分别为该等压面上水平风速矢量和其气候平均值，q 和 $\overline{q}$ 分别为比湿和其气候平均量，g 为重力加速度。

3 降水序列的时间尺度分解

印度夏季风降水和华北夏季降水时间序列具有明显的多尺度特征，包括年际和年代际时间尺度。如前所述，印度夏季风降水和华北夏季降水之间存在较好的正相关关系。那么，两者之间的这种相关性主要来自哪个时间尺度？弄清这一问题对于正确认识该相关关系的形成非常重要。本文利用 EEMD 方法，得到了两个序列分解后的本征模态函数（IMF）。由图 1 可知，两个降水序列都具有明显的多尺度特征，且分解后得到的模态周期一致。这也可以认为是两者之间存在显著正相关的原因之一。IMF1 至 IMF4 四个模态的周期分别为 2～3 年、4～7 年、10～15 年、15～25 年，IMF5 则代表长期趋势。表 1 给出了两个序列及各个 IMF 的协方差和相关系数。从协方差贡献来看，两个降水序列较好的相关性主要来自周期为 2～3 年的分量 IMF1，协方差为 1117.3 mm^2，达到两个降水序列协方差的 51.4%。从相关系数来看，两个降水序列原始场相关系数为 0.44，达到 99%的信度水平，这与张人禾（1999）的计算结果相近。其中，周期为 2～3 年的 IMF1 分量之间相关系数为 0.34，达到 99%的信度水平，而其他尺度未达到 90%的信度水平。由相

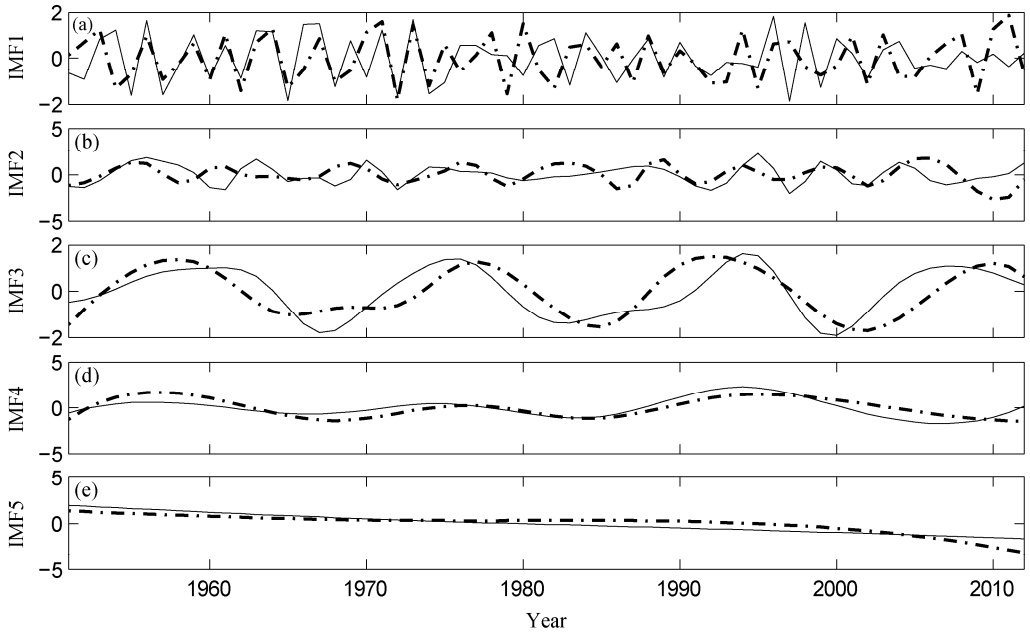

图 1 1951～2012 年印度夏季风和华北夏季降水的 EEMD（集合经验模态分解法）分解得到的（a–e）本征模态函数 IMF1 至 IMF5（标准化后的），实线为华北夏季降水，虚线为印度夏季风降水

Fig. 1 (a–e) The IMF1–5 (Intrinsic Mode Function 1–5) of the decomposition of the normalized ISM (Indian summer monsoon) and North China summer precipitation during 1951–2012 using EEMD (Ensemble Empirical Mode Decomposition). Solid line is for North China, dashed line for the ISM

表 1 1951～2012 年印度夏季风和华北夏季降水的本征模态函数之间的协方差及相关系数，表示超过 99%的信度水平**

Table 1 The covariance and correlation coefficients between the IMF1, IMF2, IMF3, IMF4 and IMF5 of ISM (Indian summer monsoon) precipitation and North China summer precipitation during 1951～2012. Asterisks denote the values above 99% confidence level

	周期	协方差/mm^2	相关系数
原始序列	原始	2172.5	0.44**
IMF1	2～3 年	1117.3	0.34**
IMF2	4～7 年	133.3	0.23
IMF3	10～15 年	381.3	0.72
IMF4	15～25 年	45.4	0.74
IMF5	趋势	166.9	0.85

关系数和所占协方差来看，印度夏季风和华北夏季降水的正相关关系主要来源于周期为 2～3 年的年际分量。为了去除降水序列自相关的影响，本文根据 Zwiers and Storch（1995）的方法考虑了有效自由度后再检验相关系数的显著性。IMF1 至 IMF5 的有效自由度：印度夏季风降水为 62、14、2、1、2；华北夏季降水为 62、23、2、0、1。由于两个本征模态 IMF3 和 IMF4 的周期都在 10 年以上，且其中 IMF3 的协方差（381.3 mm^2）也较大，我们将周期 10 年以上的时间尺度定义为年代际尺度，将周期 10 年以下的时间尺度定义为年际尺度。具体来说，将降水序列中的 IMF3、IMF4 以及 IMF5 的和作为年代际分量，将 IMF1 与 IMF2 的和作为年际分量，这与 Wu et al.（2007）的尺度分离方法基本一致。

总之，印度夏季风降水和华北夏季降水之间存在显著的正相关，达到 0.44。而且这一相关关系主要来源于周期为 2～3 年的年际分量，在这一时间尺度上两者的相关系数达到 0.34。

4 环流配置

鉴于印度夏季风降水和华北夏季降水的显著正相关关系主要来自年际尺度的变化这一事实，本章在年际尺度上考察强印度夏季风与华北夏季降水偏多和偏少相联系的不同环流配置，同时也考察弱印度夏季风与华北夏季降水偏少和偏多相联系的不同环流配置。为此，在去除年代际变化部分的基础上，挑选出强（弱）印度夏季风降水年份，然后分析相应的合成环流异常场。

印度夏季风偏强（偏弱）年份的挑选方法如下：基于印度夏季风降水原始时间序列，将大于（小于）年代际分量（上一节 EEMD 方法得到的年代际分

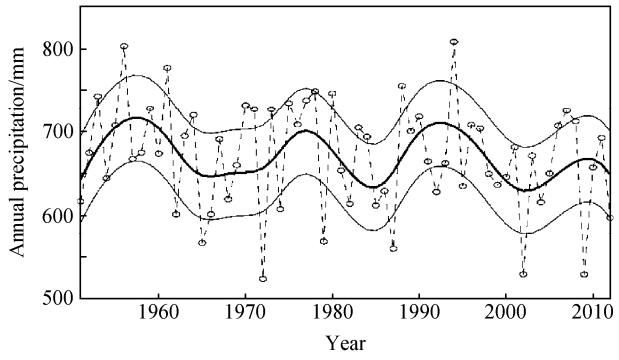

图 2 印度夏季风降水序列及其年代际曲线。虚线为印度夏季风降水序列，粗实线为其年代际分量，细实线表示相对于年代际分量 0.8 个标准差的阈值，单位：mm

Fig. 2 ISM rainfall time series (dashed line), decadal component (thick solid line), and thresholds which represent 0.8 standard deviation relative to the decadal component (thin solid line; units: mm)

量，见图 2 中的粗实线）某一阈值（以标准差表示）的年份作为偏强（弱）印度夏季风年。通过改变该阈值，考察印度夏季风降水与华北夏季降水序列之间的同号率变化。如表 2 所示，当阈值在 0.2～1.0 个标准差之间变化时，印度夏季风偏强情况的同号率较稳定，在 64%～67%之间浮动。这表明，近 2/3 的印度夏季风偏强年华北夏季降水增多。在印度夏季风偏弱情况下，随阈值的变化，同号率的浮动较大。当印度夏季风降水少于 0.8 个标准差时，超过 2/3 的年份华北夏季降水偏少，而当印度夏季风降水少于 0～0.5 个标准差时，只有一半左右（53%～56%）的年份华北夏季降水偏少。这说明，只有印度夏季风较弱的情况下，其与华北降水的正相关关系才明显。综上，印度夏季风降水与华北夏季降水异常的显著同号率主要出现在印度夏季风偏强和较弱年份。

表 2 强、弱印度夏季风时华北降水偏多和偏少的年数，阈值的单位为 1 个标准差

Table 2 The number of years for strong and weak ISM with above- or below- normal summer precipitation over North China. The unit of thresholds is standard deviation

	强印度夏季风			弱印度夏季风		
	华北降水	华北降水		华北降水	华北降水	
阈值	偏多年数	偏少年数	同号率	偏少年数	偏多年数	同号率
1.0	6	3	66.7%	7	3	70.0%
0.8	9	5	64.3%	7	3	70.0%
0.5	14	7	66.7%	10	8	55.6%
0.2	18	10	64.3%	14	11	56.0%
0	21	13	61.8%	15	13	53.6%

表 3 强、弱华北夏季降水时印度夏季风降水偏多和偏少的年数，阈值的单位为 1 个标准差

Table 3 The number of years for strong and weak North China summer rainfall with above- or below- normal summer precipitation over India. The unit of thresholds is standard deviation

	强华北夏季降水			弱华北夏季降水		
	印度降水	印度降水		印度降水	印度降水	
阈值	偏多年数	偏少年数	同号率	偏少年数	偏多年数	同号率
1.0	7	3	70.0%	3	2	60.0%
0.8	11	4	73.3%	9	4	69.2%
0.5	16	6	72.7%	13	7	65.0%
0.2	18	8	69.2%	15	11	57.7%
0	21	13	61.8%	15	13	53.6%

同样，在华北夏季降水偏强和偏弱的年份我们也考察了其与印度夏季风降水异常的同号率情况（见表 3）。当阈值在 0.2～1.0 个标准差之间变化时，华北夏季降水偏强情况的同号率较稳定，在 69%～73%间浮动。在华北夏季降水偏弱情况下，当华北夏季降水少于 0.5 个标准差时，超过 60%的印度夏季风降水偏少，而当华北夏季降水少于 0～0.2 个标准差时，只有 53%～58%的年份印度夏季风降水偏少。华北夏季降水与印度夏季风降水异常的显著同号率主要出现在华北降水偏强和较弱的年份。这与上述印度夏季风降水的分析结果基本一致。

下面以 0.8 个标准差的阈值挑选强（弱）印度夏季风降水年和强（弱）华北降水年。强和弱印度夏季风年分别有 14 个和 10 个。在 14 个强印度夏季风年中，华北夏季降水偏多年有 9 个，占 64.3%，其中华北夏季降水也大于 0.8 个标准差的年份有 6 年，分别为 1956、1964、1971、1973、1984、1988 年。另外有 5 年华北夏季降水少于其年代际均值，分别为 1970、1980、1983、2006、2007 年。弱印度夏季风年有 10 年，有 7 年华北夏季降水少于其年代际均值，占 70%，另外，有 3 年华北夏季降水大于其年代际均值。此外，强（弱）华北夏季降水年有 15（13）年，印度夏季风降水与其满足正相关关系的年份所占比例为 73.3%（69.2%）。利用这种方法挑选出来的个例年数量相当，较好地排除了年代际的影响，比较合理。

图 3 给出了强弱华北夏季降水年的环流异常分布。本文中异常场指的是原始场相对于其年代际分量（11 年滑动平均）的距平，表征其年际变化特征。在强华北夏季降水年，300 hPa 高度异常场上（图

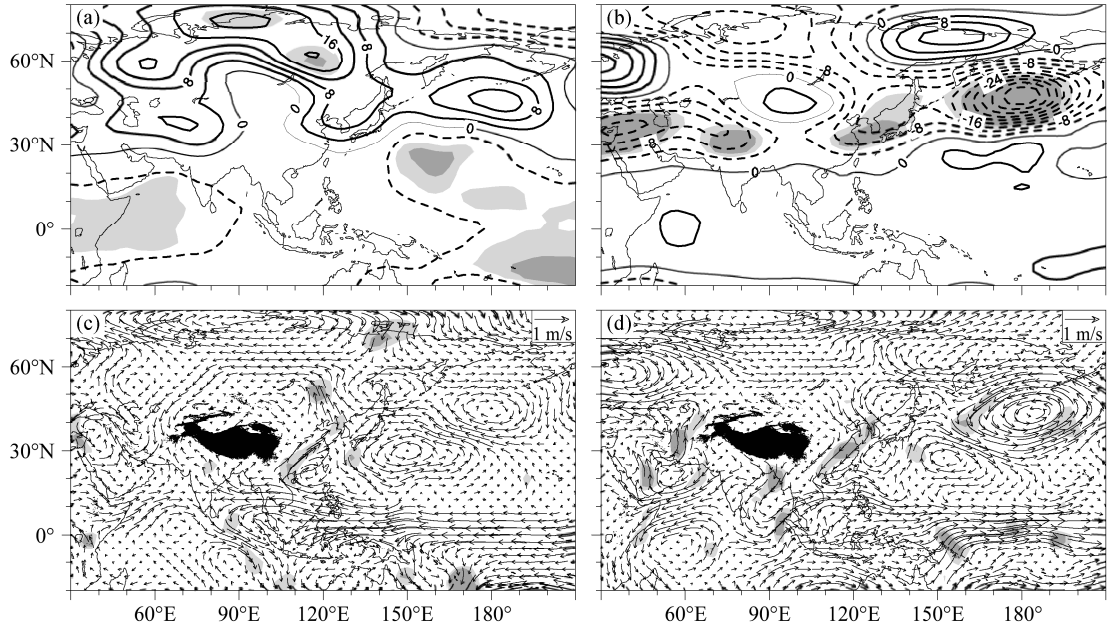

图 3 （a、c）强、（b、d）弱华北夏季降水年环流异常场：（a、b）300 hPa 高度异常（单位：gpm），等值线间隔：4 gpm；（c、d）850 hPa 水平风速异常（单位：m s^{-1}）。浅和深阴影分别表示 90%和 95%的信度水平，黑色区域为青藏高原

Fig. 3 Composite (a, b) 300-hPa geopotential height anomalies (units: gpm) and (c, d) 850-hPa horizontal wind anomalies (units: m s^{-1}) for (a, c) strong and (b, d) weak North China summer rainfall years. Contours are drawn every 4 gpm. Dark (light) shading denotes the region above the 95% (90%) confidence level. The black area denotes the Tibetan Plateau

3a），在伊朗高原、蒙古、环渤海湾地区上空存在弱的正、负、正高度异常中心，华北地区上空表现为“东高西低”的环流形势。在华北降水偏多年中，该距平波列出现的比例为 40%。在热带和副热带地区，在印度洋和太平洋地区上空都存在显著的弱负异常区域，可能反映了这些地区整层大气的偏冷状态。在 850 hPa 水平风速异常场上（图 3c），大陆热低压相当发展，青藏高原东侧偏南风气流加强，东亚夏季风加强。华北处于偏南风异常控制，主要由东南沿海地区和日本北部上空的反气旋式环流异常引起。在弱华北夏季降水年，环流异常形式与强华北降水年的情况（图 3a 和 c）大致相反，略有差别。在 300 hPa 高度异常场上（图 3b），伊朗高原、蒙古、环渤海湾的三个高度异常中心强度较强且显著，在合成个例中对应距平波列出现的比例为 54%。在 850 hPa 水平风速异常场上（图 3d），华北地区受偏北风异常控制，它由东亚—西北太平洋地区气旋式异常环流主导。

图 4 给出了强印度夏季风年环流的合成异常场。由 300 hPa 高度异常场可见（图 4a），与强华北夏季降水年（图 3a）较为相似。在伊朗高原和环渤海地区上空存在两个显著的正高度异常中心，而蒙古上空为负异常中心。在合成个例中，该距平波列出现的比例为 43%。在 850 hPa 水平风速异常场上（图 4c），来自阿拉伯海的西南季风加强，将丰沛的水汽输送到印度半岛，导致印度季风降水增多。同时，在中国东南沿海至渤海地区存在一个反气旋式环流异常，华北地区恰好位于其西侧的南风异常带，有利于向华北地区的水汽输送。而在弱印度夏季风年，环流异常形式（图 4b 和 d）大致与强印度夏季风年相反，但略有差别。300 hPa 上（图 4b），东北亚地区的负异常区偏强，且其中心偏北偏东扩展。在合成个例中，该距平波列出现的比例为 60%。在 850 hPa 水平风速异常场上（图 4d），印度半岛西南季风减弱，华北地区受偏北风异常控制，不利于热带和副热带地区的水汽输送到华北，这支偏北风异常是由东北亚地区的气旋式环流异常引起的。

由此可见，强印度夏季风环流能够为华北夏季降水提供有利的环流条件，包括对流层中高层的正、负、正高度异常中心以及相应的低层环流。弱印度夏季风降水则引导不利于华北降水形势的环流配置。印度夏季风降水可能正是通过引导这种环流配置来影响华北夏季降水的变化。

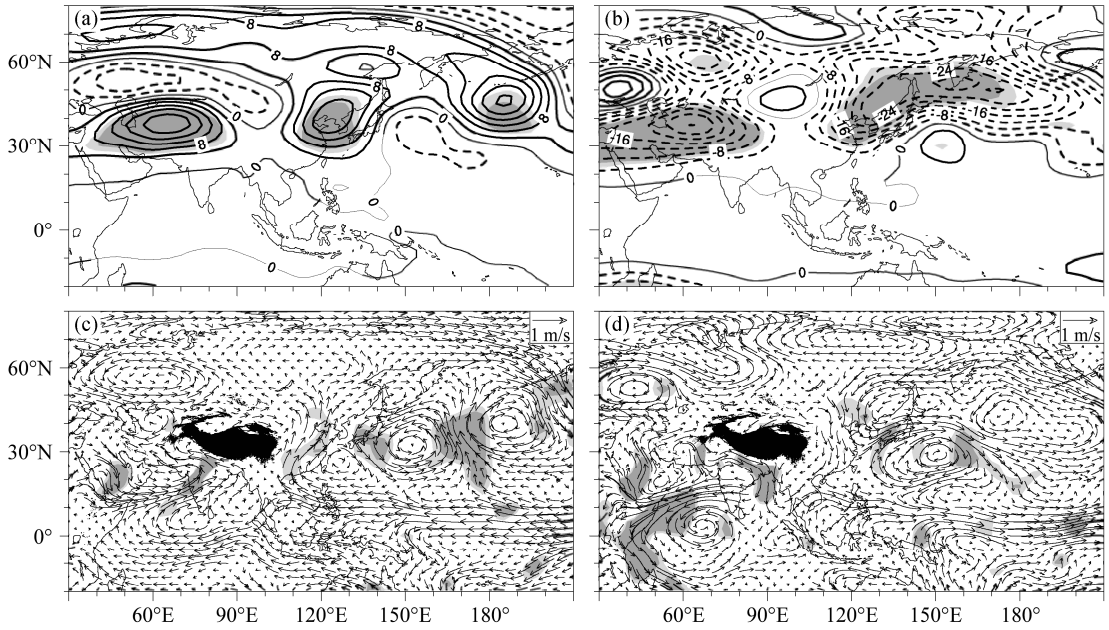

图 4 （a、c）强、（b、d）弱印度夏季风年环流异常场：（a、b）300 hPa 高度异常（单位：gpm），等值线间隔：4 gpm；（c、d）850 hPa 水平风速异常（单位：m s^{-1}）。浅和深阴影分别表示达到 90%和 95%的信度水平，黑色区域为青藏高原

Fig. 4 Composite (a, b) 300-hPa geopotential height anomalies (units: gpm) and (c, d) 850-hPa horizontal wind anomalies (units: m s^{-1}) for (a, c) strong and (b, d) weak ISM years. Contours are drawn every 4 gpm. Dark (light) shading denotes the region above the 95% (90%) confidence level. The black area denotes the Tibetan Plateau

4.1 强印度夏季风年

下面探讨当强（弱）印度夏季风降水发生时，华北降水增多和减少两种情况下的关键环流特征。图 5 给出了强印度夏季风年中华北降水偏多和偏少年的环流异常分布。在华北降水偏多年，由 200 hPa 异常风场可见（图 5a），在伊朗高原、蒙古、环渤海地区上空分别存在反气旋式、气旋式、反气旋式环流异常中心。在 500 hPa 和 300 hPa 高度异常场上（图 5c 和 e）也存在与 200 hPa 环流异常中心对应的高度异常中心，说明异常环流在对流层中高层呈现相当正压结构。在合成个例中，该距平波列出现的比例为 56%。这些正、负、正的高度异常中心也表明了中纬度 Rossby 波的传播特征。在 850 hPa 水汽通量异常场上（图 5g），有两支异常水汽通量通道，一支是从印度西南部进入印度，加深印度季风槽，使印度降水增多。另一支异常水汽通量通道位于中国东部且十分显著，与东亚反气旋式环流异常相对应，其异常水汽通量在华北地区辐合，使华北地区夏季降水增多。

而在华北降水偏少年，与偏多年相比，伊朗高原上空 200 hPa（图 5b）反气旋式异常环流中心位于里海南部，偏西且强度较弱。而在渤海湾至日本以东地区上空有一气旋式异常环流。300 hPa 和 500 hPa 情形（图 5d 和 f）与 200 hPa 大致相似。东亚沿岸地区呈现东亚—太平洋遥相关型，有利于江淮地区梅雨降水的增多（黄荣辉和李维京，1988；布和朝鲁等，2008），不利于华北降水增多。与图 5c 和 e 的情形不同，亚洲中纬度地区没有出现 Rossby 波列。西太平洋副高面积偏大，但副高北界没有北抬，脊线位置偏南。张恒德等（2008）指出，华北夏季降水与副高脊线、北界指数之间以正相关为主，与副高面积、强度指数呈负相关。图 5d 和 f 的西太副高特征对应着华北夏季降水偏少的情况。与华北降水偏多年的情况（图 5g）相比，印度次大陆南侧的 850 hPa（图 5h）反气旋式异常环流往西往南扩展且强度增强。西太副高位置偏南，有助于江淮流域降水增多，不利于华北地区的降水。另外，与西太副高相联系的反气旋式环流向西南伸展到孟加拉湾地区，与图 5g 的情况形成鲜明的对比。

外逸长波辐射（OLR）是表征云顶高度的物理量，能很好地反映出对流活动强弱，特别是热带和副热带地区的对流活动。OLR 负异常表示对流活动加强，OLR 正异常表示对流活动减弱。本文对四种类型年份的 OLR 异常进行合成，以此表示各类型

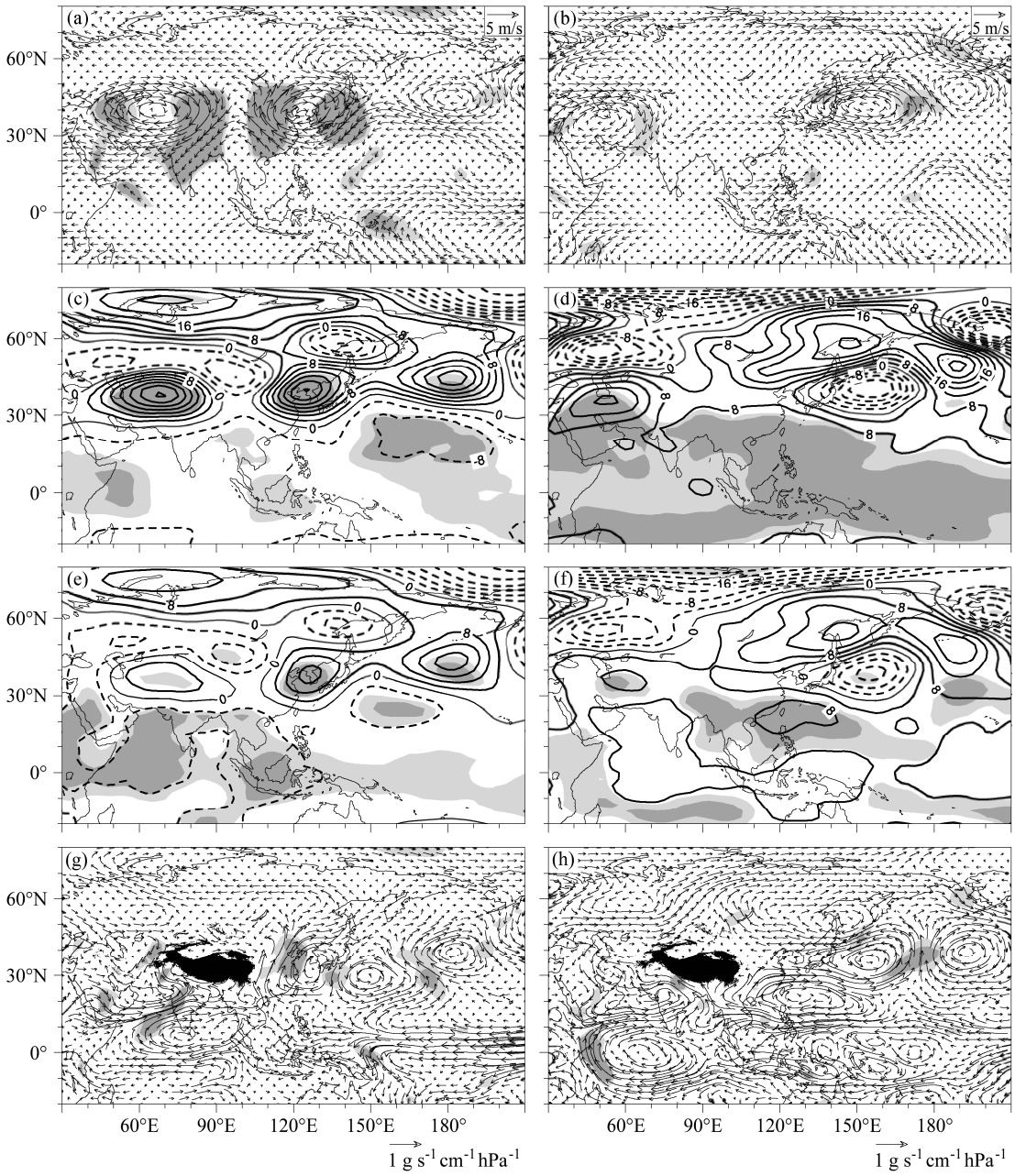

图 5 强印度夏季风年中，华北夏季降水偏多（左列）与偏少（右列）时对应的环流异常场：（a、b）200 hPa 风速异常（单位：m s^{-1}）；（c、d）300 hPa 和（e、f）500 hPa 高度场异常（单位：gpm），等值线间隔：4 gpm；（g、h）850 hPa 水汽通量异常（单位：g s^{-1} cm^{-1} hPa^{-1}）。浅和深阴影分别表示 90%和 95%的信度水平，黑色区域为青藏高原

Fig. 5 In strong ISM years, composite (a, b) 200-hPa horizontal wind anomalies (units: m s^{-1}), (c, d) 300-hPa and (e, f) 500-hPa geopotential height anomalies (contour interval: 4 gpm), (g, h) 850-hPa vapor flux anomalies (units: g s^{-1} cm^{-1} hPa^{-1}) for years with (a, c, e, g) above-normal and (b, d, f, h) below-normal summer rainfall over North China. Dark (light) shading denotes the region above the 95% (90%) confidence level. The black area denotes the Tibetan Plateau

年的对流分布特征。由于 OLR 资料是卫星资料，资料时间长度为 1975～2012 年，所以合成时只将 1974 年以后的个例年份进行合成。图 6a 给出了强印度夏季风且华北夏季降水偏多年的 OLR 异常。印度半岛处于负 OLR 异常中心，最大强度可达－15 W m^{-2}，且在 10°N～30°N 的纬度带内从阿拉伯海到西太平洋均为对流活动加强区（负 OLR 异常）。这说明亚洲季风区的副热带对流活动整体加强，连成一体，与之对应的东亚夏季风的加强使华北夏季降水增多。吴国雄等（2002）在研究大气对副热带

潜热源的响应时指出，对流层中高层潜热源的西侧会产生反气旋式环流。这与印度西侧伊朗高原上出现正高度异常中心相符（图 5c）。而在强印度夏季风但华北降水夏季偏少年（图 6b），印度季风区对流活动的显著加强只限于阿拉伯海地区，且强度偏弱。印度半岛对流加强区偏西，说明此时印度夏季降水主要在其西部地区加强，与之对应的伊朗高原上空的正高度异常中心偏西。其余区域均为正 OLR 异常区，此时印度夏季降水加强，但东亚夏季风偏弱，华北夏季降水减少。

在夏季，随着东亚急流的向北移动，与之对应的中纬度 Rossby 波活动也有所不同。为此，我们考察了夏季各个月的 Rossby 波传播特征。图 7 给出了强印度夏季风降水年夏季逐月 500 hPa 高度异常场。整个夏季来看，在华北夏季降水偏多年，伊朗高原、蒙古、环渤海地区上空的异常中心在每个月都较为明显，中纬度 Rossby 波列清晰，说明中纬度 Rossby 波的传播在整个夏季都能够维持。从六月到八月，三个异常中心的位置发生季节内移动，伊朗高原上空正异常中心向西北移动，中心从（35°N，75°E）移动到（40°N，65°E）附近；环渤海地区上空正异常中心从 30°N 移动到 40°N 附近；蒙古上空负异常中心跟随两边的正异常中心移动（图 7a、c、e）。上述 Rossby 波列与 Ding and Wang（2005）提出的北半球夏季的环半球遥相关型（CGT）在欧亚地区的部分相一致，说明 CGT 是连接强印度夏季风和强华北夏季降水的重要物理机制。需要指出的是，7 月（图 7c）是该中纬度 Rossby 波最明显的月份，包括蒙古上空的负高度异常中心都达到了 90%的置信度，并在参与合成的个例中，CGT 型波列出现的比例为 56%。而在华北夏季降水偏少年，夏季各月均没有显著的中纬度 Rossby 波列。除了 8 月（图 7f）在伊朗高原上空仍存在和图 7e 位置相近的正高度异常中心，其余月份（图 7b 和 d）该正异常中心均偏西，位于里海以西，这与印度附近的对流活动情形（图 6b）是一致的。同时我们注意到，环流形势在东亚沿岸呈现经向型波列特征，例如在 7 月份出现了与梅雨槽对应的东亚—太平洋遥相关型（图 7d），它是有利于江淮地区的降水但不利于华北地区降水的环流形势。

综上所述，在强印度夏季风年：（1）印度半岛对流降水增多产生的潜热在印度西北部伊朗高原上空激发了一个正高度异常中心，并以 CGT 的形式向东亚地区传播，在蒙古、环渤海地区上空形成

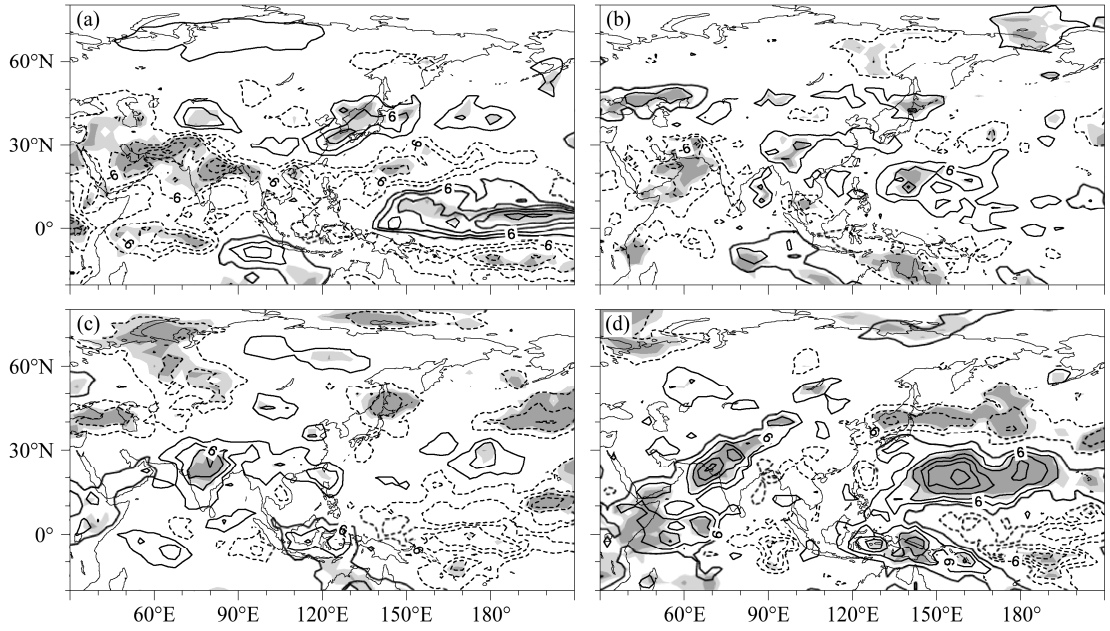

图 6 不同类型年份对外长波辐射（OLR）异常场（单位：W m^{-2}）：（a）强印度夏季风且华北夏季降水多；（b）强印度夏季风但华北夏季降水偏少；（c）弱印度夏季风且华北夏季降水偏少；（d）弱印度夏季风但华北夏季降水偏多。等值线间隔：3 W m^{-2}，忽略了零线；浅和深阴影分别表示 90%和 95%的信度水平

Fig. 6 Composite OLR anomalies for (a) strong ISM years with above-normal summer rainfall over North China, (b) strong ISM years with below-normal summer rainfall over North China, (c) weak ISM years with below-normal summer rainfall over North China, (d) weak ISM years with above-normal summer rainfall over North China. Contours are drawn every 3 W m^{-2}. Dark (light) shading denotes the region above the 95% (90%) confidence level

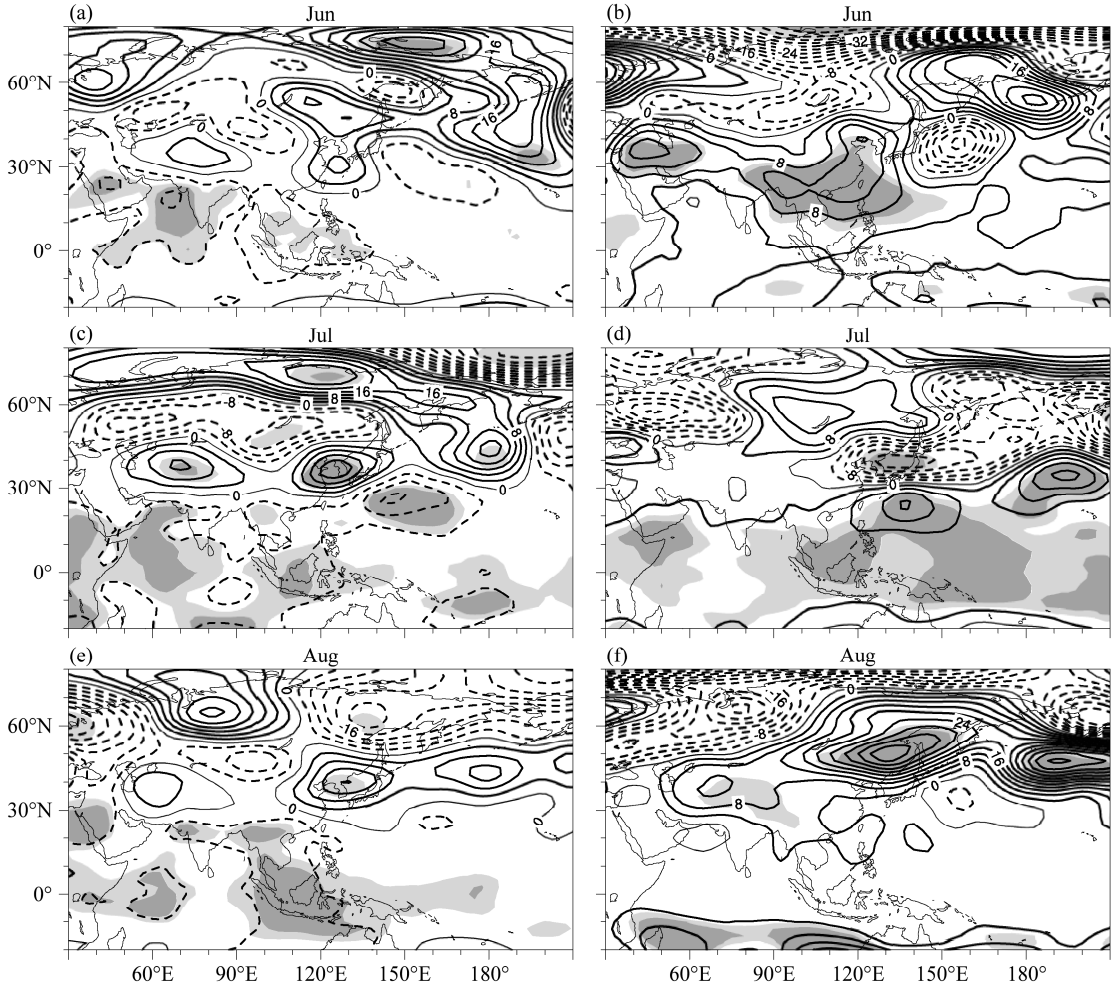

图 7　强印度夏季风年中，华北夏季降水偏多（左列）和偏少（右列）时对应的逐月 500 hPa 环流异常场（单位：gpm）：（a、b）6 月；（c、d）7 月；（e、f）8 月。等值线间隔：4 gpm，浅和深阴影分别表示 90%和 95%的信度水平

Fig. 7　Composite monthly 500-hPa geopotential height anomalies (contoured for every 4 gpm) in (a, b) June, (c, d) July, (e, f) August for strong ISM years with above-normal (left) and below-normal (right) summer rainfall over North China. Dark (light) shading denotes the region above the 95% (90%) confidence level

了负、正高度异常中心。同时亚洲季风对流活动整体加强，连为一体，东亚夏季风也加强。在夏季各个月份，7 月份波列最为明显。在中高层这种环流配置下，低层在中国东部沿海形成了一个反气旋式环流，它使丰沛的水汽向华北地区输送，从而使华北夏季降水偏多。（2）当印度季风区对流活动加强的位置偏西时，其对应的伊朗高原上空正高度异常区位置也偏西，无法形成影响东亚的 CGT 型波列。北半球副热带地区只有阿拉伯海地区对流活动显著加强，而西太平洋地区对流减弱。印度夏季风加强，而东亚夏季风却减弱。此时华北地区主要受其东侧的东亚—太平洋型遥相关型影响，出现了不利于华北地区降水的偏北风异常，从而使华北地区的降水减少。

4.2　弱印度夏季风年

图 8 给出了弱印度夏季风年的环流异常形势，降水距平序列同号率为 70.0%。在华北夏季降水偏少年，对流层中高层的中纬度环流异常（图 8a、c 和 e）大致与强印度夏季风且华北夏季降水偏多年（图 5a、c 和 e）成镜像对称，主要表现为对流层中高层相当正压结构的 Rossby 波列，伊朗高原、蒙古、东北亚上空分别为负、正、负高度异常中心，且这一中纬度波列更为明显（图 8a），在合成个例中该距平波列出现的比例为 71%。在对流层低层（图 8g），印度夏季风减弱，印度降水较弱。华北处于亚洲东岸附近的气旋式异常中心的西

侧，由偏北风异常控制，华北地区降水减少。此外，除了赤道以南西太平洋地区，热带副热带的 OLR 异常（图 6c）也与强印度夏季风且华北夏季降水偏多年（图 6a）成镜像对称，亚洲夏季风整体减弱，印度夏季风和东亚夏季风的减弱使得印度和华北地区降水减少。

而在华北夏季降水偏多年，对流层中高层中纬度地区没有 CGT 型 Rossby 波列（图 8d 和 f），伊朗高原上空的负高度异常中心弱且狭长。东亚沿岸存在经向 Rossby 波列，在东西伯利亚及鄂霍茨克海上空为负异常中心，西北太平洋地区为正异常中心（如图 8f），表现为正位相西太平洋遥相关型（Barnston and Livezey，1987）。在这一环流背景下，西太平洋副高主体位置偏北，有利于异常水汽通量

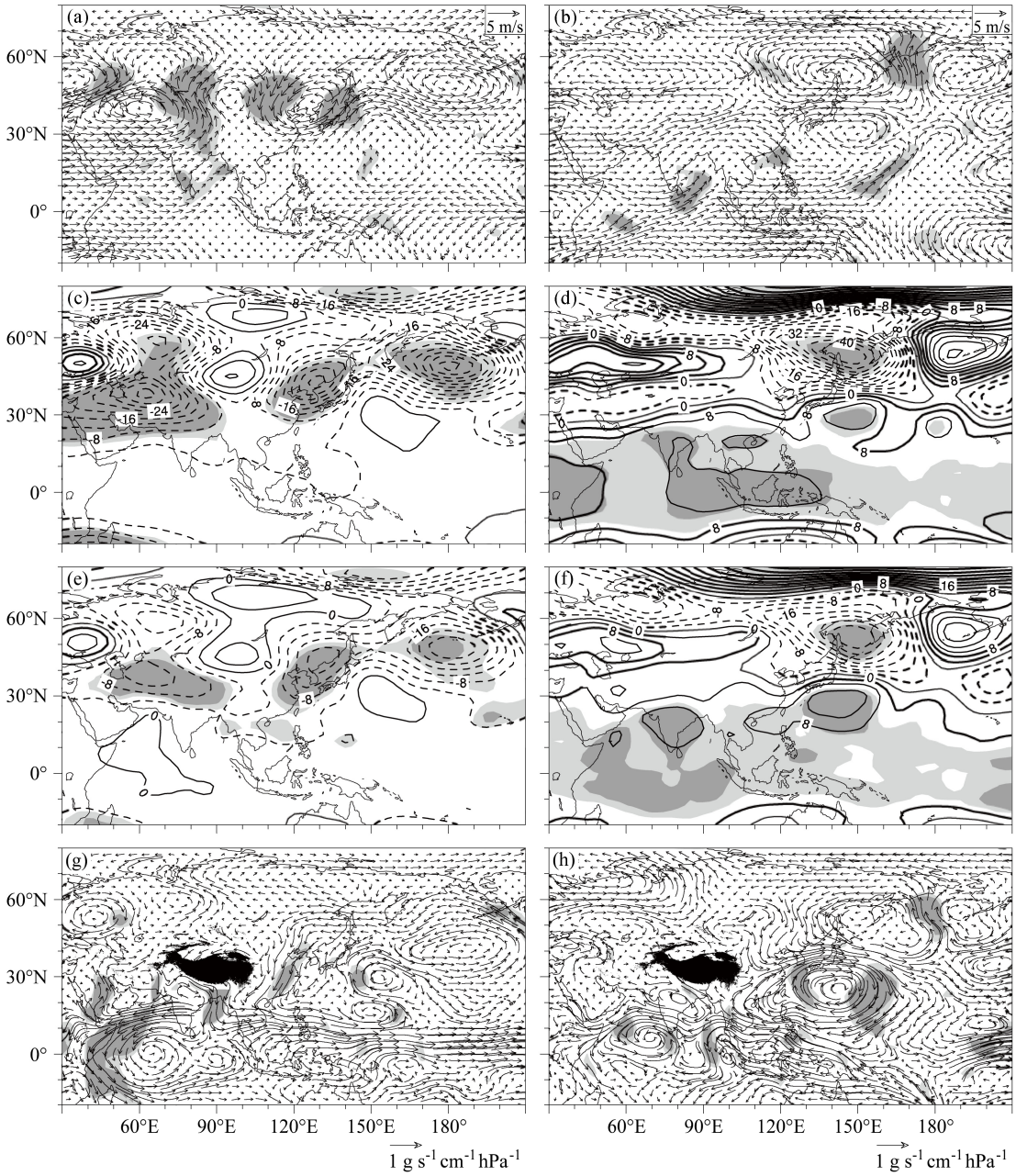

图 8 弱印度夏季风年中，华北夏季降水偏少（左列）与偏多（右列）时对应的环流异常场：（a、b）200 hPa 风速异常（单位：m s^{-1}）；（c、d）300 hPa 和（e、f）500 hPa 高度场异常（单位：gpm），等值线间隔：4；（g、h）850 hPa 水汽通量异常（单位：g s^{-1} cm^{-1} hPa^{-1}）。浅和深阴影分别表示 90% 和 95%的信度水平，黑色区域为青藏高原

Fig. 8 In weak ISM years, composite (a, b) 200-hPa horizontal wind anomalies (units: m s^{-1}), (c, d) 300-hPa and (e, d) 500-hPa geopotential height anomalies (contour interval: 4 gpm), (g, h) 850-hPa vapor flux anomalies (units: g s^{-1} cm^{-1} hPa^{-1}) for years with below-normal (left) and above-normal (right) summer rainfall over North China. Dark (light) shading denotes the region above the 95% (90%) confidence level. The black area denotes the Tibetan Plateau

向华北地区输送。低层（图 8h）从西太平洋来的异常水汽通量与东西伯利亚向华北的异常水汽通量在华北地区辐合，使得华北夏季降水偏多。此外，如图 6d，副热带地区在印度河流域、西太平洋地区对流显著减弱，但没有连为一体。印度地区对流减弱区偏西，其激发出的正高度异常区也偏西。

总之，在弱印度夏季风年：（1）当印度半岛对流整体减弱时，在其西侧上空产生了负高度异常中心，并以 CGT 型波列向东亚传播，华北上空位势高度西高东低。同时副热带地区对流活动表现为整体一致减弱，东亚夏季风减弱，从而使得华北夏季降水减少。（2）当印度夏季对流减弱区偏西时，与其对应的伊朗高原上空负高度异常区偏西，无法形成影响东亚地区的 CGT 型波列。华北地区更易受东亚沿岸西太平洋遥相关型影响，副高主体偏北偏强，使得华北夏季降水增多。

5 总结与讨论

华北地区处于中纬度的欧亚大陆和太平洋交界处，其西南侧为全球海拔最高的青藏高原。华北夏季降水受到低、中、高纬度，以及高原、海洋等的共同作用，影响因子复杂，预测难度大。鉴于印度夏季风降水和华北夏季降水之间较好的正相关关系，可以将影响因子较为简单的印度夏季风降水预测当作华北夏季降水预测的重要参考。为此，本文试图进一步理解这一正相关关系，并着重年际尺度上的分析，厘清两者正相关关系形成的有利和不利条件。本文首先利用 EEMD 方法对两个降水序列进行时间尺度分解，得到了年际和年代际分量，并在年际尺度上对不同环流配置进行了分析。所得结论如下：

（1）印度夏季风降水和华北夏季降水序列都具有多尺度特征，两者相关系数为 0.44，达到 99%的信度水平。EEMD 分解后均得到周期为 2～3 年、4～7 年、10～15 年、15～25 年的分量以及长期趋势。两个序列较好的正相关主要来自周期为 2～3 年的年际分量，该分量间相关系数为 0.34，达到 99%的信度。印度夏季风降水与华北夏季降水异常的显著同号率主要出现在印度夏季风偏强和较弱年份。

（2）年际尺度上，在强印度夏季风年，印度半岛对流潜热加强，在其西北侧伊朗高原上空激发了正高度异常中心，并以中纬度 CGT 波列的形式向东亚传播，在蒙古、环渤海地区上空产生了负、正高度异常中心。同时，亚洲副热带地区对流活动整体加强，连为一体，东亚夏季风加强。在这种中高层异常环流配置下，低层在东亚沿岸形成了一个反气旋式异常环流，有利于向华北地区的水汽输送，使得华北降水增多。然而并不是所有年份华北夏季降水都偏多。当印度季风对流活动加强区的位置偏西时，其对应的伊朗高原上空正高度异常区位置也偏西，无法形成影响东亚的 CGT 型波列。而东北亚地区盛行的东亚—太平洋型环流形势不利于向华北地区的水汽输送，从而使华北降水减少。

（3）在弱印度夏季风年，大多数情况下华北夏季降水偏少。在亚洲副热带地区，对流活动整体减弱。与之对应，在对流层中高层，印度次大陆西北侧以及环渤海湾地区形成了两个强大的负高度异常中心。这两个异常中心由正压结构的 CGT 遥相关型相衔接。环渤海地区的负高度异常中心不利于向华北地区的水汽输送，使华北降水减少。在弱印度夏季风年，少数情况下，对流层中高层 CGT 型波列无法形成。华北地区更易受正位相西太平洋遥相关型的影响，西太副高的主体偏北偏强，使得华北夏季降水增多。

此外，在年代际尺度上，我们也考察了华北夏季和印度夏季丰水期（1953～1964 年）和干旱期（1979～1993 年）的环流差值场（图略）。发现对流层低层控制整个亚洲大陆的负高度异常中心起着重要作用，使得华北地区出现偏南风异常，有利于华北降水增多。这与陆日宇（2002）研究华北夏季降水年代际特征时的结果一致 [见陆日宇（2002）图 2]。而且，其海温背景则以冬季太平洋年代际振荡（PDO）的负位相（Mantua et al., 1997）为主要特征。

鉴于本文分析重点在于大气环流配置，今后还需要进一步考虑各种外强迫因子对华北夏季降水与印度夏季风降水之间关系的影响，包括土壤湿度、海温、极冰以及欧亚大陆冬春季雪盖等。

致谢 本文使用了国家气候中心，印度热带气象研究所的降水资料和美国 NCEP/NCAR 的再分析资料，NOAA 的 OLR 资料，在此表示感谢。感谢两位审稿人对本文内容提出的建设性意见。

参考文献（References）

Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. Mon. Wea. Rev., 115: 1083–1126, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.

布和朝鲁, 施宁, 纪立人, 等. 2008. 梅雨期EAP事件的中期演变特征与中高纬 Rossby 波活动 [J]. 科学通报, 53 (1): 111–121. Bueh Cholaw, Shi Ning, Ji Liren, et al. 2008. Features of the EAP events on the medium-range evolution process and the mid- and high-latitude Rossby wave activities during the Meiyu period [J]. Chinese Science Bulletin, 53 (4): 610–623, doi:10.1007/s11434-008-0005-2.

陈文, 康丽华, 王玎. 2006. 我国夏季降水与全球海温的耦合关系分析 [J]. 气候与环境研究, 11 (3): 259–269. Chen Wen, Kang Lihua, Wang Ding. 2006. The coupling relationship between summer rainfall in China and global sea surface temperature [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (3): 259–269.

Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. J. Climate, 18: 3483–3505, doi:10.1175/JCLI3473.1.

丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测 [J]. 大气科学, 37 (2): 253–280. Ding Yihui, Sun Ying, Liu Yunyun, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change [J]. Chinese Journal Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 253–280, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 2012.12302.

郭其蕴. 1992. 中国华北旱涝与印度夏季风降水的遥相关分析 [J]. 地理学报, 47 (5): 394–402. Guo Qiyun. 1992. Teleconnection between the floods/droughts in North China and Indian summer monsoon rainfall [J]. Acta Geographica Sinica (in Chinese), 47 (5): 394–402, doi:10.3321/j.issn:0375-5444.1992.05.003.

郭其蕴, 王继琴. 1988. 中国与印度夏季风降水的比较研究 [J]. 热带气象, 4 (1): 53–60. Guo Qiyun, Wang Jiqin. 1988. A comparative study on summer monsoon in China and India [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 4 (1): 53–60.

郝立生, 丁一汇. 2012. 华北降水变化研究进展 [J]. 地理科学进展, 31 (5): 593–601. Hao Lisheng, Ding Yihui. 2012. Progress of precipitation research in North China [J]. Progress in Geography (in Chinese), 31 (5): 593–601, doi:10.11820/dlkxjz.2012.05.007.

何立富, 武炳义, 毛卫星. 2005. 印度夏季风的年代际变化与我国北方的气候跃变 [J]. 热带气象学报, 21 (3): 257–264. He Lifu, Wu Bingyi, Mao Weixing. 2005. The interdecadal variability of Indian summer monsoon and the climate state shift in North China [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 21 (3): 257–264, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2005.03.004.

黄刚, 周文. 2006. 华北夏季降水气候场的主分量逐步回归预报模型 [J]. 气候与环境研究, 11 (3): 296–301. Huang Gang, Zhou Wen. 2006. PCA stepwise regression forecasting model of climatic filed of North China summer rainfall [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (3): 296–301.

Huang N E, Shen Z, Long S R. 1998. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis [J]. Proc. Roy. Soc. A, 454 (1971): 903–995, doi:10.1098/rspa.1998.0193.

Huang N E, Shen Z, Long S R. 1999. A new view of nonlinear water waves: The Hilbert spectrum [J]. Annu. Rev. Fluid Mech., 31: 417–457, doi:10.1146/annurev.fluid.31.1.417.

黄荣辉, 李维京. 1988. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制 [J]. 大气科学, 12 (S1): 107–116. Huang Ronghui, Li Weijing. 1988. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia and its physical mechanism [J]. Chinese Journal Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (S1): 107–116, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 1988.t1.08.

黄荣辉, 徐予红, 周连童. 1999. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势 [J]. 高原气象, 18 (4): 465–475. Huang Rong hui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. 1999. The interdecadal variation of summer precipitations in China and the drought trend in North China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (4): 465–475, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.04.001.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–471, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

Kripalani R H, Singh S V. 1993. Large scale aspects of India-China summer monsoon rainfall [J]. Adv. Atmos. Sci., 10 (1): 71–84, doi:10.1007/BF02656955.

Kripalani R H, Kulkarni A. 1997. Rainfall variability over South-east Asia—connections with Indian monsoon and ENSO extremes: New perspectives [J]. Int. J. Climatol., 17 (11): 1155–1168, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199709)17:11<1155::AID-JOC188>3.0.CO;2-B.

Kripalani R H, Kulkarni A. 2001 Monsoon rainfall variations and teleconnections over South and East Asia [J]. Int. J. Climatol., 21 (5): 603–616, doi:10.1002/joc.625.

Liebmann B, Smith C A. 1996. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 1275–1277.

刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风与中国华北降水的遥相关分析及数值模拟 [J]. 气象学报, 66 (5): 789–799. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Analysis and numerical simulation of the teleconnection between Indian summer monsoon and precipitation in North China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (5): 789–799, doi:10.11676/qxxb2008.072.

陆日宇. 2002. 华北汛期降水量变化中年代际和年际尺度的分离 [J]. 大气科学, 26 (5): 611–624. Lu Riyu. Separation of interannual and interdecadal variations of rainfall in North China [J]. Chinese Journal Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (5): 611–624.

Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production [J]. Amer. Meteor. Soc., 78: 1069–1079, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<1069: APICOW>2.0.CO;2.

Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1994. All-India monthly and seasonal rainfall series: 1871-1993 [J]. Theor. Appl. Climatol., 49 (4): 217–224, doi:10.1007/BF00867461.

Parthasarathy B, Munot A A, Kothawale D R. 1995. Monthly and seasonal rainfall series for all-India homogeneous regions and meteorological subdivisions: 1871−1994 [R]. Research Report No. RR-065, Indian Institute of Tropical Meteorology, Pune, 113pp.

Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]//Chang C P, Krishramurti T N. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 60–92.

陶诗言, 朱文妹, 赵卫. 1988. 论梅雨的年际变异 [J]. 大气科学, 12(S1): 13–21. Tao Shiyan, Zhu Wenmei, Zhao Wei. 1988. Interannual variability of Meiyu rainfalls [J]. Chinese Journal Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (S1): 13–21, doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 1988.t1.02.

王会军, 范可. 2013. 东亚季风近几十年来的主要变化特征 [J]. 大气科学, 37 (2): 313–318. Wang Huijun, Fan Ke. 2013. Recent changes in the East Asian monsoon [J]. Chinese Journal Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 313–318, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12301..

王绍武, 黄建斌. 2006. 中国华北与印度夏季降水遥相关的不稳定性 [J]. 自然科学进展, 16 (8): 980–985. Wang Shaowu, Huang Jianbin. 2006. Instability of precipitation teleconnection between North China and India [J]. Progress in Natural Sciences (in Chinese), 16 (8): 980–985, doi:10.3321/j.issn:1002-008X.2006.08.010.

吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学问题 [M]. 北京: 科学出版社, 231pp. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin, et al. 2002. Dynamics of the Formation and Variation of Subtropical Anticyclones (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 231pp.

Wu B Y, Zhang R H, D'Arrigo R, et al. 2013. On the relationship between winter sea ice and summer atmospheric circulation over Eurasia [J]. J. Climate, 26 (15): 5523–5536, 10.1175/JCLI-D-12-00524.1.

Wu B Y, Zhang R H, Wang B, et al. 2009. On the association between spring Arctic sea ice concentration and Chinese summer rainfall [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (9): L09501, doi:10.1029/2009GL037299.

Wu Z H, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: A noise-assisted data analysis method [J]. Adv. Adapt. Data Anal., 1 (1): 1–41, doi:10.1142/S1793536909000047.

Wu Z H, Huang N E, Long S R, et al. 2007. On the trend, detrending, and variability of nonlinear and nonstationary time series [J]. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A., 104 (38): 14889–14894, doi:10.1073/pnas.0701020104.

叶笃正. 1996. 长江黄河流域旱涝规律和成因研究 [M]. 济南: 山东科学技术出版社, 387pp. Ye Duzheng. 1996. Research on the Regularity and Cause of Droughts and Floodings in the Yangtze River Valley and the Yellow River Valley (in Chinese) [M]. Jinan: Shangdong Science and Technology Press, 387pp.

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 Hengde, Jin Ronghua, Zhang Youshu. 2008. Relationships between summer northern polar vortex with sub-tropical high and their influence on precipitation in North China [J]. J. Trop. Meteor. (in Chinese), 24 (4): 417–422, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2008.04.017.

张庆云. 1999. 1880 年以来华北降水及水资源的变化 [J]. 高原气象, 18 (4): 486–495. Zhang Qingyun. 1999 The variations of the precipitation and water resources in North China since 1880 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (4): 486–495, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.04.003.

张人禾. 1999. El Niño 盛期印度夏季风水汽输送在我国华北地区夏季降水异常中的作用 [J]. 高原气象, 18 (4): 567–574. Zhang Renhe. 1999. The role of Indian summer monsoon water vapor transportation on the summer rainfall anomalies in the northern part of China during the El Niño mature phase [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (4): 567–574, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.1999.04.011.

Zwiers F W, von Storch H. 1995. Taking serial correlation into account in tests of the mean [J]. J. Climate, 8: 336–351, doi:10.1175/1520-0442 (1995)008<0336:TSCIAI>2.0.CO;2.