

刘鹏, 陈海山, 于华英, 等. 2015. 东亚海陆表面温度季节性增温差异对东亚夏季风强度的影响 [J]. 大气科学, 39 (6): 1237–1249. Liu Peng, Chen Haishan, Yu Huaying, et al. 2015. Influence of the seasonal increasing temperature difference between the land and sea surface on the intensity of the East Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1237–1249, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14228.

# 东亚海陆表面温度季节性增温差异对东亚 夏季风强度的影响

刘鹏<sup>1,2</sup> 陈海山<sup>1</sup> 于华英<sup>3</sup> 秦怡<sup>1</sup> 钱永甫<sup>4</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 中国气象局成都高原气象研究所, 成都 610072

3 南京信息工程大学物理学院, 南京 210044

4 南京大学大气科学学院, 南京 210023

**摘 要** 本文通过对比几种不同的东亚夏季风强度指数, 发现东亚及附近地区海陆表面温度的变化与东亚夏季风强度有密切联系。在此基础上, 根据强、弱夏季风年东亚表面温度差值的逐候数据做 EOF 分析, 结果发现: 第一模态可以揭示从春到夏的季节转换, 中国东部陆地增温相对较快, 而西太平洋及孟加拉湾海温增温较慢, 季节转换提前, 有利于夏季风偏强; 第二模态则反映了春季中高纬度地区增温快、中低纬增温慢的情形, 有利于夏季风增强。在 5 月份两种模态的综合作用显示: 陆地较冷、海洋较暖, 夏季陆地的快速增温、海洋增温慢, 有利于夏季风增强。将上述影响因素引入到改进的东亚夏季风强度指数中, 修正后的指数可以反映东亚地区 5 月到夏季的海陆增温特点以及季节转换的早晚, 并更好地描述了季风区中、高纬度的热力差异, 合理地解释夏季风强度与西北太平洋副高及低空急流的关系, 因此新指数能够更好地反映全国范围内夏季降水的特点。

**关键词** 海陆热力差 东亚夏季风 季节性增温

文章编号 1006-9895(2015)06-1237-13

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14228

## Influence of the Seasonal Increasing Temperature Difference between the Land and Sea Surface on the Intensity of the East Asian Summer Monsoon

LIU Peng<sup>1,2</sup>, CHEN Haishan<sup>1</sup>, YU Huaying<sup>3</sup>, QIN Yi<sup>1</sup>, and QIAN Yongfu<sup>4</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Institute of Plateau Meteorology, China Meteorological Administration, Chengdu 610072

3 School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

4 School of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210023

**Abstract** Through comparison of several different East Asian summer monsoon intensity indices, it is found that surface temperature changes and the intensity of the East Asian summer monsoon are closely related. Using the Empirical Orthogonal Function (EOF) of pentad data for the differences in surface temperature between strong and weak East Asian summer monsoon years, the first mode reveals that, in the transition from spring to summer, rapid warming of the land in eastern China and slow warming of the sea in the western Pacific and the Bay of Bengal is conducive to enhanced

收稿日期 2014-07-17; 网络预出版日期 2015-03-03

资助项目 国家自然科学基金项目 41230422、41405068、91437107, 中国气象局成都高原气象研究所开放基金 LPM2011001, 江苏省高校“青蓝工程”

作者简介 刘鹏, 男, 1980 年出生, 博士, 讲师, 主要从事气候诊断与模拟的研究。E-mail: liupeng1998@nuist.edu.cn

monsoon. The second mode reveals that, in spring, rapid warming in the middle–high latitudes and slow warming in the middle–low latitudes also favors enhanced monsoon. Therefore, the colder land and warmer ocean in May are favorable to rapid summer warming and slow ocean warming. The impact of this feature is used to develop an improved East Asian summer monsoon intensity index—one that is more conducive to reflecting the characteristics of summer rainfall across the country. The new index can reflect the effects of different warming characteristics of sea and land on the relationship between the intensity of the summer monsoon and the Northwest Pacific subtropical high and low-level jet.

**Keywords** Land–sea thermal difference, East Asian summer monsoon, Seasonal temperature increase

## 1 引言

东亚地区季节变化分明,属于季风性气候,很早就有学者发现东亚夏季风的强弱与中国夏季降水的多少和雨带位置的分布,有着密不可分的联系(竺可桢, 1934; 陈隆勋等, 1991), 丁一汇等(2004)、钱永甫等(2004)、Huang et al. (2003)、吴国雄等(2004)和何金海等(2008)对东亚夏季风研究后发现,影响东亚夏季风变化的物理因素大致可以分为:印度洋(杨秋明, 2006; 江丽俐等, 2009; 陈丽娟等, 2013)、太平洋(李建平等, 2013; 陈文, 2002; 黄荣辉和陈文, 2002)以及北大西洋海区(左金清等, 2012; Wu et al., 2012; 容新尧等, 2010)海温异常的影响,青藏高原热力异常以及雪盖异常的影响(王澄海和崔洋, 2011; Duan et al., 2011),植被异常的影响(Zuo et al., 2011)等。

在对于东亚夏季风有了基本的定性理解后,关于衡量其强弱的定量指标分析,就显得十分必要了。郭其蕴(1983)认为东亚大陆地区的季风主要是纬向海陆热力差异所形成的,由此定义纬向海平面气压差为夏季风指数(SMI),但是,SMI在反映东亚夏季降水方面并不理想。施能等(1996)在郭其蕴(1983)的基础上加以改进,一定程度上反映了决定季风形成的海陆热力差异,在改进后的季风指数在反映降水方面略有优势。祝从文等(1998)利用海—陆气压差和南亚季风环流来定义,而Wang and Fan(1999)利用低层纬向风的变化来定义东亚夏季风的强弱,随后Wang et al.(2008)对比分析了多种不同的东亚夏季风指数。但是对东亚夏季风而言,不同于印度季风,由于影响其变化的物理因素较多,以上几个以热带要素为基础的季风指数,仅能反映热带降水,对中国大陆从华南到东北,夏季整体季风区降水的解释存在一定的困难。

那么东亚夏季风的强弱与副热带高压,副热带急流,青藏高原的热力作用等诸多因素都有着密切的关系,但是海陆热力差异是影响东亚夏季风强度

的重要因素,主要体现是地表温度和海表温度变化的不同,由于海洋和陆地的升温速率存在着差异,两者对海陆热力差异的贡献会有所不同,所以对这两者的研究是必要和重要的。本文不是仅仅强调海表温度的热异常,而是利用东西与南北综合的海陆热力差异指数,通过东亚夏季风强弱年的对比,讨论海陆在季节增温中的差异,找出关键地区与关键时间段,并分析其对大气环流产生的不同影响,揭示影响东亚夏季风的重要指标,从而更好地描述中国大陆季风区降水的变化。

## 2 资料及计算方法

本文利用 1959~2012 年的两种资料:(1)逐日 NCEP/NCAR 再分析资料,包括风场( $u$ 、 $v$ )、气温场( $T$ )、高度场、湿度场、表面温度场(Surface temperature)经过候平均(5 天平均)处理,得到 54 年逐候资料,每年为 73 候;(2)中国 505 站的月平均降水资料和日平均地表气温资料,日平均地表气温资料也处理成逐候地表气温资料。另外,全文中的图如无特别说明都是利用 NCEP/NCAR 再分析资料处理得到的。

首先计算几种不同的东亚夏季风强度指数,通过对比,讨论东亚表面温度的变化与东亚夏季风强度是否存在密切的关系,再对东亚表面温度强弱年差异的资料做 EOF 展开,分析东亚夏季风强度的变化,以及伴随出现的物理过程和模态,并说明这些物理过程的时空特点,从这些时空特征出发,进一步寻找影响东亚夏季风强度的因素,最后将这一因素加入到季风指数的改进上,并试图解释改进后的季风指数所具有的优势及其物理原因。

## 3 东亚海陆表面温度异常与东亚夏季风强弱年的关系

### 3.1 东亚夏季风强弱年的定义

无论是东亚冬季风还是夏季风,都与东西向和南北向的海陆热力差异有着密切关系(Wang and

Chen, 2014)。本文首先使用的东亚夏季风强度指数是孙秀荣等(2002)定义的海陆热力差指数(Sun指数),定义如下:用东亚夏季风区(27°~35°N, 105°E)范围内的陆地温度( $T_{EC}$ )和副热带西北太平洋(15°~30°N, 120°~150°E)的海温( $T_{NWP}$ )之差表示东西向海陆热力差异,用华南地区(27°N以南, 105°E以东)的大陆温度( $T_{SC}$ )和南海(5°~18°N, 105°~120°E)海温( $T_{SCS}$ )之差表示南北向海陆热力差(孙秀荣等, 2002),海陆热力差指数(the Index of Land-Sea Thermal Difference, 简称为 $I_{LSTD}$ )的表达式为

$$I_{LSTD} = \frac{4}{5}(T_{EC} - T_{NWP}) + \frac{1}{5}(T_{SC} - T_{SCS}).$$

此指数有明确的物理意义,不仅体现了中国东部与西太平洋的海陆热力差异,同时也考虑华南与南海的海陆热力差异,是经向与纬向海陆热力差异的综合表现,而且能较好反映夏季风的异常变化特征,可以较合理地解释夏季风的强弱变化和东部季风区夏季降水的异常变化特征。此指数能反映中国东部季风区夏季降水的异常状况:强指数年,雨带偏北,江淮流域和长江中下游明显干旱,华南、华北降水偏多;弱指数年,雨带偏南,江淮流域和长江中下游降水明显偏多,华南、华北降水偏少。特别是对长江中下游夏季旱涝年份有较好的指示作用(孙秀荣等, 2002)。利用上述定义,使用夏季平均陆地温度和海温资料可计算出各年夏季的海陆热力差的指数,为此用经过标准化处理的夏季海陆热力差指数来表示东亚夏季海陆热力差异的年际变化强度,研究它所反映的东亚夏季风的年际变化。

由标准化的东亚夏季风强度指数随时间的演变可以看出(图1),季风强度在1960年左右主要以强年为主,在80年代以后主要是以弱年为主,2000年以前总体上季风强度有着减弱的趋势,存在“南涝北旱”的情况,而到了2000年以后,夏季风变强,转变为“北涝南旱”的形势(刘海文等2012),特别是在最近几年,这些结果和孙秀荣等(2002)的研究结果是一致的。我们定义Sun指数在0.7以上的为强年,在-0.7以下的为弱年,可以发现其中强年为14年,弱年为15年。分别对14年的强年(简称“强年”)和15年的弱年(简称“弱年”)进行合成,而其气候态的称为“正常年”。

为了更好地说明东亚夏季风指数与东亚表面温度的是否存在最为直接的影响,我们同时考察了

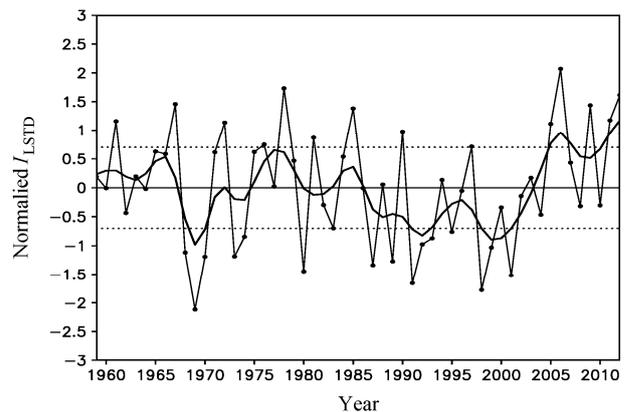


图1 1959~2012年标准化的东亚夏季风强度指数[孙指数(孙秀荣等, 2002)]。带黑点的实线是未平滑的指数,不带黑点的实线为平滑后的指数,虚线为±0.7等值线

Fig. 1 Normalized East Asian summer monsoon intensity index ( $I_{LSTD}$ ) [Sun index (Sun et al., 2002)] during 1959–2012. Solid line with black dots is Sun index, Solid line without black dots is smoothing Sun index, and dotted lines are contours of  $\pm 0.7$

另外两个季风指数, Li指数[Li and Zeng, 2002; 850 hPa (10°~40°N, 110°~140°E)范围内平均的风速]和Wang指数[Wang and Fan, 1999; 850 hPa (5°~15°N, 90°~130°E)与(22.5°~32.5°N, 110°~140°E)范围内平均的纬向风速之差]。图2是利用三种夏季风指数计算的表面温度和850 hPa风场的强、弱年合成的差值图,可以看出, Sun指数和Li指数都可以很好地反映,东亚夏季风强年中国北部地区低层大气西南风较强, Wang指数更多地体现了副高的特点,因此在西北太平洋上有较强的反气旋性中心。从表面温度场来看,三种指数在强季风年,东亚中纬度陆地区域,都存在较高的温度。图3是三种夏季风指数与夏季降水的相关,三种指数与长江流域的降水有很好的相关,即季风较强时长江流域降水减少,季风较弱时长江流域降水增加,三种指数对于北方地区而言,季风较强时北方降水增加这一特点,只有Sun指数描述略好,可以体现出“北多南少”的降水特点,虽然大部分北方地区没有通过相关性检验。综合以上分析可以说明,东亚夏季风强度确实与东亚区域表面热力状况有着非常直接的联系,而且Sun指数反映出了中国整体夏季风的变化特点,是可以很好地用于研究夏季风强弱变化的。

### 3.2 EOF分析的东亚夏季风强、弱年表面温度之差的时空变化特征

苏同华和薛峰(2010)研究发现,海洋加热与

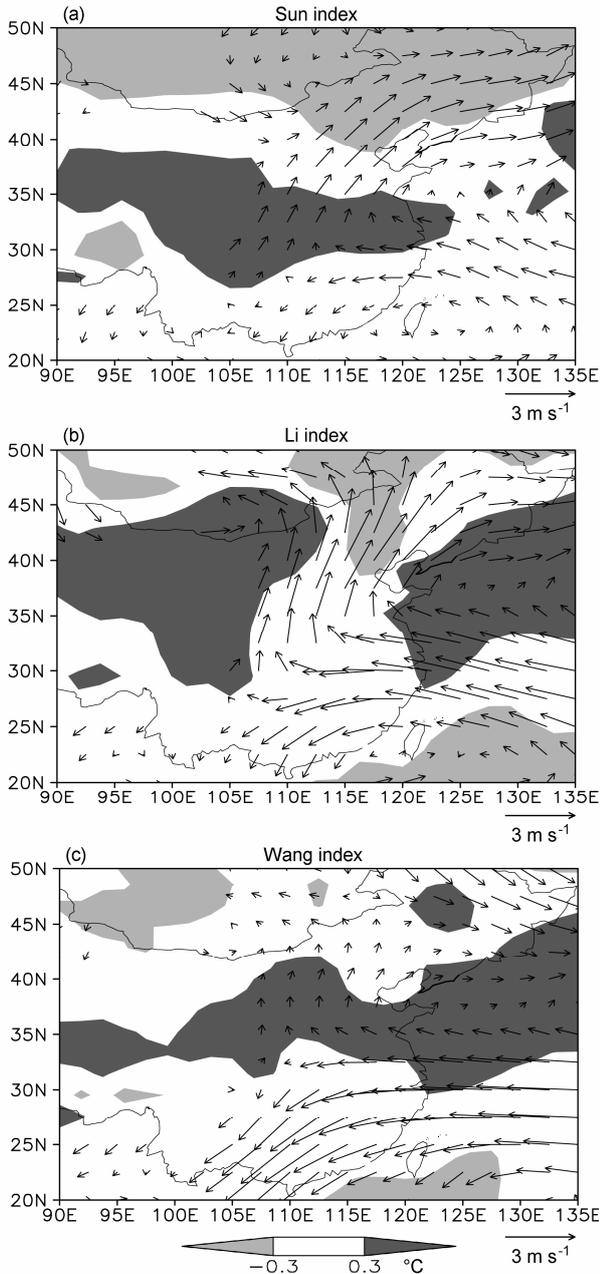


图2 利用三种夏季风指数计算的表面温度场(阴影)和850 hPa风场(箭头)的强夏季风年合成与弱夏季风年合成差值:(a) Sun 指数;(b) Li 指数;(c) Wang 指数。深色阴影大于0.3°C,浅色阴影小于-0.3°C,风场单位: m s<sup>-1</sup>

Fig. 2 Differences of 850-hPa wind and surface temperature between strong summer monsoon years and weak monsoon years based on: (a) Sun index; (b) Li index; (c) Wang index. Dark shaded areas: more than 0.3°C, light shaded areas: less than -0.3°C; wind units: m s<sup>-1</sup>

中高纬地区温差异常在不同时间段对季风环流的作用明显不同,因此我们分析海陆表面温度季节增温的逐候差异,来讨论与东亚夏季风强度的关系。首先将东亚夏季风强、弱年各候的表面温度合成并

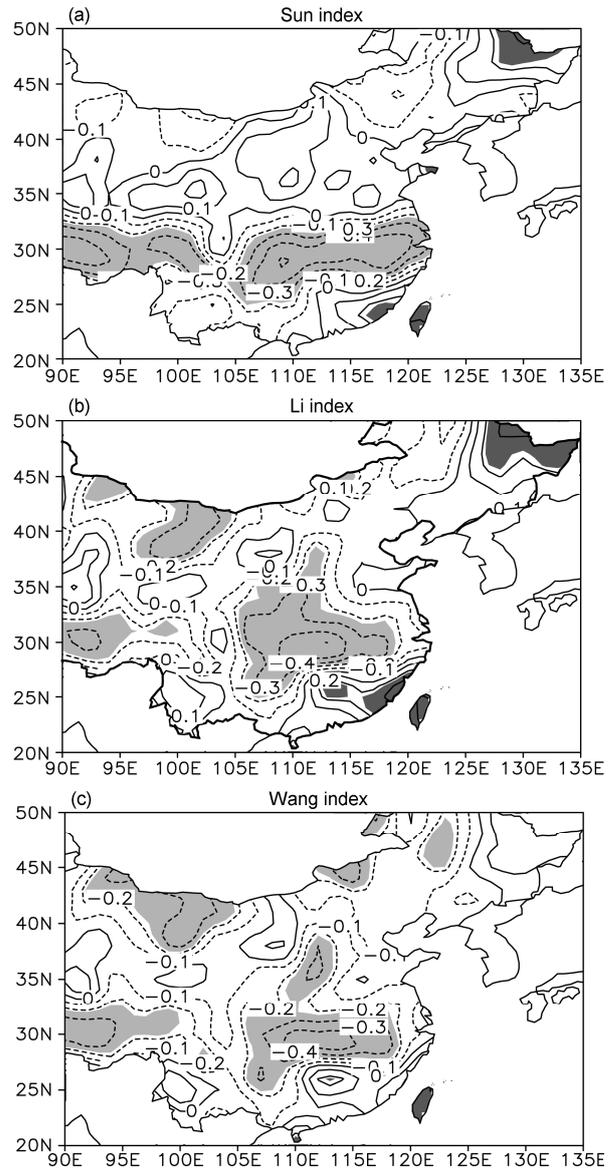


图3 (a) Sun 指数、(b) Li 指数和 (c) Wang 指数分别与夏季降水的相关图。阴影通过了90%的信度检验;深色阴影为正相关,浅色阴影为负相关

Fig. 3 Correlation between summer precipitation and (a) Sun index, (b) Li index, and (c) Wang index. Shaded areas pass the Student's *t*-test at the 90% confidence level; dark areas: positive correlation; light areas: denote negative correlation

相减,得到地表温度和海表温度强、弱年各候之差,利用 EOF 方法对其进行分解,第一、二特征向量的总方差分别为 23%和 16% (图4)。由图 4a 可以看出,东亚中纬度大陆地区为正的大值区,低纬度海洋上为负的大值区,强、弱年海陆热力变化的差异十分明显。在 28 候以前(冬、春)时间系数为负的,这一时期的强、弱年表面温差发现,中纬度大

陆地区强年冷、弱年暖, 而低纬度和海洋是强年暖、弱年冷, 其中部分表明强年的情况存在强冬季风的信号, 而弱年存在弱冬季风的信号。在 28 候以后时间系数为正的, 中纬度大陆地区强年地表温度明显偏高, 而低纬度海洋和西太平洋上海表温度强年偏低。以上的分析和海陆热力指数的年际变化是一致的, 强年在夏季中纬度大陆为高温距平, 高纬度大陆和海洋为低温距平, 海陆热力差异大, 弱年反之。但是 EOF 的第一模态更加揭示出强年冬、春在大陆上是低温距平, 海洋是高温距平, 弱年反之。由于在春季到夏季是大陆和海洋都是温度升高的, 所以我们可以把此过程理解为在 24~30 候大陆升温快, 海洋升温慢, 东亚夏季风为强年, 而在 24~30 候大陆升温慢, 海洋升温快, 东亚夏季风为弱年。那么海洋升温快慢, 主要由海洋自身的海洋动力过程造成的。而大陆升温快慢, 除了外强迫的贡献之外, 与土壤湿度、次表层土壤温度有着

密切联系, 特别是东亚 40°N 以北地区这一特点尤为显著 (张井勇和吴凌云, 2014)。

虽然图 4a、c 可以表现出强、弱季风年的增温特点, 但是并不能清晰地体现季节转换在季风强弱年中的作用, 因此将 EOF1 的空间模态分别投影到逐候的强年、弱年、正常年资料中, 可以得到此空间模态在不同时间出现的比重情况, 以便讨论强、弱年在具体时间点的差异。从图 5a 可以发现, 对于正常年而言, 在 3~5 月期间 (13~30 候), 系数由绝对值较小的负数变为绝对值更大的负数, 说明在春季到夏季的季节转变过程中, 由于青藏高原以西的热力作用和印度洋与西太平洋的热力正异常作用, 有利于夏季风出现。那么对比强、弱年可以发现, 在强年的春季系数 (负数) 的绝对值更大, 说明春季这些地区的正异常确实有利于夏季风增强 (Duan et al., 2011; Huang et al., 2012)。而在 35 候以后, 此系数逐渐由负值变为正值, 出现季风北

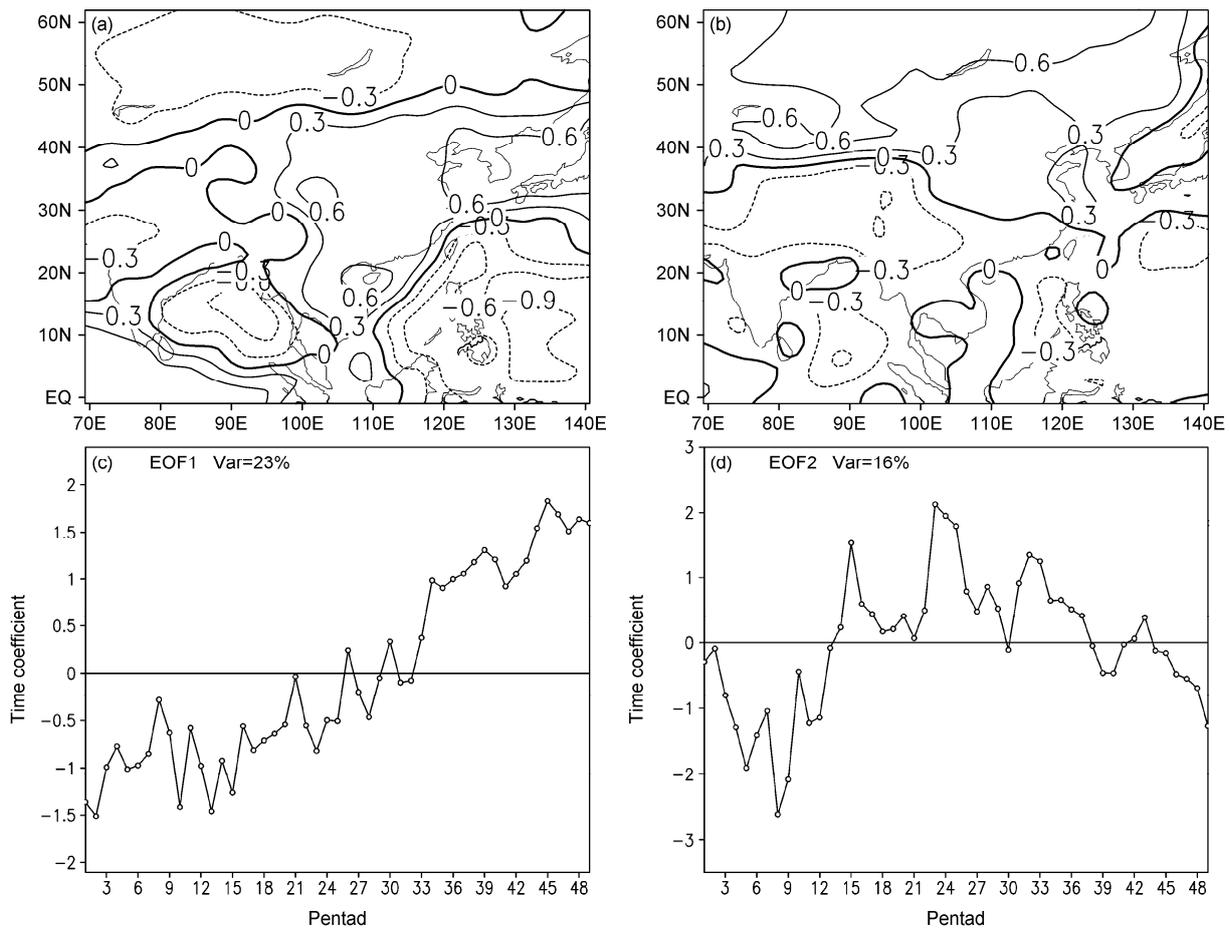


图 4 东亚夏季风强、弱年表面温度之差的 EOF 展开的 (a) 第一空间型及其 (c) 时间系数和 (b) 第二空间型及其 (d) 时间系数

Fig. 4 (a, b) EOF eigenvectors and (c, d) their time series for differences in surface temperature between strong and weak East Asian summer monsoon (EASM) years: (a, c) EOF1; (b, d) EOF2

推、雨带北移、中国东部地区增温较快的情况。值得注意的是，东亚热带夏季风正常年的爆发时间为第 28 候，与此模态表示的第 35 候并不一致，主要是由于此模态所体现出的雨带北移、中国东部地区整体增温较快的时间点，因此与很多因素综合作用所表现出的实际夏季风爆发时间点并不一致。在图 5a 中，强年对应季风爆发时间为第 32 候，弱年为第 38 候，强年表现为较早的季节转换的特点，因此季风北推的程度也最大。如果不考虑 3~4 月份的热力作用，只考虑季节转换程度早晚的特点，并考虑到此模态对应的季风爆发时间一般都在 30 候以后，那么可以使用此系数夏季（30~48 候）平均值减去 5 月（25~30 候）平均值的 1/3 倍，如果此数值越大，说明陆地增温越快，海温增温越慢，春季到夏季的季节转换幅度越大（25~48 候），其中强年为 -0.022、正常年为 -0.034、弱年为 -0.047，既可以反映出季节转换的早晚，也可以反映出季节转换后东亚夏季风的强度。

图 4b、d 给出了第二空间型及其相应的时间系数。与第一特征向量时间系数变化不同，在 14~36 候（春分到夏至）大致 3 个月的时间内时间系数为正值，对应此时的空间模态可以发现，35°N 纬线以北的区域都为正，而在 35°N 纬线以南大部分区域都为负。以上说明在北半球快速升温的这 3 个月内，由太阳辐射引起的高中纬（35°N 以北）和中低纬（35°N 以南）增温不均匀性，会影响夏季风的强弱。此模态的物理机制有利于在 24~30 候夏季风强年

在中国东南地区出现负的温度异常，而到了 32 候以后，又会有利于中国东南地区快速升温。同样的，将 EOF2 的空间模态分别投影到逐候的强年、弱年、正常年资料中，如图 5b 可以发现，在春分（14 候）以后，投影系数由负极最大值逐渐向正值方向转变，说明从中、低纬度比中、高纬度温度高且差异大变为中、低纬度比中、高纬度温度差异逐渐减小的过程，或者可以认为是中、高纬度在春分到 7 月（40 候左右）是增温较快的阶段，而这个物理过程有利于季风的出现。对比强、弱年可以更好地发现这一特征，在春分到夏至（14~36 候）强年比弱年投影系数较大，说明这一物理过程确实有利于东亚夏季风的增强。

综合两个模态都可以发现，夏季风增强还伴随有 24~30 候 40°N 纬线以北区域的正异常，这一现象确实有利于夏季风的爆发（Liu et al., 2009）。以上分析表明，如果东亚中、高纬度在春季为暖异常，并且中纬度大陆在春季到夏季的转换过程中，表面温度有较快的升温率，而低纬度海洋和西太平洋海表温度有较慢的升温的话，海陆热力差异就大，季节转换提前，东亚夏季风强度可能就强。反之，海陆热力差异就小，季节转换滞后，东亚夏季风强度可能就弱。

为了进一步验证夏季风强弱与东亚表面温度热力状况的关系，我们使用 505 个台站的地表气温资料，通过求得东亚夏季风强、弱年表面温度之差的逐候资料，做 EOF 展开，得到空间分布图 6a、b

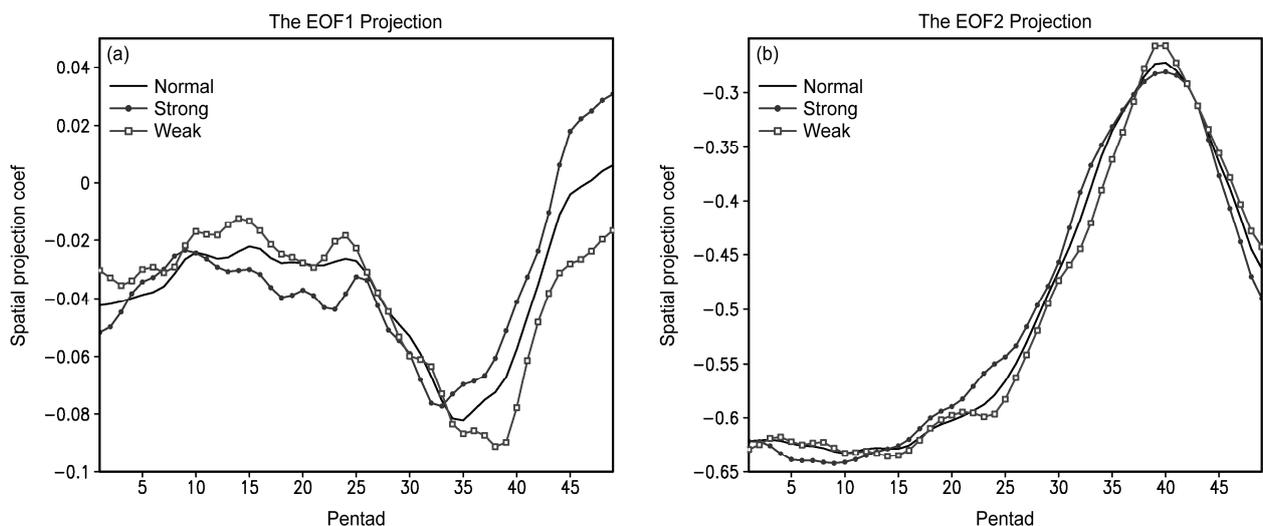


图 5 利用东亚夏季风强、弱年表面温度之差的 EOF 空间模态对逐候的表面温度场做空间投影：(a) EOF1 投影；(b) EOF2 投影

Fig. 5 Spatial projection of the surface temperature of the pentad field based on EOF modal differences of surface temperature between strong and weak EASM years: (a) EOF1; (b) EOF2

(其中时间系数图略)。第一空间型方差为 43.3% (图 6a), 在中国东部地区为正的的大值区, 与图 4a 类似, 说明此地区的增温确实是东亚夏季风增强的显著信号。在 45°N 以北地区才出现负值区域, 说明在此模态里中、高纬度温度变化并不是重要的信号。第二空间型方差为 17.9% (图 6b), 35°N 以北地区为正的的大值区, 并且越到高纬度此数值越大, 中高纬的温度变化是此模态的显著信号, 35°N 以南为负的绝对值大值区, 整体与图 4c 类似。以上说明 NCEP/NCAR 资料与站点数据结果基本一致, 表明东亚夏季海陆表面热力差异对东亚夏季风强度影响主要存在两个重要的物理过程, 中国东部与海洋的热力差异, 以及中、高纬地区与中、低纬地区的热力差异。

通过图 4 至图 6 的讨论我们发现, 这两种物理过程的前期变化, 有利于产生陆地的快速增温或者海洋的增温, 从而影响东亚夏季风的强度。为了进一步验证这个假设条件, 我们使用中国站点资料的东亚夏季风强、弱年表面温度之差做 EOF 展开的前两个模态 (图 6), 利用其前两个模态与其时间系数叠加计算 5 月份 (25~30 候) 地表温度 (图 7a), 然后对比站点资料的东亚夏季风强、弱年 5 月地表温度差异图 (图 7b), 可以发现前两个模态 (这两种物理过程共同作用), 就可以导致中国东部地区地表温度较低, 有利于春季到夏季的转换过程, 为陆地的急速增温提供前期条件。在季节转换的过程中, 海陆增温的快慢其实是更为具体的局地热力状况的宏观表现。如图 8 所示, 在强年的 5 月上半月

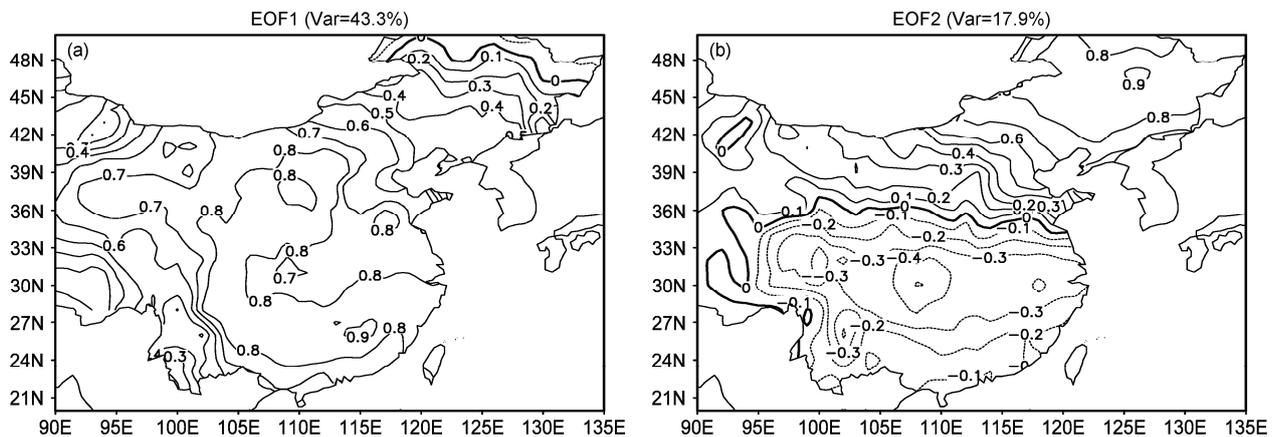


图 6 中国站点资料的东亚夏季风强、弱年表面温度之差的 EOF 展开: (a) 第一空间型; (b) 第二空间型

Fig. 6 EOF analysis of the surface temperature differences between strong and weak summer monsoon years in Chinese station data: (a) First mode; (b) second mode

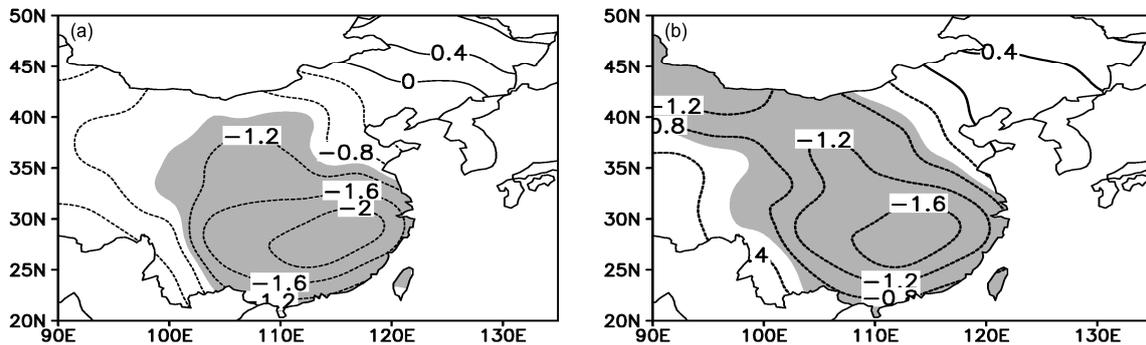


图 7 (a) 用中国站点资料的东亚夏季风强、弱年表面温度之差做 EOF 展开, 使用第一、第二模态与其时间系数叠加计算 5 月份 (25~30 候) 平均地表温度 (阴影区域值小于 -1 K); (b) 中国站点资料的 5 月份平均的东亚夏季风强年合成减去弱年合成的地表温度 (单位: K, 阴影区域为通过 90% 信度检验)

Fig. 7 (a) With the first and second EOF modes and time series of EOF analysis of the surface temperature differences between strong and weak monsoon years, the surface temperature differences are calculated in May (pentads 25~30) in Chinese station data, shaded areas: less than -1 K. (b) Differences of average May surface temperature between strong and weak summer monsoon years (units: K) from station data, shaded areas pass the Student's *t*-test at the 90% confidence level

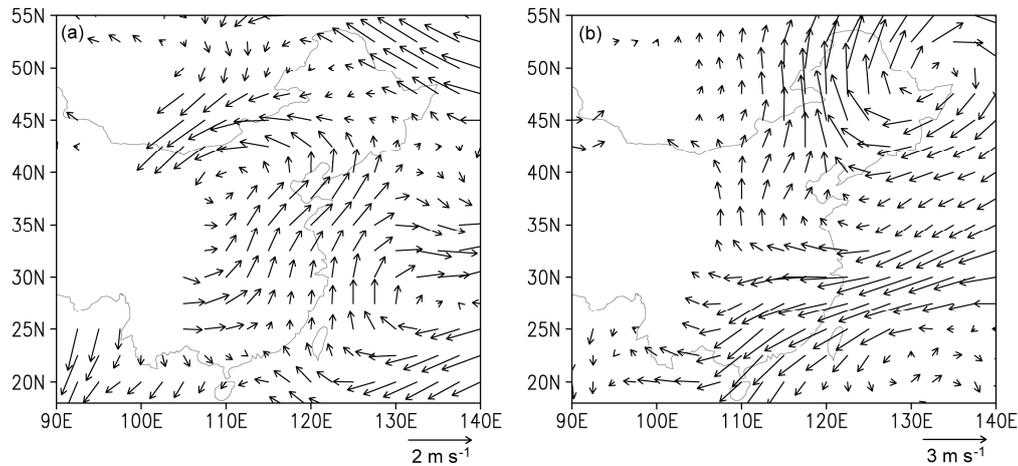


图 8 东亚夏季风 Sun 指数 850 hPa 上风场的强年合成与弱年合成差值: (a) 25~27 候平均 (5 月上半月); (b) 28~30 候平均 (5 月下半月)

Fig. 8 850 hPa wind difference between strong and weak monsoon years in May with EASM Sun index averaged over: (a) Pentads 25~27 (the first half of May); (b) pentads 28~30 (the latter half of May)

中国东部就已经出现了异常的气旋性环流, 到了 5 月下半月伴随副高进一步西伸, 此异常的气旋性环流出现向北移动的情况, 这与 Huang 等 (2012) 提出强年对应季风爆发时间较早, EAP 型 (East Asia/Pacific pattern) (Huang, 2004) 位置对应靠北有关。季节转换提前, 因此雨带会较早的出现, 5 月中国东部地面表面温度偏低。综合以上讨论可以发现, 从宏观的角度出发, 5 月份的海陆热力状况与夏季风强、弱的关系密切, 是不可忽视的重要影响因素。

### 3.3 东亚夏季风强度指数的修正

虽然孙秀荣等 (2002) 定义的海陆热力差指数, 可以很好地反映出东亚夏季风的异常变化特征, 但是对比以上的分析我们可以发现这个指数, 并不能反映出大陆和海洋升温的作用, 仅能单一的表明大陆和海洋的热力差异。为了更能说明春季到夏季的转换作用, 大陆和海洋升温速率的不同, 有必要对此指数进行改进。通过图 5a 可以发现 EOF1 对应的模态, 春季向夏季转换过程越快, 海洋增温越慢, 大陆升温越快, 季风爆发时间越早, 季风强度越强。因此, 用夏季的海陆热力差指数减去 5 月的海陆热力差指数, 作为修正后的海陆热力差指数:

$$I_{LSTD}(\text{New}) = I_{LSTD}(\text{June}) + I_{LSTD}(\text{July}) + I_{LSTD}(\text{August}) - I_{LSTD}(\text{May}),$$

修正后的指数既可以更好地体现出强、弱年季节转换的早晚, 又可以反映出海陆增温的差异、夏季风的强弱程度。此指数也可以理解为大陆在 5 月到夏

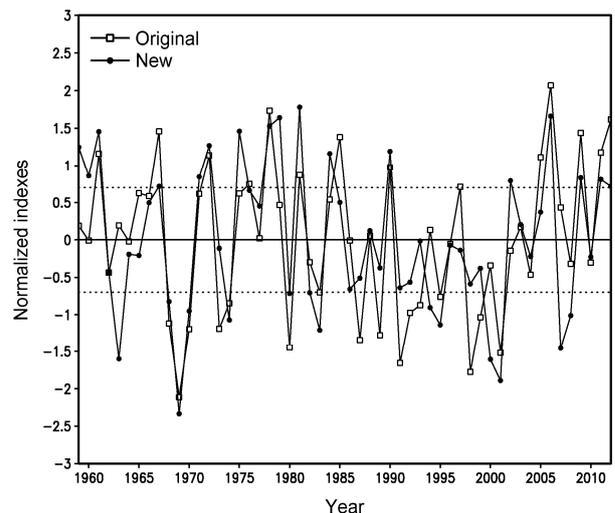


图 9 1959~2012 年, 标准化的东亚夏季风 Sun 指数与修正后指数时间演变

Fig. 9 Temporal evolution of normalized EASM Sun index ("Original") and normalized corrected index ("New") during 1959~2012

季升温率与海洋在此期间的升温率的差值, 指数大的时候说明大陆升温快于海洋, 指数小的时候说明大陆升温慢于海洋。结合图 7、图 8 的讨论, 5 月份已经出现了雨带的北移, 因此地面温度偏低, 而到了夏季雨带继续北移, 副高控制中国东部更多的地区, 因此地面温度较暖, 可见此指数还表述了东亚夏季风推进速度快慢的程度。

图 9 为原指数与修正后指数随时间的演变图, 两者相关系数为 0.72, 两者整体非常相似, 差异较大的时间段主要集中在 1990 前后, 可能与东亚降

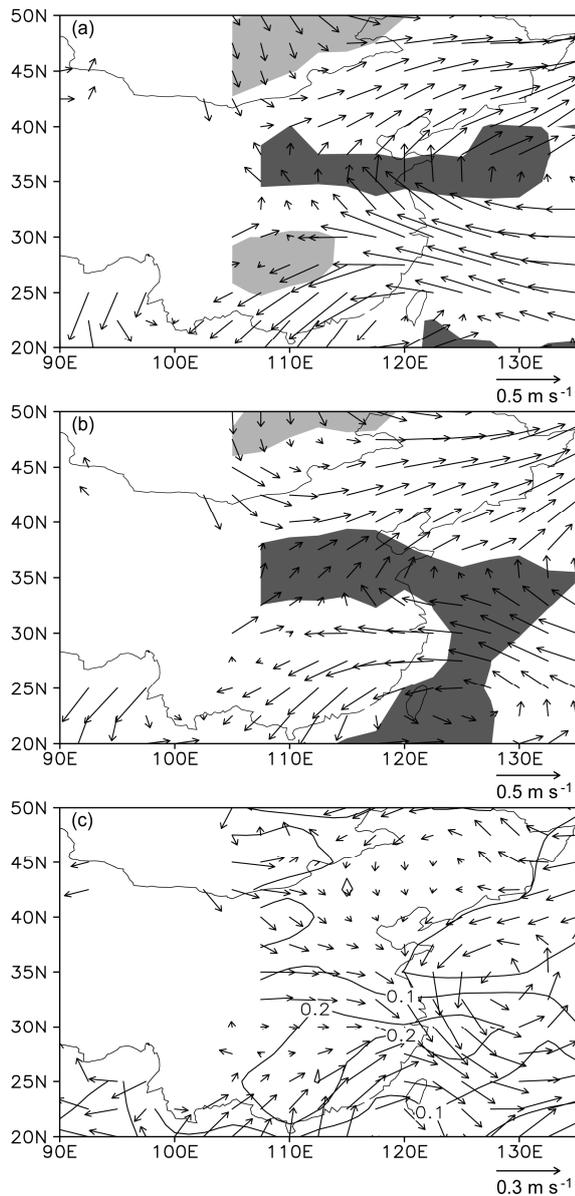


图 10 东亚夏季风指数 (a) 原指数、(b) 修正后指数分别与 850 hPa 风场 (箭头)、大气降水量的相关系数 (阴影)。阴影通过 90% 的信度检验；深色阴影为正相关，浅色阴影为负相关。(c) 修正后指数减去原指数与 850 hPa 风场 (箭头)、大气降水量的相关系数

Fig. 10 The correlation coefficients between East Asian summer monsoon indexes [(a) Original index, (b) corrected index, and (c) difference between the original and corrected indexes] and 850-hPa wind, precipitable water. Shaded areas pass the Student's *t*-test at the 90% confidence level; dark areas denote positive correlation, light areas denote negative correlation

水的年代际变化有关。然后对比原指数与修正后指数分别与东亚夏季风变化的关系 (图 10)，原指数和修正后指数都可以表述出东亚夏季风强，中国北方大气可降水量多，南方大气可降水量少。从 850

hPa 风场来看，夏季风强年西北太平洋有非常强的异常输送水汽到中国北方地区，而在华南地区的西南风并没有很强，这与江志红等 (2013) 发现相同，长江流域梅雨降水较少年 (夏季风强)，西北太平洋的水汽输送会增加，而西南气流水汽输送没有明显增加。对比图 10a、b 可以发现，修正后指数与西北太平洋上的水汽相关更好，特别是与华北到东北大气可降水量相关系数很大 (图 10b 比图 10a 阴影区明显增大)，说明它可以更好地描述北方水汽的变化情况。从风场角度而言，修正后指数可以较好的描述华北地区 (33°~39°N) 低空急流的变化，以及相对比原指数与风场的关系，在西北太平洋上存在一个异常气旋 (图 11c)，也是有利于更好地描述夏季风强年西北太平洋向中国北方地区的水汽输送。

图 11 是原指数和新指数分别与 500 hPa 高度场的相关图，我们可以发现，在中国东部地区是正的相关大值区，45°N 以北和 25°N 为负相关的大值区，说明在强季风年鄂霍茨克海高压较弱，减弱了中、高纬经向环流，使西太平洋副热带高压位置偏北，强度偏弱，西风带北推，有利于夏季风的向北推进和加强，造成雨带位置偏北，从而使华北地区降水偏多。对比原指数与修正后指数与高度场的相关差异 (图 11c)，可以发现修正后指数描述的西太平洋副高会略强一点，鄂霍茨克海高压会略弱一些，更好地说明雨带北推的原因，特别是在中国 35°N 纬度线地区是图 11c 中正、负相关过渡带，即为高度场相关系数梯度最大的区域 (图 11b)。因此在图 10c 中，修正后指数才能更多地描绘出华北地区低空急流异常强的情况，更加全面的体现东亚夏季风对整个中国区域的影响。

对流层厚度随纬度升高而降低，夏季中纬度增暖快，减少了中纬度与低纬度的对流层厚度的差异，因此夏季风会北推，而中国东部陆地增温快与西北太平洋增温慢的海陆热力差异，也会进一步增强季风的推进，但是由于北方冷空气活动的影响，季风区在 40°N 左右存在非常大的热力梯度的差异，即高、低空急流的位置 (董丽娜和张福颖, 2013)。图 12 中，通过计算原指数与修正后指数分别与对流层上层厚度 (200 hPa 与 500 hPa 高度场之差)、对流层下层厚度 (500 hPa 与 850 hPa 高度场之差) 的相关系数，进行诊断分析。发现虽然原指数比修正后指数在对流层高层，东西方向的热

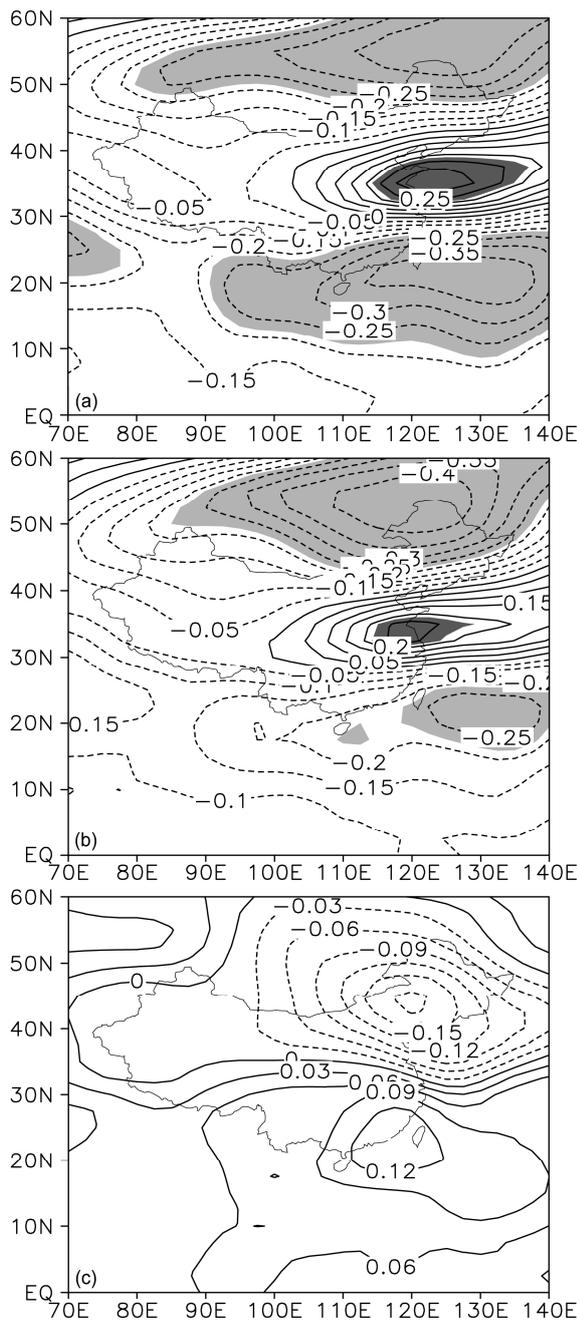


图 11 东亚夏季风 (a) 原指数、(b) 修正后指数、(c) 修正后指数减去原指数与 500 hPa 高度场的相关系数。阴影通过 90% 的信度检验；深色阴影为正相关，浅色阴影为负相关

Fig. 11 The correlation coefficients between EASM indexes [(a) Original index, (b) corrected index, and (c) difference between the original and corrected indexes] and 500-hPa geopotential height. Shaded areas pass the Student's *t*-test at the 90% confidence level; dark areas denote positive correlation, light areas denote negative correlation

力差异描述略有优势，即中国东部与西北太平洋上空的热力差异 (图 12a)，这与孙颖和丁一汇 (2011) 的结论也较为一致，但是修正后的指数对整体东亚

区域的增暖有更好的描述 (图 12b)。而在对流层低层 (图 12c、d)，对于中低纬度与中高纬度，即 40°N 南、北的热力对比，原指数只能表现出季风区的热带与副热带间的热力梯度，而修正后的指数可以更好地描述副热带与高纬度间的热力梯度，同时保留了热带与副热带间热力梯度的描述，因此新指数体现东亚夏季风更为整体的特征。

图 13a、b 分别给出了 1959~2012 年  $I_{LSTD}$  和  $I_{LSTD}$  (修正) 与同期中国降水的相关分布图，由图 13a 可以看出华南与东南沿海为正相关区，长江流域一带为负相关区，相关中心极大值为 0.4，超过了 95% 的信度检验，河套、华北地区也是正相关区，但是没能通过信度检验。相关系数在中国东部季风区自南向北呈“+ - +”分布，表明夏季风强的年份，河套、华北、华南降水会偏多，而长江流域容易发生干旱。这可能是由于夏季风特别强时，造成中国大陆夏季降水的副热带雨区北推，停留在华北地区，长江流域受单一夏季风气流控制所导致。而华南地区则受热带辐合带影响降水偏多，弱夏季风年情况相反。

东亚夏季风区是包括从华南一直延伸到东北地区，而季风指数是否能反映出整体季风的强弱程度，主要衡量指标之一就是要很好地刻画季风区整体的降水分别情况。修正后指数，由图 13b 可以看出，基本形式和图 13a 基本相似，河套、华北地区也是正相关区，且大部分地区能通过信度检验。由于修正后指数比原指数可以较好地反映西北太平洋副高强度的变化，更好地描述了在对流层低层的季风区中高纬度的热力差异，以及华北地区低空急流的强弱，所以修正后指数更好地描述了东亚夏季风强热带雨区北推，东亚夏季风弱雨区偏南这一重要特征。

#### 4 结论与讨论

本文利用 EOF 的方法分析了东亚夏季风强、弱年地表温度和海表温度时空变化的差异，揭示出大陆和海洋的表面温度异常对大气环流影响的区域和时间段。提出了两种物理过程的共同作用，会引发海陆不同的增温率，虽然这些现象是局地热力状况的宏观表现，但是正是这些因素才是导致东亚夏季风强弱的原因。从 5 月份的海陆热力特征出发，探讨海陆不同的增温率与东亚夏季风强度关系，然后提出了修正后的季风指数，并讨论了修正后指数

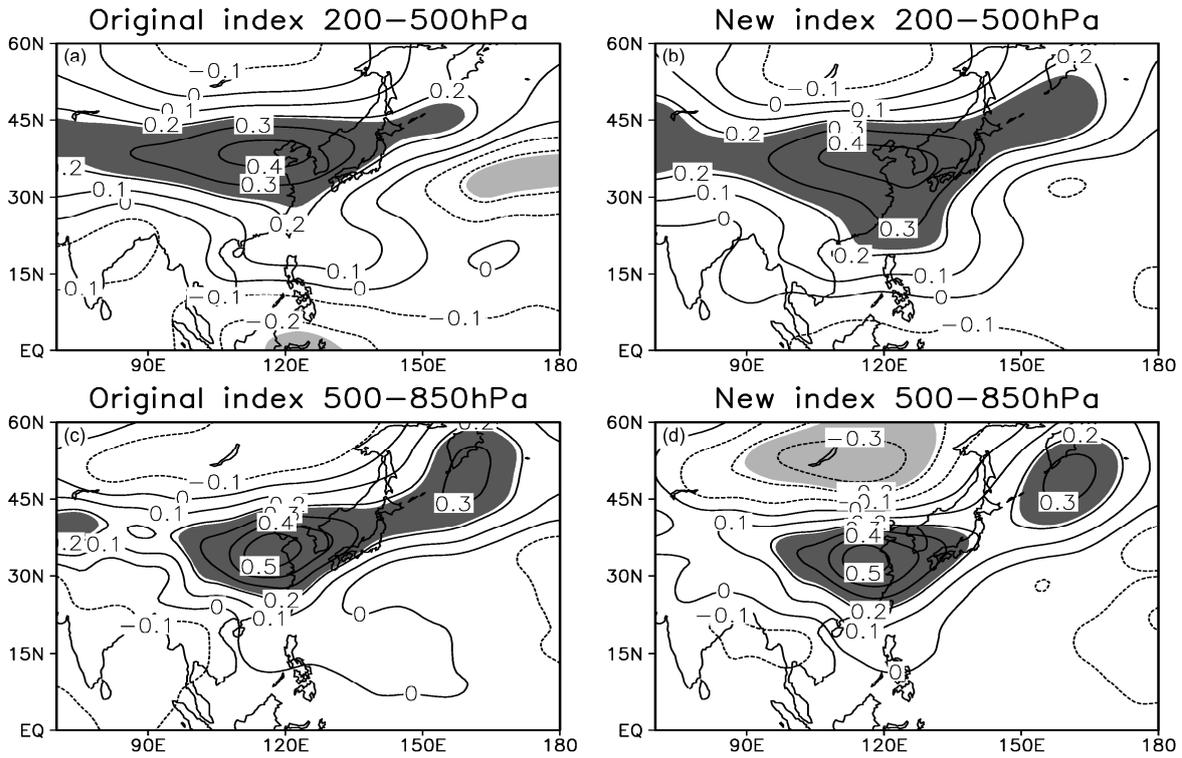


图 12 对流层上层厚度 (200 hPa 与 500 hPa 高度场之差) 与东亚夏季风 (a) 原指数、(b) 修正后指数的相关关系; (c)、(d) 同 (a)、(b), 但为对流层下层厚度 (500 hPa 与 850 hPa 高度场之差)。阴影通过 90% 的信度检验; 深色阴影为正相关, 浅色阴影为负相关

Fig. 12 The correlation coefficients between East Asian summer monsoon indexes [(a) Original index, (b) corrected index] and troposphere thickness (the difference between 200-hPa and 500-hPa geopotential height). (c), (d) same as (a), (b), but for troposphere thickness (the difference between 500-hPa and 850-hPa geopotential height). Shaded areas pass the Student's *t*-test at the 90% confidence level; dark areas denote positive correlation, light areas denote negative correlation

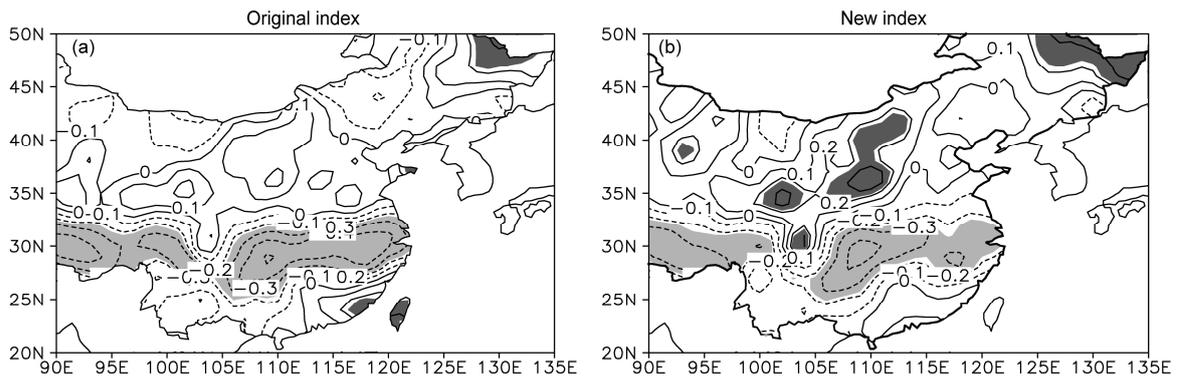


图 13 东亚夏季风 (a) 原指数、(b) 修正后指数与同期中国降水的相关分布。阴影区表示相关系数通过 90% 信度检验, 深色阴影为正相关, 浅色阴影为负相关

Fig. 13 The correlation distribution between the EASM [(a) original index and (b) corrected index] and rainfall in China. Shaded areas pass the Student's *t*-test at the 90% confidence level; dark areas denote positive correlation, light areas denote negative correlation

的优势所在, 得到如下结论:

(1) 利用 EOF 的方法分析了东亚夏季风强、弱年地表温度和海表温度时空变化的差异, 发现在春季到夏季的过程中, 地表温度有较快的升温率, 而

低纬度海洋和西太平洋海表温度有较慢的升温的话, 海陆热力差异就增大, 季节转换提前, 东亚夏季风强度就强, 反之, 海陆热力差异就小, 季节转换滞后, 东亚夏季风强度就弱。

(2) 通过考虑 5 月份海陆表面温度的变化, 把从春季到夏季季节转换过程中, 海陆增温速率不一致这一因素, 加入到修正后的海陆热力指数, 那么新指数可以更好地描述对流层低层的季风区中、高纬度的热力差异, 以及夏季风强度与西北太平洋副高与低空急流的关系, 因此修正后指数与中国夏季雨带的北推关系更为密切。

以上分析都是基于年际尺度的讨论, 并不涉及年代际的变化, 那么通过分析两指数与最强的年际信号 ENSO 关系, 可以发现, 原指数与冬、春季 ENSO 指数有一定的相关, 但是修正后的指数与 ENSO 并没有直接的关系, 因为修正后的指数更多体现了中、高纬度的热力特征, 这可能与陆气相互作用有很密切的联系 (张井勇和吴凌云, 2014), 更进一步的验证需要气候模拟试验的支持。

### 参考文献 (References)

- 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]. Quart. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 24 (5): 521–532.
- 陈隆勋, 邵永宁, 张清芬, 等. 1991. 近四十年我国气候变化的初步分析研究 [J]. 应用气象学报, 2 (2): 164–174. Chen Longxi, Shao Yongning, Zhang Qingfen, et al. 1991. Preliminary analysis of climatic change during the last 39 years in China [J]. Quart. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 2 (2): 164–174.
- 陈文. 2002. El Niño 和 La Niña 事件对东亚冬、夏季风循环的影响 [J]. 大气科学, 26 (5): 595–610. Chen Wen. 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the East Asian winter and summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (5): 595–610.
- 丁一汇, 李崇银, 何金海, 等. 2004. 南海季风试验与东亚夏季风 [J]. 气象学报, 62 (5): 561–586. Ding Yihui, Li Chongyin, He Jinhai, et al. 2004. South China Sea monsoon experiment (SCSMEX) and the East-Asian monsoon [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 62 (5): 561–586.
- 董丽娜, 张福颖. 2013. 瞬变波动力强迫对初夏至盛夏东亚高空西风急流变化的影响 [J]. 大气科学学报, 36 (5): 568–576. Dong Lina, Zhang Fuying. 2013. Effects of transient waves' dynamic forcing on variations of East Asian subtropical westerly jet from early summer to midsummer [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 36 (5): 568–576.
- Duan A M, Li F, Wang M R, et al. 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 24 (21): 5671–5682.
- 郭其蕴. 1983. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析 [J]. 地理学报, 38 (3): 207–216. Guo Qiyun. 1983. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation [J]. Acta Geograph. Sinica (in Chinese), 38 (3): 207–216.
- 何金海, 赵平, 祝从文, 等. 2008. 关于东亚副热带季风若干问题的讨论 [J]. 气象学报, 66 (5): 683–696. He Jinhai, Zhao Ping, Zhu Congwen, et al. 2008. Discussions on the East Asian subtropical monsoon [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66 (5): 683–696.
- 黄荣辉, 陈文. 2002. 关于亚洲季风与 ENSO 循环相互作用研究最近的进展 [J]. 气候与环境研究, 7 (2): 146–159. Huang Ronghui, Chen Wen. 2002. Recent progresses in the research on the interaction between Asian monsoon and ENSO cycle [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (2): 146–159.
- Huang Gang. 2004. An index measuring the interannual variation of the East Asian summer monsoon—The EAP index [J]. Adv. Atmos. Sci., 21 (1): 41–52.
- Huang Ronghui, Zhou Liantong, Chen Wen. 2003. The progresses of recent studies on the variabilities of the East Asian monsoon and their causes [J]. Adv. Atmos. Sci., 20 (1): 55–69.
- Huang Ronghui, Chen Jilong, Wang Lin, et al. 2012. Characteristics, processes and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system [J]. Adv. Atmos. Sci., 29 (5): 910–942.
- 江丽俐, 管兆勇, 卢楚翰, 等. 2009. 东亚夏季风年际变化与 IOD、ENSO 间联系的年代际特征 [J]. 南京气象学院学报, 32 (1): 32–44. Jiang Lili, Guan Zhaoyong, Lu Chuhan, et al. 2009. Interdecadal characters of relationships of the interannual variability of East Asian summer monsoon with IOD and ENSO [J]. J. Nanjing Instit. Meteor. (in Chinese), 32 (1): 32–44.
- 江志红, 任伟, 刘征宇, 等. 2013. 基于拉格朗日方法的江淮梅雨水汽输送特征分析 [J]. 气象学报, 71 (2): 295–304. Jiang Zhihong, Ren Wei, Liu Zhengyu, et al. 2013. Analysis of water vapor transport characteristics during the Meiyu over the Yangtze-Huaihe River valley using the Lagrangian method [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 71 (2): 295–304.
- Li Jianping, Zeng Qingcun. 2002. A unified monsoon index [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (8): 115–115-4.
- 李建平, 任荣彩, 齐义泉, 等. 2013. 亚洲区域海—陆—气相互作用对全球和亚洲气候变化的作用研究进展 [J]. 大气科学, 37 (2): 518–538, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12322. Li Jianping, Ren Rongcai, Qi Yiquan, et al. 2013. Progress in air–land–sea interactions in Asia and their role in global and Asian climate change [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 518–538.
- 刘海文, 周天军, 朱玉祥, 等. 2012. 东亚夏季风自 20 世纪 90 年代初开始恢复增强 [J]. 科学通报, 57 (9): 765–769. Liu Haiwen, Zhou Tianjun, Zhu Yuxiang, et al. 2012. The strengthening East Asia summer monsoon since the early 1990s [J]. Chinese Sci. Bull., 57 (13): 1553–1558.
- Liu Peng, Qian Yongfu, Huang Anning. 2009. Impacts of land surface and sea surface temperatures on the onset date of South China Sea summer monsoon [J]. Adv. Atmos. Sci., 26 (3): 493–502.
- 钱永甫, 江静, 张艳, 等. 2004. 亚洲热带夏季风的首发地区和机理研究 [J]. 气象学报, 62 (2): 129–139. Qian Yongfu, Jiang Jing, Zhang Yan, et al. 2004. The earliest onset area of the tropical Asian summer monsoon and its mechanisms [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 62 (2): 129–139.
- 容新尧, 张人禾, Li Tim. 2010. 大西洋海温异常在 ENSO 影响印度—东

- 亚夏季风中的作用 [J]. 科学通报, 55 (14): 1397–1408. Rong Xingyao, Zhang Renhe, Li Tim. 2010. Impacts of Atlantic sea surface temperature anomalies on Indo–East Asian summer monsoon ENSO relationship [J]. Chinese Sci. Bull., 55 (22): 2458–2468.
- 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.
- 苏同华, 薛峰. 2010. 东亚夏季风环流和雨带的季节内变化 [J]. 大气科学, 34 (3): 611–628. Su Tonghua, Xue Feng. 2010. The intraseasonal variation of summer monsoon circulation and rainfall in East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (3): 611–628.
- 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 2002. 东亚海陆热力差指数及其与环流和降水的年际变化关系 [J]. 气象学报, 60 (2): 164–172. Sun Xiurong, Chen Longxun, He Jinhai. 2002. Index of land–sea thermal difference and its relation to interannual variation of summer circulation and rainfall over East Asian [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 60 (2): 164–172.
- 孙颖, 丁一汇. 2011. 全球变暖情景下南亚和东亚夏季风变化对海陆增温的不同响应 [J]. 科学通报, 56 (28–29): 2424–2433. Sun Ying, Ding Yihui. 2011. Responses of South and East Asian summer monsoons to different land–sea temperature increases under a warming scenario [J]. Chinese Sci. Bull., 56 (25): 2718–27263, doi:10.1007/s11434-011-4602-0.
- Wang Bin, Fan Zhen. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80 (4): 629–638.
- Wang Bin, Wu Zhiwei, Li Jianping, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 21 (17): 4449–4463.
- 王澄海, 崔洋. 2011. 东亚夏季风建立前青藏高原地气温差变化特征 [J]. 气候与环境研究, 16 (5): 586–596. Wang Chenghai, Cui Yang. 2011. Characteristics of the difference of temperature between surface and atmosphere over the Tibetan Plateau in the early stage of East Asian summer monsoon onset [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16 (5): 586–596.
- Wang Lin, Chen Wen. 2014. An intensity index for the East Asian winter monsoon [J]. J. Climate, 27 (6): 2361–2374.
- 吴国雄, 毛江玉, 段安民, 等. 2004. 青藏高原影响亚洲夏季气候研究的最新进展 [J]. 气象学报, 62 (5): 528–540. Wu Guoxiong, Mao Jiangyu, Duan Anmin, et al. 2004. Recent progress in the study on the impacts of Tibetan Plateau on Asian summer climate [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 62 (5): 528–540.
- Wu Zhiwei, Li Jianping, Jiang Zhihong, et al. 2012. Possible effects of the North Atlantic Oscillation on the strengthening relationship between the East Asian summer monsoon and ENSO [J]. Int. J. Climatol., 32 (5): 794–800, doi:10.1002/joc.2309.
- 杨秋明. 2006. 南印度洋副热带偶极子型海温异常与全球环流和我国降水变化的关系 [J]. 海洋学报, 28 (3): 47–56. Yang Qiuming. 2006. Indian Ocean subtropical dipole and variations of global circulations and rainfall in China [J]. Acta Oceanol. Sinica (in Chinese), 28 (3): 47–56.
- 祝从文, 何敏, 何金海. 1998. 热带环流指数与夏季长江中下游旱涝的年际变化 [J]. 南京气象学院学报, 21 (1): 15–22. Zhu Congwen, He Min, He Jinhai. 1998. Tropical circulation index and its relation to interannual variation of Yangtze flood/drought [J]. J. Nanjing Instit. Meteor. (in Chinese), 21 (1): 15–22.
- 竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量 [J]. 地理学报, 1 (1): 1–27. Zhu Kezhen. 1934. The enigma of southeast monsoon in China [J]. J. Geograph. Sci. (in Chinese), 1 (1): 1–27.
- 张井勇, 吴凌云. 2014. 陆—气相互作用对东亚气候的影响 [M]. 北京: 气象出版社, 138pp. Zhang Jingyong, Wu Lingyun. 2014. Impact of Land–Atmosphere Interactions on Climate over East Asia (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 138pp.
- 左金清, 李维京, 任宏利, 等. 2012. 春季北大西洋涛动与东亚夏季风年际关系的转变及其可能成因分析 [J]. 地球物理学报, 55 (2): 384–395. Zuo Jinqing, Li Weijing, Ren Hongli, et al. 2012. Change of the relationship between spring NAO and East Asian summer monsoon and its possible mechanism [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 55 (2): 384–395.
- Zuo Zhiyan, Zhang Renhe, Zhao Ping. 2011. The relation of vegetation over the Tibetan Plateau to rainfall in China during the boreal summer [J]. Climate Dyn., 36 (5–6): 1207–1219.