

王东阡,王艳姣,崔童,等. 2016. 2015 年夏季气候异常特征及其成因简析. 气象, 42(1):115-121.

2015 年夏季气候异常特征及其成因简析^{*}

王东阡 王艳姣 崔童 李多

国家气候中心,北京 100081

提 要: 2015 年夏季,全国平均降水量 297.6 mm,较常年同期偏少 8.5%,空间分布呈“北少南多”的显著特征,长江中下游及江淮地区降水显著偏多,梅雨雨季持续时间长,雨量偏多。进一步研究表明,2015 年 5 月以来热带印度洋海温一致偏暖模态正位相发展,激发出西升东降的局地异常纬向环流,有利于西太平洋副热带高压强度偏强,位置偏西。加强西伸的西太平洋副热带高压造成我国东南部地区西南低空急流频发,强度偏强。低空急流将来自南海的水汽向江淮等地输送,并激发不稳定能量释放,有利于对流活动的发展和降水的产生,导致梅雨雨季持续时间长,雨量偏多。

关键词: 东亚夏季风, 低空急流, 副热带高压, 印度洋海温一致偏暖

中图分类号: P461 **文献标志码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.01.014

Analysis on Climate Anomalies and Causations in Summer 2015

WANG Dongqian WANG Yanjiao CUI Tong LI Duo

National Climate Centre, Beijing 100081

Abstract: In summer 2015, the mean precipitation over China was 297.6 mm, which is less than normal by 8.5%. The spatial distribution of precipitation anomalies showed the north-less and south-more pattern, and precipitation over the middle and lower reaches of Yangtze River and the Yangtze-Huaihe River Valley was significantly more than normal. The Meiyu rainy season lasted longer with more rainfall than normal. Further study indicated that positive Indian Ocean basin-wide mode (IOBW) has been enhanced since May 2015, triggering a local zonal circulation with upward flow in the west and downward motion in the east. This circulation is favorable for the establishment of a strong and westward Northwest Pacific subtropical high, resulting in high frequency of strong southwest low-level jet in the southeast of China. The low-level jet transported water vapor from the South China Sea to the Yangtze-Huai River Valley and released unstable energy, and such combined condition is useful for the development of convection and the occurrence of precipitation, extending the Meiyu season and increasing the amount of rainfall.

Key words: East Asian summer monsoon, low-level jet, subtropical high, Indian Ocean basin-wide mode (IOBW)

引 言

中国地处欧亚大陆与太平洋之间,受亚澳季风系统影响,气候复杂多变。我国夏季天气气候受多

因子控制,既与东亚夏季风系统中多个成员的相互协同作用有关,又受热带海洋等外强迫因子影响(张庆云等, 1998; 黄荣辉等, 2006; Wu et al, 2013)。多因子之间复杂的相互关系造成夏季旱涝分布等天气气候特征具有明显的年际变化,这种分布异常的

^{*} 国家自然科学基金项目(41205042)、国家重大科学研究计划(2012CB955901)和中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2015Z11)共同资助

2015 年 10 月 23 日收稿; 2015 年 11 月 9 日收修定稿

第一作者: 王东阡,主要从事气候监测诊断工作. Email: wangdq@cma.gov.cn

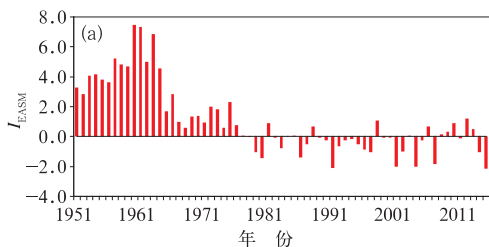
持续维持会进一步导致极端天气气候事件及气象灾害的发生(龚志强等, 2014; 崔童等, 2015; 陈博宇等, 2015; 沈晓琳等, 2015)。例如 1998 年长江全流域的严重洪涝灾害, 2003 和 2007 年淮河流域洪涝灾害等, 均给人民的生产生活造成影响, 带来严重的经济损失(冯明等, 2000; 徐良炎, 2003)。

因此, 详细了解中国夏季气候特征及其变化, 加强夏季重大气候事件的成因诊断分析, 明确大气内部动力过程及前期下垫面外强迫对夏季气候异常事件的可能影响, 具有重要现实意义。本文拟围绕 2015 年夏季中国降水“南多北少”, 梅雨雨季持续时间长、雨量大等气候异常特征, 从东亚夏季风系统各成员及影响东亚夏季风系统的前期海洋外强迫入手, 探讨其可能成因。

1 资料和方法

本文使用的主要资料包括: 国家气象信息中心提供的 1951 年以来中国 2286 站温度资料; 美国气象环境预报中心(NCEP)和美国国家大气研究中心(NCAR)提供的 NCEP/NCAR 再分析数据集(Kalnay et al, 1996); 美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的 ERSST V3 海温数据集(Smith et al, 2008)。本文使用的气候平均值为 1981—2010 年。

为表征东亚夏季风活动特征, 本文还计算标准化东亚夏季风指数(施能等, 1996)和南亚夏季风指数(Webster et al, 1992), 其中:



东亚夏季风指数定义为 10° 、 20° 、 30° 、 40° 和 50°N 5 个纬度带上 160°E 与 110°E 海平面气压差的平均值:

$$I_{\text{EASM}} = \frac{1}{n} \sum_{\text{lat}=10^{\circ}\text{N}}^{50^{\circ}\text{N}} (P_{\text{SL}160^{\circ}\text{E}} - P_{\text{SL}110^{\circ}\text{E}}) \quad (n = 5)$$

南亚夏季风指数定义为 $0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $40^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E}$ 区域平均的纬向风垂直切变:

$$I_{\text{WY}} = (U_{850 \text{ hPa}} - U_{200 \text{ hPa}})(0^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{N}, 40^{\circ} \sim 110^{\circ}\text{E})$$

2 2015 年夏季天气气候特征

2.1 夏季风活动特征

1951—2015 年, 东亚夏季风强度呈现显著减弱趋势, 并表现出年代际波动特征(图 1a)。20 世纪 70 年代中期以前, 夏季风持续偏强, 尤其是在 1965 年以前异常偏强; 20 世纪 70 年代中后期以来, 夏季风在年代际尺度上呈现接近正常略偏弱特征。2015 年, 夏季风强度指数为 -2.16 , 强度显著偏弱。

南亚夏季风总体同样表现出减弱趋势, 且年代际变化特征显著(图 1b)。20 世纪 50 年代至 70 年代末, 南亚夏季风主要表现为偏强特征; 90 年代初以来, 表现为偏弱特征, 尤其是在 2006—2015 年, 南亚夏季风异常偏弱。2015 年南亚夏季风显著偏弱, 强度指数为 -6.73 。

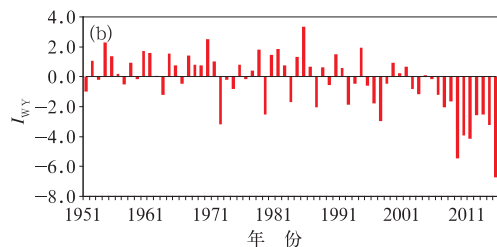


图 1 1951—2011 年 I_{EASM} (a) 和 I_{WY} (b) 的演变

Fig. 1 Variation of standardized East Asian summer monsoon index (I_{EASM}) (a) and Webster-Yang index (I_{WY}) (b)

2.2 中国夏季降水异常特征

2015 年夏季, 全国平均降水量 297.6 mm, 较常年同期(325.2 mm)偏少 8.5%(图 2)。从空间分布看, 受东亚夏季风强度显著偏弱影响, 我国中东大部

地区降水总体呈“北少南多”分布型。华北大部、西北地区东部、黄淮大部、东北地区西南部和西藏中部等地降水偏少 20%~50%, 局部偏少 50%以上; 江淮、江南东北部、贵州东南部、新疆东部和西部部分地区、西藏西部局部等地降水偏多 20% 至 1 倍, 局

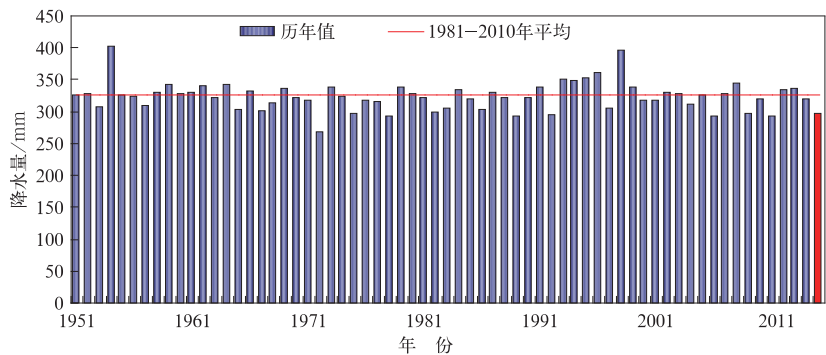


图 2 1951—2015 年夏季全国平均降水量历年变化
Fig. 2 Time series of summer precipitation of China during 1951—2015

部偏多 1 倍以上(图 3)。

中国各地区(江南地区、长江中下游地区和江淮地区)梅雨开始日期早晚不一,但雨量均偏多。江南地区梅雨 5 月 27 日入梅,较常年偏早 12 d,7 月 26 日出梅,较常年偏晚 18 d,梅雨期累计降雨量 676.7 mm,较常年(364.7 mm)偏多 85.4%。长江中下游地区 5 月 26 日入梅,较常年同期偏早 19 d,7 月 27 日出梅,较常年偏晚 14 d,梅雨期累计降雨量 547.0 mm,较常年(281.0 mm)偏多 94.7%。江淮地区梅雨 6 月 24 日入梅,较常年偏晚 3 d,7 月 25 日出梅,较常年偏晚 10 d,梅雨期累计降雨量 387.6 mm,较常年(264.4 mm)偏多 46.6%。

夏季,北方地区降水显著偏少,华北地区(京、津、冀、晋和内蒙古)平均降水量为 213.4 mm,较常年同期(285.1 mm)偏少 25.1%,为 2000 年以来最

少(图 4)。降水偏少导致华北、西北东部及内蒙古中部出现阶段性气象干旱。

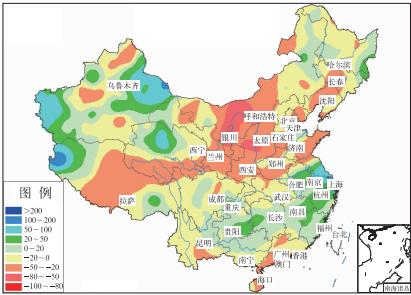


图 3 2015 年夏季(6 月 1 日至 8 月 31 日,下同)全国降水量距平百分率分布(单位:%)
Fig. 3 Distribution of precipitation anomaly percentages of China in summer (from 1 June to 31 August 2015, unit:%)

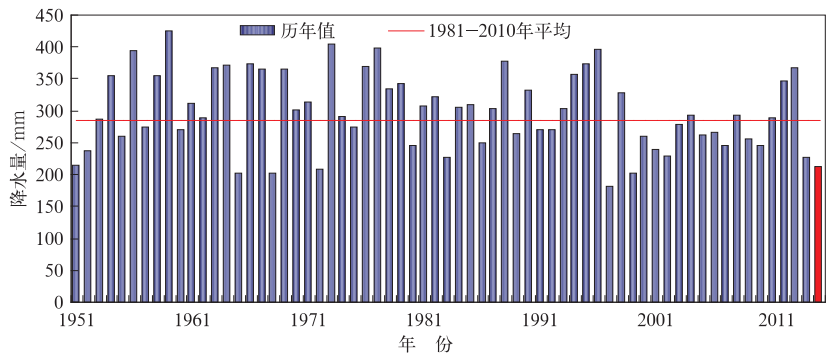


图 4 1951—2015 年夏季华北地区平均降水量历年变化
Fig. 4 Time series of summer precipitation of North China during 1951—2015

2.3 中国夏季气温异常特征

2015 年夏季,全国平均气温 21.2℃,较常年同期(20.9℃)偏高 0.3℃(图 5)。从空间分布看,全国

大部地区气温接近常年同期或偏高,其中新疆北部和西南部局部、内蒙古东部局部和黑龙江北部局部等地气温偏高 1~2℃;而安徽南部局部气温偏低 1~2℃(图 6)。

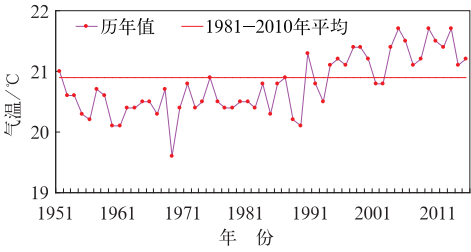


图 5 1961—2015 年夏季全国平均气温历年变化

Fig. 5 Time series of summer average temperature of China during 1961–2015

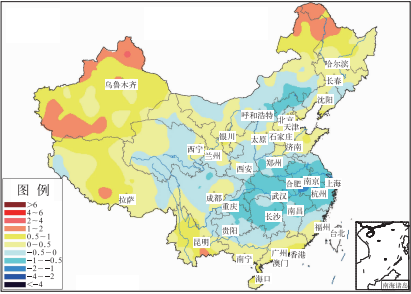


图 6 2015 年夏季平均全国气温距平分布(单位: °C)

Fig. 6 Distribution of temperature anomalies of China in summer 2015(unit: °C)

2.4 中国夏季极端事件特征

2015 年夏季,我国主要出现了极端日降水量、极端高温和极端连续高温事件。全国共有 157 站出现极端日降水量事件,主要分布于江淮、江南、西南地区东部等地,其中福建福州(244.4 mm)、贵州长顺(247.8 mm)和江苏常州(243.6 mm)等 24 站日降水量达到或突破历史极值(图 7)。

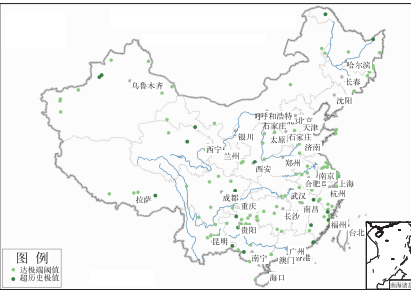


图 7 2015 年夏季全国极端日降水量事件站点分布

Fig. 7 Distribution of extreme daily precipitation (DP) over China in summer 2015

季内,新疆、云南等地极端高温事件频现。夏

季,新疆、西南地区和华北等地共 228 站发生极端高温事件,其中新疆蔡家湖(44.4°C)、云南云龙(35.9°C)等 55 站日最高气温突破历史极值(图 8)。同期,全国共有 212 站发生极端连续高温事件,主要分布在新疆、西北地区东部及东部沿海等地区,其中新疆若羌(30 d)和民丰(20 d)等 74 站连续高温日数突破历史极值(图 9)。

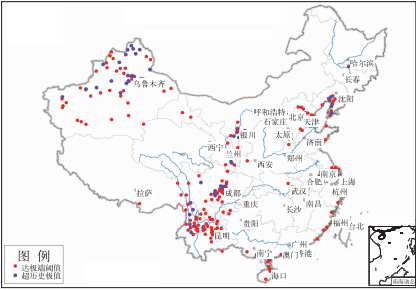


图 8 2015 年夏季全国极端高温事件站点分布

Fig. 8 Distribution of extreme high temperature (HT) over China in summer 2015

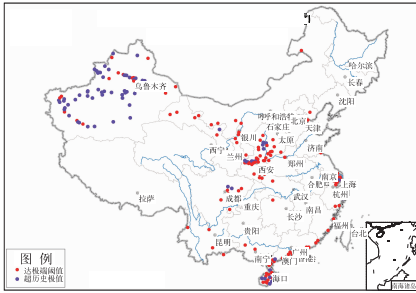


图 9 2015 年夏季全国极端连续高温事件站点分布

Fig. 9 Distribution of extreme consecutive high temperature days (CHTD) over China in summer 2015

3 梅雨雨季降水偏多成因分析

2015 年夏季气候异常最显著的特征为长江中下游至江淮地区降水偏多,梅雨雨季雨期长、雨量多,降水偏多的地区总体表现为气温偏低。下文将围绕梅雨雨期长、雨量多这一特征,从大气内部过程及下垫面外强迫两个方面作简要的分析。

3.1 西南低空急流偏强

中国东部地区的西南低空急流是东亚季风环流

系统的重要组成部分,是影响降水最直接的因子之一,低空急流在暴雨的形成过程中起到了输送暖湿空气,促进不稳定能量释放并激发对流产生等关键作用(孙淑清等,1980;Tao,1989;Zhou et al, 2002; 2009;夏茹娣等,2006;Jiang et al,2008;Chen et al, 2010)。Wang 等(2013)研究发现,我国夏季降水的分布与低空急流有直接关系。无急流发生时降水主要分布在东南沿海,降水分布较均匀,没有明显的大值中心;在有急流发生时,降水主要分布在江淮流域,略呈带状分布。图 10 给出西南低空急流发生频次及其距平分布。参照 Stensrud(1996)的研究,图 10 对西南低空急流定义为:在 850 hPa 高度风速大于 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,并且风向角在 $180^\circ \sim 270^\circ$ (西南风)。分析发现,2015 年夏季西南低空急流发生频次显著高于常年同期,大值中心位于我国华南东部地区,频次较常年同期偏多近 1 倍,位置较常年同期略偏南。作为水汽输送“管道”,频次偏多的低空急流有利于将水汽向内陆地区输送,进而有利于急流出口区左前侧,即长江中下游至江淮地区降水偏多;而急流位置的偏南限制了水汽进一步向北方地区输送,不利于黄淮及华北地区降水偏多。同时,急流轴左侧气旋切变造成水汽辐合和上升运动,并激发不稳定能量释放,有利于对流活动的发展和降水的产生。2015 年夏季西南低空急流异常频繁的发生,是造成长江中下游至江淮地区降水偏多,梅雨雨期长、雨量

地转风及非地转风的增强均可能导致低空急流的发生或增强。地转风的强度取决于气压梯度,当西太副高强度加强时,有利于中国东部地区气压梯度的增强,进而加强地转风;地转偏差取决于风场非定常性、风速在流动方向上的非均匀性、流线弯曲和大气斜压性,即非地转风的变化主要是由局地变压、水平风场涡度、垂直运动和温度梯度的变化产生。研究表明,西太副高强度和位置的变化、青藏高原大地形加热效应是造成中国东部地区非地转风强度变化的主要原因(王东阡等,2012)。2015 年夏季,西太副高较常年同期显著偏强,脊点西伸,脊线位置较常年同期略偏南(图 11)。西太副高的偏强、偏西导致中国东南部地区地转风加强,而副高位置整体偏南,造成局地变压大值区位置较常年同期偏南,有利于华南地区非地转风的增强,两者共同作用,造成 2015 年夏季西南低空急流在华南东部地区频繁发生,强度偏强。此外,在 500 hPa 高度场上,我国中东大部地区主要受高空槽控制,冷空气活动相对活跃。冷空气与低空急流输送的暖湿气流在我国长江中下游及江淮地区频繁交汇,使得梅雨雨期长、雨量多。

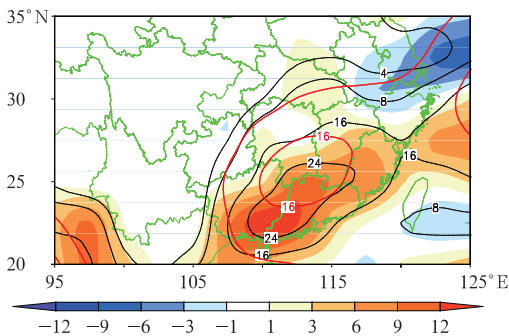


图 10 2015 年夏季西南低空急流发生频次(黑色等值线)及其距平(阴影区)(红色等值线为同期气候平均急流发生频次)

Fig. 10 Distribution of occurrence frequency of LLJ (black lines) and anomalies (shaded area) in summer 2015

(Climatology is shown by red lines)

多的直接原因。

夏季中国东部地区西南低空急流一般出现在西北太平洋副热带高压(以下简称西太副高)西北侧外围地区,其强度和位置的变化均受西太副高影响。低空急流发生时,西南风场具有明显的超地转特征,

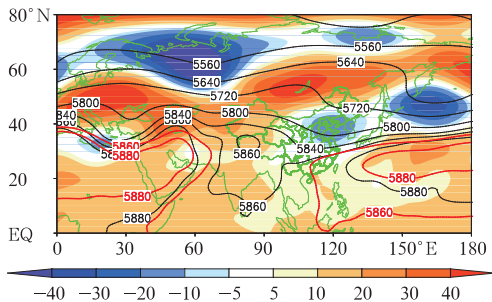


图 11 2015 年夏季 500 hPa 位势高度(黑色等值线)及其距平(阴影区)分布(单位: gpm)(红色等值线为同期气候平均 5880 和 5860 gpm 等值线)

Fig. 11 Distribution of 500 hPa geopotential heights (black lines) and anomalies (shaded area) in summer 2015 (unit: gpm) (5880 and 5860 gpm of climatology are shown by red lines)

3.2 热带印度洋海温一致偏暖

3.1 的分析表明,西太副高偏强、偏西偏南是造成长江中下游至江淮地区降水偏多,梅雨雨季雨期长、雨量多的主要原因,本节将利用广义平衡反馈分析(GEFA)方法从前期下垫面外强迫入手,探讨西太副高持续偏强的原因。

广义平衡反馈分析方法是在 Frankignoul 等 (1998) 提出的平衡反馈方法 (EFA) 的基础上推广发展起来的,用于分离观测中不同下垫面各自对气候异常的影响作用。这一方法的优点是,在识别最优外强迫源时,避免了 EFA 反馈分析中不能区分来自不同强迫区影响的问题,可以把不同外强迫区对气候异常的单独贡献分离出来 (Liu et al, 2006; 2008; Wen et al, 2010)。本文选取热带太平洋、北太平洋、热带大西洋、热带印度洋和北大西洋 5 个海域海温 EOF 分解前 3 个模态,共 15 个海温分布模态作为外强迫因子,分析东亚地区夏季 (6 月 1 日至 8 月 31 日平均) 大气环流对海温外强迫的响应,分析时段为 1971—2015 年共 45 年。结果表明,东亚地区 500 hPa 位势高度对热带印度洋海温 EOF 第一模态,即热带印度洋海温一致偏暖模态 (IOBW)

强迫有较好的响应,响应系数分布如图 12a 所示。当热带印度洋海温一致偏暖时,东亚地区 500 hPa 位势高度倾向于出现经向“+-+”模态分布。在中低纬,500 hPa 高度场在 30°N 以南地区表现为正反馈,正值中心位于 135°E 附近,超过 95% 的蒙特卡罗检验,30°N 以北地区表现为负反馈,负值中心位于 140°E 附近,同样超过 95% 的蒙特卡罗检验。在这一海温模态强迫下,有利于 30°N 以南地区位势高度场的偏高及 30°N 以北地区位置位势高度场的偏低,即受热带印度洋海域海温一致偏暖外强迫影响,有利于西太副高强度较常年同期偏强,但不利于其位置北抬。这一结果与吴国雄等 (2000) 和谭言科等 (2003) 的研究结论相符。2014 年以来,厄尔尼诺事件发展,热带印度洋一致偏暖模态维持正位相,特别是 2015 年 5 月之后,一致偏暖模态正位

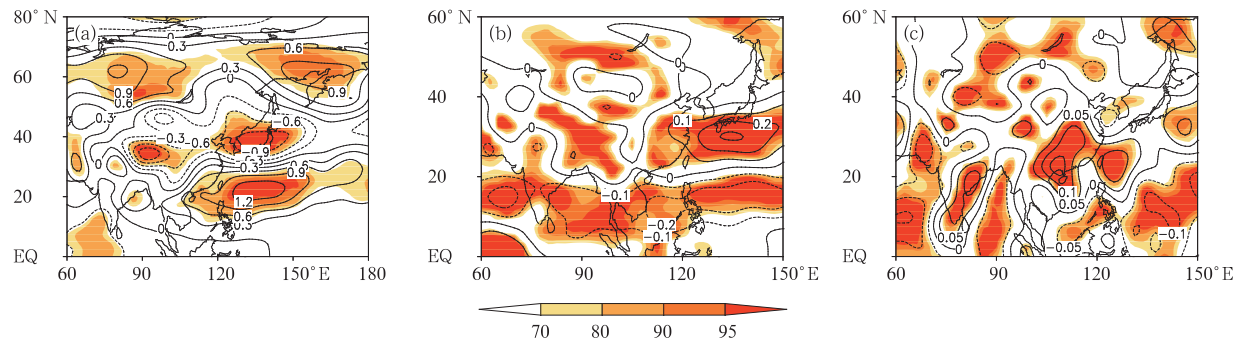


图 12 500 hPa 位势高度场(a)、850 hPa 纬向风场(b)和 850 hPa 经向风场(c)对热带印度洋海温一致偏暖模态的响应系数(等值线)及蒙特卡罗检验结果(阴影)分布

Fig. 12 Distribution of the response coefficient (black lines) and Monte Carlo test results (shaded area) of 500 hPa geopotential heights (a), 850 hPa zonal winds (b) and 850 hPa meridional winds (c) to IOBW forcing

相显著发展。在印度洋海域暖海温强迫下,热带 100°E 地区以西地区对流相对活跃,从而激发出西升东降的局地异常纬向环流,其下沉支位于 105°~135°E 附近,有利于这一区域 500 hPa 位势高度偏高,进而造成西太副高加强西伸(图 13)。

此外,利用 GEFA 方法分析 850 hPa 纬向和经向风场对海温外强迫响应的结果显示(图 12b 和 12c),我国东南部地区 850 hPa 纬向和经向风场对 IOBW 模态海温外强迫均表现为正反馈,分别通过 80% 和 95% 的蒙特卡罗检验。表明当热带印度洋海温偏高时,有利于我国东南部地区对流层中低层纬向和经向风场,特别是经向风场的增强,进而有利于我国东部地区西南低空急流的发生和增强。这一结果也与西太副高对 IOBW 模态海温外强迫响应及西太副高对西南低空急流的影响相对应。

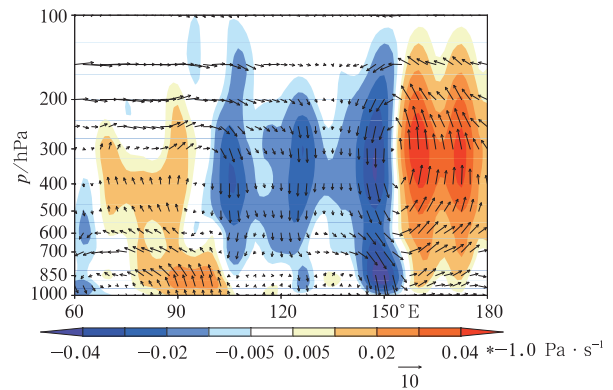


图 13 2015 年夏季 5°S~5°N 平均纬向环流时间-经度剖面(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 13 Time-longitude section (5°S—5°N) of zonal circulation anomalies in summer 2015 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

4 结 论

(1) 2015 年夏季,全国平均降水量 297.6 mm,较常年同期(325.2 mm)偏少 8.5%。我国中东大部地区降水总体呈“北少南多”分布型,长江中下游及江淮地区降水显著偏多,梅雨雨季持续时间长,雨量偏多。全国平均气温 21.2℃,较常年同期(20.9℃)偏高 0.3℃。季内,我国主要出现了极端日降水量、极端高温和极端连续高温事件。

(2) 西南低空急流发生频数偏多、强度偏强,有利于来自南海的水汽向江淮等地输送,同时,急流轴左侧气旋切变造成水汽辐合和上升运动,并激发不稳定能量释放,有利于对流活动的发展和降水的产生,进而导致梅雨雨季持续时间长,雨量多。西太副高偏强、偏西,位置偏南,是造成西南低空急流偏强的主要原因。

(3) GEFA 分析显示,在热带印度洋海温一致偏暖海温模态强迫下,500 hPa 高度场在 30°N 以南地区表现为正反馈,30°N 以北地区表现为负反馈,有利于西太副高强度较常年同期偏强,但不利于其位置北抬。2015 年 5 月以来,热带印度洋海温一致偏暖模态正位相发展,赤道印度洋地区对流相对活跃,从而激发出西升东降的局地异常纬向环流,其下沉支位于 105°~135°E 附近,导致西太副高加强西伸。

参考文献

陈博宇,张芳华. 2015. 2015 年 6 月大气环流和天气分析. 气象, 41(9):1170-1176.

崔童,王东阡,李多,等. 2015. 2014 年夏季我国气候异常及成因简析. 气象, 41(1):121-125.

冯明,王家宝,熊守全. 2000. 1998 年长江大洪水与大气环流和海温异常分析. 长江流域资源与环境, 9(1):112-117.

龚志强,王艳娇,王遵娅,等. 2014. 2013 年夏季气候异常特征及成因简析. 气象, 40(1):119-125.

黄荣辉,蔡榕硕,陈际龙,等. 2006. 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. 大气科学, 30(5):730-743.

沈晓琳,张芳华,周博坤. 2015. 2015 年 7 月大气环流和天气分析. 气象, 41(10):1298-1304.

施能,鲁建军,朱乾根. 1996. 东亚冬、夏季风百年强度指数及其气候变化. 南京气象学院学报, 19(2):168-177.

孙淑清,翟国庆. 1980. 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用. 大气科学, 4(4):327-337.

谭言科,张人禾,何金海. 2003. 热带印度洋海温的年际异常及其海气耦合特征. 大气科学, 27(1):53-66.

王东阡,张耀存. 2012. 中国东部西南低空急流日变化特征及其机制. 地球物理学报, 55(8):2498-2507.

吴国雄,刘平,刘屹岷,等. 2000. 印度洋海温异常对西太平洋副热带

高压的影响——大气中的两级热力适应. 气象学报, 58(5):513-552.

夏茹娣,赵思雄,孙建华. 2006. 一类华南锋前暖区暴雨 β 中尺度系统环境特征的分析研究. 大气科学, 30(5):988-1008.

徐良炎. 2003. 淮河流域暴雨频繁洪涝严重:江南华南酷热少雨伏旱发展. 气象, 29(10):62-63.

张庆云,陶诗言. 1998. 夏季东亚热带和副热带季风与中国东部汛期降水. 应用气象学报, 9(增刊):17-23.

Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the new NCAR CAM3. 5 in East Asian Summer Monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme. J Climate, 23(13): 3657-3675.

Frankignoul C, Czaja C A, L'Heveder B. 1998. Air-sea feedback in the North Atlantic and surface boundary conditions for ocean models. J Climate, 11(9): 2310-2324.

Jiang J Y, Jiang J X, Bu Y L, et al. 2008. Heavy rainfall associated with a monsoon depression in south China: Structure analysis. Acta Meteor Sinica, 22(1): 52-65.

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

Liu Z, Notaro M, Kutzbach J, et al. 2006. Assessing global vegetation climate feedbacks from the observation. J Climate, 19(5): 787-814.

Liu Z, Wen N. 2008. On the assessment of non-local climate feedback Part II: EFA-SVD and optimal feedback modes. J Climate, 21(20): 5402-5416.

Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). J Climate, 21(10): 2283-2296.

Stensrud D J. 1996. Importance of low-level jets to climate: A review. J Climate, 9(8): 1698-1711.

Tao Z Y. 1989. Analysis of Indian monsoon and associated low-level circulation in 1980 and 1981. Adv Atmos Sci, 6(1): 113-119.

Wang D Q, Zhang Y C, Huang A N. 2013. Climatic features of the south-westerly low-level jet over southeast China and its association with precipitation over east China. Asia-Pacific J Atmos Sci, 49(3): 259-270.

Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive system. Quart J Roy Meteor Soc, 118(507): 877-926, doi: 10.1002/qj.49711850705.

Wen N, Liu Z, Liu Q, et al. 2010. Observed atmospheric responses to global SST variability modes: A unified assessment using GEFA. J Climate, 23(7): 1739-1759.

Wu B Y, Zhang R H, Rosanne D A, et al. 2013. The relationship between winter sea ice and summer atmospheric circulation over Eurasia. J Climate, 26(15):5523-5536.

Zhou T J, Gong D Y, Li J, et al. 2009. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon-recent progress and state of affairs. Meteor Z, 18(4): 455-467.

Zhou T J, Li Z. 2002. Simulation of the east Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. Climate Dyn, 19(2): 167-180.