

春季中国东海黑潮区大气热源异常对中国东部降水的影响^{* 1}

赵 焯^{1,2} 徐海明^{1,2} 徐蜜蜜^{1,2} 邓洁淳^{1,2}
ZHAO Xuan^{1,2} XU Haiming^{1,2} XU Mimi^{1,2} DENG Jiechun^{1,2}

1. 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心和气象灾害教育部重点实验室, 南京, 210044
2. 南京信息工程大学大气科学学院, 南京, 210044

1. *Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters and Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
 2. *College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
- 2014-05-16 收稿, 2014-10-01 改回.

赵焯, 徐海明, 徐蜜蜜, 邓洁淳. 2015. 春季中国东海黑潮区大气热源异常对中国东部降水的影响. *气象学报*, 73(2):263-275
Zhao Xuan, Xu Haiming, Xu Mimi, Deng Jiechun. 2015. The spring atmospheric heat source over the East China Sea Kuroshio area and its impact on precipitation in Eastern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(2):263-275

Abstract In this paper, the impact of atmospheric heat source over the East China Sea Kuroshio area in spring on the atmospheric circulation and precipitation at the different time scales are investigated in terms of the ERA-interim daily reanalysis and in-situ precipitation. Observations show that there is a marked heat source over the Kuroshio area in the East China Sea, to which the atmospheric responses differ at the different time scales. On the seasonal and inter-annual time scales, southerly wind anomalies in the lower troposphere is associated with an enhanced atmospheric heat source over the Kuroshio in the East China Sea. At the same time, the northwestern Pacific subtropical high is also abnormally enhanced with its position extending westward during the spring and the late summer. In this situation the northwestern Pacific subtropical regions are mainly dominated by an anomaly anticyclonic circulation and precipitation abnormally increases over the southern China south of the middle-lower reaches of the Yangtze River, and vice versa. In contrast with the seasonal and inter-annual time scales, an enhanced atmospheric heat source over the East China Sea Kuroshio area can excite an anomaly cyclonic circulation in the lower troposphere on the synoptic time scale and its short-term variation is closely related to an eastward-moving anomaly cyclonic circulation at the lower troposphere and associated with abnormal precipitation over eastern China.

Key words Kuroshio in the East China Sea, Atmospheric heat source, Precipitation in East China, Atmospheric circulation in East Asia

摘 要 采用 ERA-interim 逐日再分析数据集与中国东部 389 个站逐日降水资料, 通过相关和合成分析讨论了不同时间尺度上, 春季中国东海黑潮区上空大气热源异常对东亚大气环流和中国东部降水的影响。观测分析表明, 春季中国东海黑潮区上空为一显著的大气热源, 大气对该热源的响应在不同时间尺度上表现出不同的形式。在较长时间的季节和年际尺度上, 春季中国东海黑潮区大气热源增强时, 可在大气对流层低层强迫出偏南气流, 同期春季及后期夏季西太平洋副热带高压增强并西伸, 相比于热源低值年西北太平洋副热带地区为一反气旋式异常环流所控制, 中国长江中下游以南地区降水增多; 反之亦然。与年际和季节时间尺度不同, 在较短的天气时间尺度上, 中国东海黑潮区上空大气热源增强可在其下方强迫出气旋式异常环

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41275094)、国家重大科学研究计划(2012CB955600)、江苏高校优势学科建设工程项目(PAPD)、江苏省高校“青蓝工程”。

作者简介: 赵焯, 从事海气相互作用研究。E-mail: zhaoxuanlx@163.com

通讯作者: 徐海明, 主要从事区域气候与海气相互作用研究。E-mail: hxu@nuist.edu.cn

流。大气热源的增强与中国东部对流层低层气旋式异常环流的东移有关,相应地在中国东部地区出现了显著的降水增多。

关键词 中国东海黑潮区, 大气热源, 中国东部降水, 东亚大气环流

中图法分类号 P434.4

1 引言

大气热源是驱动大气环流及引起大尺度环流变化的关键因子之一,对气候的形成及天气系统的演变有重要影响。全球大气的主要热源位于夏季亚洲季风区(李维亮等,1983),其中,孟加拉湾北部为夏季热源中心,主要为凝结潜热释放(Hoskins, et al, 1995)。大尺度的热源可以通过波-流相互作用激发出定常波(段安民等,2005)。副热带地区凝结潜热加热激发出的定常波能够影响到中高纬度地区天气的形成和维持(刘屹岷等,1999)。此外,大气热源异常还对大气遥相关型的形成和维持起到至关重要的作用(Nitta, 1987; Huang, et al, 1992; Lu, et al, 2009; Chen, et al, 2012)。

大气热源异常对中国降水的分布也有重要影响。阿拉伯海、孟加拉湾上空异常热源的维持是造成1994年7月中国华南、华北涝及江淮流域干旱的重要影响因子(徐海明等,1997)。夏季孟加拉湾热源与同期长江以南、华南东部部分地区降水成明显负相关,而与西南至华南西部地区降水成明显正相关(张艳焕等,2005)。夏季青藏高原热源增强时,同期长江流域降水增多(赵平等,2001; Zhao, et al, 2001),而中国东南地区的降水减少(罗会邦等,1995)。与青藏高原整体热源略有不同,若青藏高原东部夏季大气热源显著偏强(偏弱),则长江流域及西南地区东部的夏季降水偏多(偏少)(柏晶瑜等,2003; 齐冬梅等,2010; 李永华等,2011),而华南东部地区夏季降水偏少(偏多)(简茂球等,2004)。也有研究(徐文明等,2007)发现,中北太平洋西部和日本以东洋面当年春季热通量的异常分布形势是长江中下游夏季旱涝的一个前期信号。

西太平洋副热带高压(以下简称副高)是影响中国降水的重要因子之一,其强度及位置的变化与中国降水强度及分布有密切的联系。许多研究表明,非绝热加热对副高的形成和进退有重要作用。例如,吴国雄等(2008)指出,夏季副高的分布形态与副热带地区的“四叶型加热”有关,凝结潜热是决定东半球夏季副高位置和强度的关键因素(刘屹岷等,

1999),也是副高维持和发展的一个原因(温敏等,2000)。副高的西伸与副高西侧的加热显著增强有关,且副高西伸落后于加热的增强(王黎娟等,2009, 2011; 陈璇等,2011)。副高的南北进退很大程度上取决于副高南北两侧非绝热加热率垂直变化的相对强弱,当南侧大于(小于)北侧,有利于副高北进(南退)(王黎娟等,2005,2011; 温敏等,2006)。

黑潮作为太平洋上一支强大的西边界流,起源于菲律宾以东海域,经吕宋海峡,从中国台湾以东进入东海,再穿越吐噶喇海峡进入日本以南海域,最后汇入北太平洋环流。其具有流速高、流量大、高温和高盐等特点。黑潮区域的净热量释放是全球海洋中最大的,这种热量释放同时也向北半球大气输送了大量的能量,可引起大气环流的异常。Xu等(2011)研究表明,中国东海黑潮区的海-气相互作用主要表现为海洋对大气的强迫作用,对大气的影 响可达整个对流层,尤其在春季更为明显。春季,中国东海黑潮锋区暖舌一侧常伴随有一个狭长的雨带,并伴有频繁的深对流活动(徐蜜蜜等,2012),表明春季中国东海黑潮区可能是一个影响东亚大气环流异常的主要热源区。此外,有学者研究(刘屹岷等,1999; 吴国雄等,2002)表明,在不同的时间尺度下,大气对非绝热加热的响应不同。以往对中国东海黑潮的研究主要集中在与海温、海-气热通量、海洋锋有关的海-气相互作用等方面,但对于与中国东海黑潮暖流有关的非绝热加热及其影响研究尚少,而具体针对不同时间尺度背景下大气对中国东海黑潮热源的响应的研究成果则更为少见。基于此,本研究重点研究春季中国东海黑潮热源,旨在揭示不同时间尺度下春季中国东海黑潮热源对东亚大气环流及中国东部天气气候的影响,以为短期气候预测提供理论依据。

2 资料和方法

2.1 资料

(1)欧洲中期数值预报中心(ECMWF)的ERA-interim逐日再分析数据集(Dee, et al, 2011),包含温度、位势高度、风场、比湿场、表面气压场等气象要

素场,水平分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 。选用的时段为 1979—2010 年。

(2) 中国国家气候中心提供的中国东部 389 个站逐日降水资料,选用的时段与 ERA-interim 再分析数据集一致。

2.2 方法

大气视热源 Q_1 、视水汽汇 Q_2 的计算采用丁一汇(1989)的计算方案

$$Q_1 = c_p \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{\omega} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{\mathbf{q}}\bar{\mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial p} \right) \quad (2)$$

其又可改写为

$$Q_1 = Q_R + L(\bar{c} - \bar{e}) - \frac{\partial}{\partial p}(\bar{S}\bar{\omega}') \quad (3)$$

$$Q_2 = L(\bar{c} - \bar{e}) + L \frac{\partial}{\partial p}(\bar{q}\bar{\omega}') \quad (4)$$

式中, R 和 c_p 分别为干空气气体常数及定压比热, p_0 为 1000 hPa, Q_R 为辐射加热率, L 为凝结潜热系数, c 为凝结率, e 为液态水蒸发率, S 为干静力能, 其他为气象常用符号。对 Q_1 和 Q_2 从地面至 100 hPa 进行垂直积分, 得到整层的大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 、视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ 。大气视热源包括辐射冷却、净的水汽凝结潜热以及由积云与乱流产生的小尺度涡旋垂直输送。视水汽汇则包括净水汽凝结以及由积云与乱流产生的小尺度涡旋垂直输送。

将中国东海黑潮加热关键区 (24° — 31.5° N, 123° — 129° E) 内 $\langle Q_1 \rangle$ 的区域平均值作为加热指数, 通过相关分析、合成分析等诊断分析方法(吴洪宝等, 2010)来揭示不同时间尺度上春季中国东海黑潮热源的变化及其对中国东部天气和气候的影响。

3 春季中国东海黑潮热源年际变化特征及其与中国东部降水的关系

3.1 春季中国东海黑潮热源的年际变化特征

图 1a 给出了中国东海地区春季整层大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 的气候平均场。可以看到, 春季中国东海至日本以南的海域为主要的加热区, 加热大值区由中国台湾以东的太平洋北部向东北方向延伸, 与黑潮主体的流向一致, 加热中心最大值超过 90 W/m^2 。与此同时, 春季热源年际变化的高值区位于中国东海黑潮区和日本以东黑潮及其延伸体以南地区(图 1b)。其中, 一个热源年际变化的高值中心刚好位于中国台湾的东北方, 中心值超过 40 W/m^2 。在这里, 综合考虑中国东海大气热源大值区和大气热源标准差的高值区, 将中国东海的 (24° — 31.5° N, 123° — 129° E) 区域定义为中国东海黑潮的加热关键区(图 1b 中方框), 并将该区域内 1979—2010 年春季 $\langle Q_1 \rangle$ 的标准化距平定义为加热指数, 以此来研究春季中国东海黑潮地区热源的年际变化特征及其与大气环流和中国东部降水的关系。

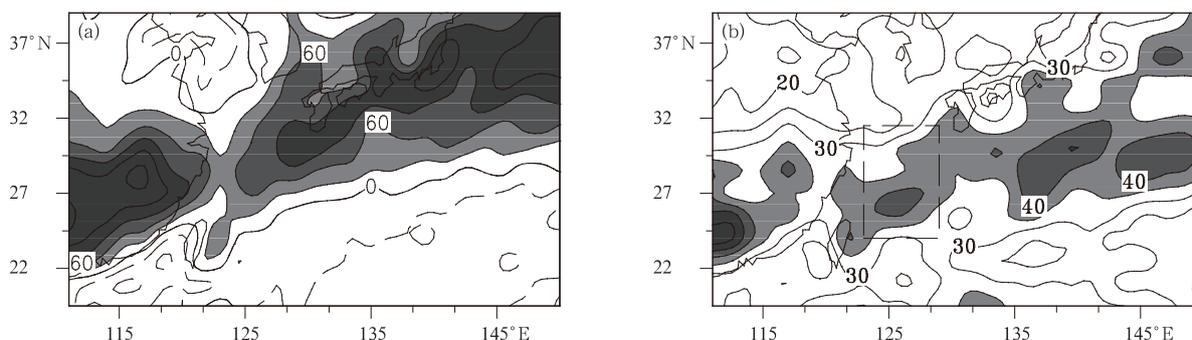


图 1 中国东海地区春季整层大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 的气候平均场(a)及其标准方差的空间分布(b)(单位: W/m^2)

Fig. 1 Spring (March–May) mean vertically integrated apparent heat source $\langle Q_1 \rangle$ (a) and its standard deviation (b) (W/m^2)

图 2a 给出了春季中国东海黑潮加热关键区加热率 Q_1/c_p 和干燥率 Q_2/c_p 的垂直廓线。春季中国东海黑潮关键区的加热率 Q_1/c_p 在对流层低层随高

度减小, 在约 850 hPa 达到极小值并转为随高度增大, 而在约 500 hPa 达到极大值后开始随高度减小。干燥率 Q_2/c_p 在对流层低层随高度增大, 在约

700 hPa达到极大值后开始随高度减小。由此可见, Q_1/c_p 和 Q_2/c_p 的峰值分别位于 500 和 700 hPa, 两者存在明显的差异, 这表明春季中国东海黑潮区热源主要与积云对流加热有关(Luo, et al, 1984), 与徐蜜蜜等(2012)、Xu 等(2011)的研究结果是一致的。

此外, 春季中国东海黑潮热源具有明显的年际变化(图 2b)。选取标准化距平值高于 0.5 的年份

作为正异常年, 低于 -0.5 的年份作为负异常年。据此, 热源正异常年共有 11 a(1979、1980、1983、1988、1989、1995、1996、1998、1999、2001 和 2010 年); 热源负异常年也共有 11 a(1982、1985、1986、1987、1991、1993、1997、2003、2004、2008 和 2009 年)。

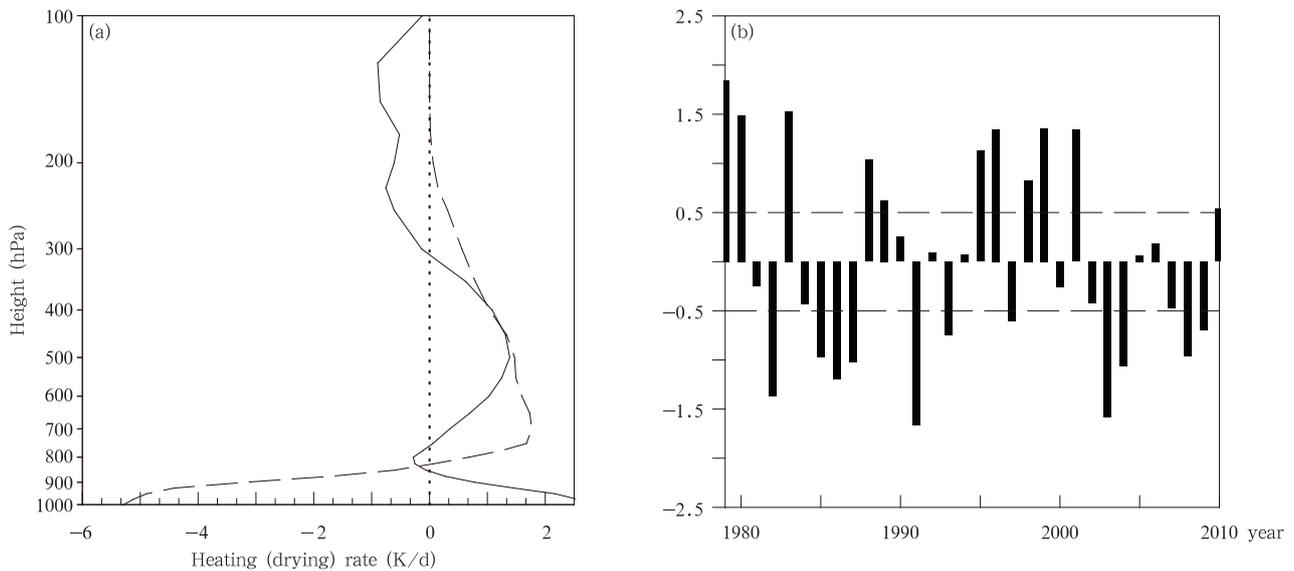


图 2 中国东海黑潮加热关键区春季加热率 Q_1/c_p (实线) 和干燥率 Q_2/c_p (虚线) 的垂直廓线(a)及整层大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ 的标准化距平序列(b)

Fig. 2 Vertical profiles of area mean heating rate Q_1/c_p (solid line) and drying rate Q_2/c_p (dashed line) (a) and the standardized anomaly series of the vertically integrated apparent heat source $\langle Q_1 \rangle$ (b) over the key area in the East China Sea

3.2 春季热源异常与同期及后期夏季中国东部降水的关系

图 3 为春季黑潮关键区加热指数与中国东部降水的相关及加热指数高、低值年降水量的差值分布。可以看出, 春季中国东海黑潮非绝热加热的强弱变化与同期及后期夏季中国降水均有密切的关系。加热指数与同期春季中国东部降水在长江以北地区为负相关, 但相关系数较小且未通过显著性检验; 而在长江以南地区则为显著的正相关, 尤其是在中国东南部沿海地区, 春季降水与中国东海黑潮的热源强度具有很强的一致性(图 3a)。此外, 热源指数高值年相比于低值年, 东南沿海地区为显著的降水正异常区, 说明中国东海黑潮热源偏强会导致该地区的春季降水明显偏多(图 3b)。

加热指数与后期夏季降水相关系数的空间分布总体上与同期春季相似, 但正相关的高值区主要位于长江中下游及其以南地区, 说明该地区的夏季降水会随着春季中国东海黑潮热源的增强而显著增多(图 3c)。相比于热源低值年, 热源高值年江淮流域的夏季降水偏少而长江以南地区的夏季降水偏多, 且降水正异常的高值区位于长江中下游流域(图 3d)。

3.3 春季热源异常与同期及后期夏季大气环流异常的关系

刘屹岷等(1999)在不考虑大气内部热力结构的变化、热源本身、摩擦及感热加热, 仅考虑潜热加热的情况下将全型垂直涡度方程(吴国雄等, 1999a)简化为

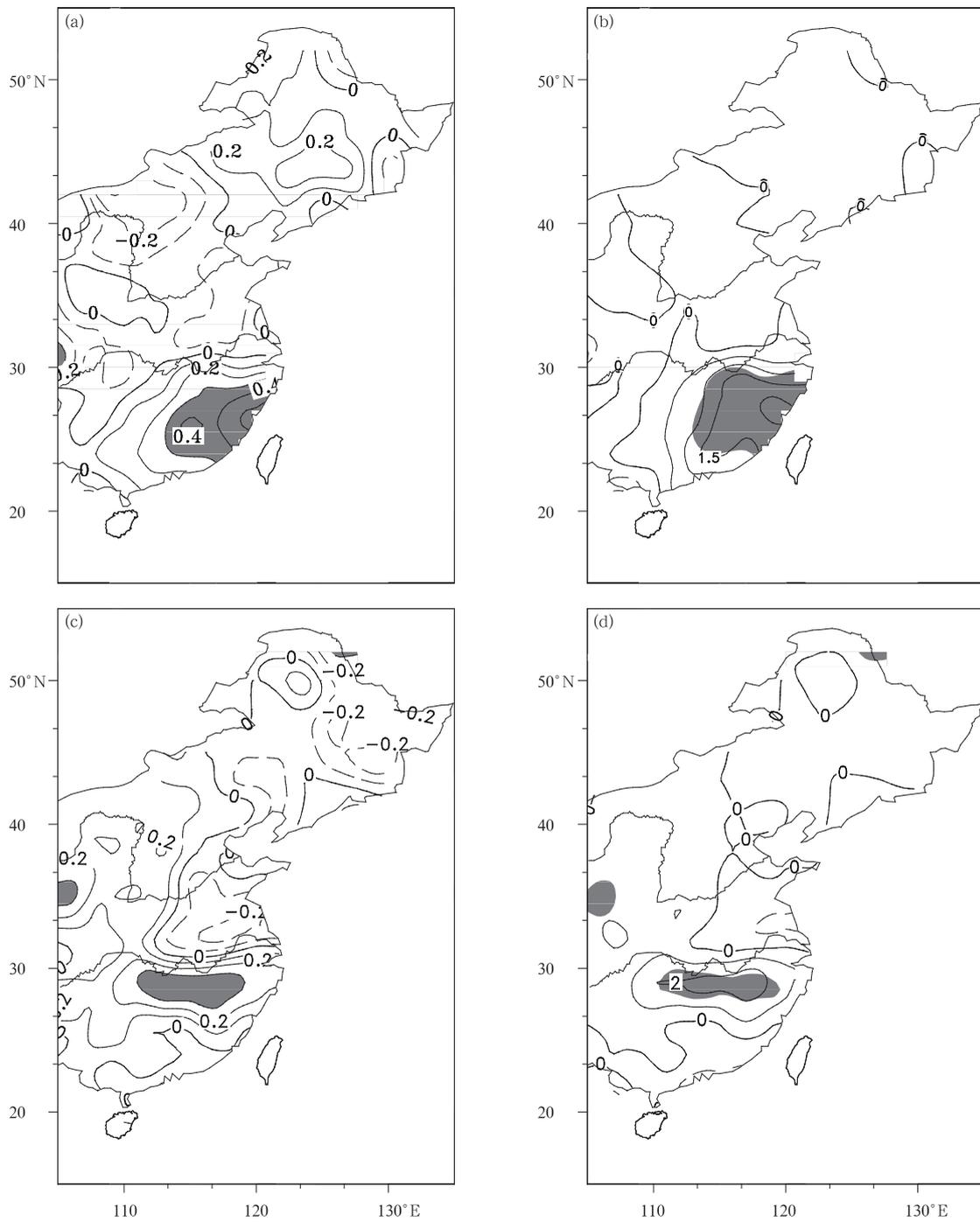


图3 关键区加热指数与中国东部地区降水的相关分布(a,c)以及加热指数高、低值年降水的差值分布(b,d)(单位:mm/d)

(a,b. 同期春季,c,d. 后期夏季;阴影区表示通过信度0.1的显著性水平检验)

Fig. 3 Correlation coefficients between the heat index and precipitation over eastern China (a, c) and precipitation differences (mm/d) between the positive and negative heat index years (b, d) for spring (a, b) and summer (c,d), respectively (Shaded areas represent the region where the difference is significant at the 90% confidence level)

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \zeta + \beta v \\ &= (f + \zeta)(1 - \kappa) \frac{\omega}{p} + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} - \\ & \quad \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial y} \end{aligned} \quad (5)$$

式中, $\theta_z = \frac{\partial \theta}{\partial z}$, 为潜热加热, 其他为气象常用符号。根据尺度分析(吴国雄等, 1999b), 式(5)中水平非均匀加热($10^{-11} - 10^{-12}$)比垂直非均匀加热(10^{-10})的影响小一个量级以上。因此, 对于长时间尺度的演变而言, 涡度的局地变化可省略, 而由于副热带低层平流很弱且垂直运动项(10^{-11})小于热源垂直变化的影响, 所以式(5)可化简为

$$\beta v \propto \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} \quad (6)$$

由于凝结潜热释放中心一般位于 500—400 hPa, 在最大潜热下方 $\frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} > 0$, 由式(6)可知 $v > 0$, 因此, 潜热加热可使热源中心的下方出现偏南风, 其西侧为气旋式环流, 东侧则为反气旋式环流。

图 4 给出了加热指数高、低值年同期春季和后期夏季的 850 hPa 水平风场及 500 hPa 高度场的差

值分布。从图 4a 中可以看到, 春季中国东海黑潮热源高值年相比于低值年, 同期春季的 500 hPa 位势高度场在中国北方大部分地区表现为明显的负异常, 而在中南半岛及 125°E 以东的副热带太平洋上则为显著的正异常。相应于 850 hPa 差值环流, 中国东海、南海及菲律宾附近海域均为显著的偏南风, 而中国河套地区至长江中下游以南地区则出现显著的偏北风, 这与刘屹岷等(1999)的理论分析一致, 即在热源以西的东南沿海地区有气旋式环流, 而在热源以东的中国台湾、菲律宾及其附近的西太平洋上空有显著的反气旋式环流。偏南风 and 反气旋式环流使得副高加强并西伸, 有利于春季西南气流将低纬度地区的水汽向中国南方地区输送, 同时气旋式环流使得水汽在中国长江中下游以南地区汇集, 为降水提供有利的条件。

而在春季热源高值年的夏季(图 4b), 中国东南沿海及东海热源区的 500 hPa 位势高度均为显著的正异常。对应于 850 hPa 风场, 中国东南沿海至南海北部地区被显著的反气旋式差值环流所控制, 副高西北侧的偏南风差值气流将水汽输送至长江中下游地区, 有利于该地区降水的发生(图 3d)。

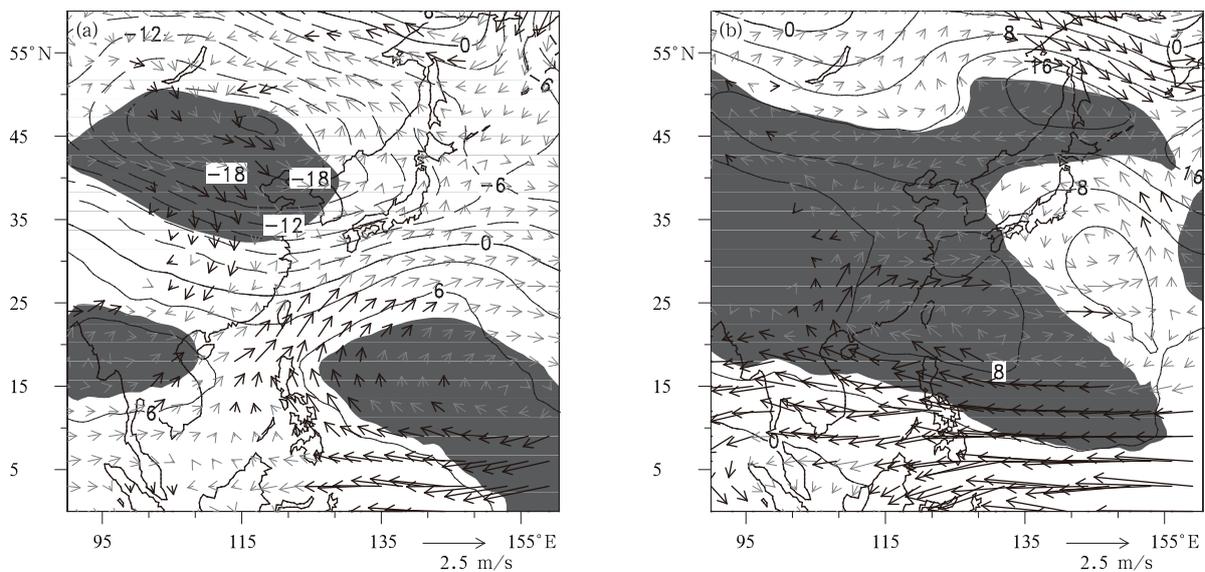


图 4 加热指数高、低值年 850 hPa 水平风场(箭头)和 500 hPa 高度场(等值线, 单位: gpm)差值分布
(a. 春季, b. 夏季; 深色矢线和阴影区表示通过信度 0.1 的显著性水平检验)

Fig. 4 Differences of 850 hPa winds (vector) and 500 hPa geopotential heights (contours; gpm) between the positive and negative heat index years for spring (a) and summer (b)
(Dark vectors and shaded areas represent the region where the difference is significant at the 90% confidence level)

4 中国东海黑潮热源异常与天气尺度扰动的关系

大气对热源的响应在短时间与长时间尺度上有所不同,对于惯性稳定($f + \zeta > 0$)及静力稳定(θ_z)的大气,最大潜热下方 $\frac{\partial Q_{LH}}{\partial z} > 0$,其在短时间内即可强迫出气旋式环流(刘屹岷等,1999)。因此,在不同时间尺度上,热源对环流及中国降水的影响也不尽相同,后述将探讨天气时间尺度上中国东海黑潮上空热源异常与中国东部降水及大气环流异常的关系。

类似于上述的方法,选取2001—2010年春季(共920 d)为一个时间序列,将中国东海黑潮加热关键区内 $\langle Q_1 \rangle$ 的标准化距平作为加热指数。在加热指数大于1.0的异常加热区间内,将热源达到峰值所对应的天为0 d,这样总共有69个样本。随后对样本的850 hPa风场、高度场及中国东部降水进行前后合成,以此来研究中国东海黑潮热源异常与天气尺度扰动的关系。

图5和6分别给出了中国东海黑潮区热源达到峰值前后的850 hPa风场和降水量的合成场。总的来说,中国东海黑潮热源的异常演变与一个源自中国东部大陆上气旋性异常环流的东移有关。

在热源达到峰值的前1天(图5a),850 hPa风场上长江中下游地区出现显著的气旋式环流,华南至东南沿海及中国南海地区的偏南风将低纬度地区的暖湿空气向长江中下游地区输送。对应于降水异常场,中国南方地区出现较强的降水正异常,且在长江中下游地区最为显著,正异常中心超过6 mm/d(图6a)。此时加热关键区内开始出现降水正异常(图略),凝结释放潜热增强。

在热源达到峰值的当天(图5b),随着雨带中心东移至加热关键区(图略),热源达到峰值,对应在对流层低层为一气旋式环流,同时强度达到最强。热源峰值前1天长江中下游地区的气旋式环流已东移入海,中心移至关键区内。受其西侧东北风的影响,中国东部降水正异常的高值区移动至中国东南沿海及华南地区,正异常区强度增大,中心值超过12 mm/d,同时中国河套及江淮流域以西出现了显著的降水负异常(图6b)。随着气旋式环流的东移,副高出现了明显的南退和东撤现象。

在热源达到峰值后的第1天(图5c),随着雨带

及气旋式环流中心移出中国东海,关键区内热源强度减弱,但热源以西中国25°N以南地区仍为显著东北风所控制,其强度明显要弱于热源峰值当天。值得注意的是,中国25°N以北地区表现出较弱的反气旋式环流,使得该地区的降水偏少,负异常中心强度大于-2 mm/d。在持续的偏北风影响下,中国东部降水正异常区的强度减弱且范围缩小,仅局限于中国东南沿海的部分地区(图6c)。与此同时,随着气旋式环流中心的继续东移,副高的北界仍表现为南退。

而在热源达到峰值后的第2天(图5d),关键区热源强度减弱,气旋式环流的强度大幅度减弱,副高西进至123°E附近。中国东部地区并无显著的风场异常出现,此时降水负异常区面积扩大但强度减弱,仅在长江中下游部分地区较为显著(图6d)。

因此,天气时间尺度上中国东海黑潮上空热源增强与气旋式环流东移有关,相应地在中国东部地区出现了显著的降水增多。

5 数值模拟

由上述分析可知,春季中国东海黑潮区大气热源以凝结潜热为主,该热源的年际变化与春季中国南方地区降水量存在紧密的相关。在此小节中,将利用全球大气环流模式(CAM5.1),通过数值模拟进一步证实春季中国东海黑潮热源异常确实可通过影响东亚大气环流进而对中国南方降水产生影响。

5.1 模式简介及试验设计

使用由美国国家大气研究中心(NCAR)提供的CAM5.1(Community Atmosphere Model version 5.1)模式,该模式为公用地球系统模式CESM1.0.3(Community Earth System Model version 1.0.3)的大气模块。CAM5.1既可以作为一个独立的模式来模拟大气环流的变化,也可在CESM模式中与其他模式(如陆面、海洋、海冰模式等)耦合使用。CAM5.1有4种可选动力框架,即有限体积格式、谱元格式、欧拉格式以及半拉格朗日格式。本研究采用有限体积动力框架的CAM5.1模式。水平分辨率为 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$,纬向为69个格点,经向为144个格点,垂直方向采用 $\sigma-p$ 混合坐标系,共有30层。此外,模式使用气候月平均海温资料作为海洋边界条件。首先将模式运行5 a,用第6年的3月1日作为初始场进行3组数值试验,方案为:

(1)控制试验(CTL):模式不做改动,从3月1日积分到5月31日,取春季(3—5月)平均值作为模拟结果进行分析。

(2)热源正异常试验(HTP):与控制试验相同,但在模式运行中,改变3月1日—5月31日加热关键区(24°—31.5°N,123°—129°E)上空600—300 hPa的加热率。当加热率大于0时,将其扩大至

2倍,当加热率小于0时,将其缩小1/2,人为增大潜热释放的强度。

(3)热源负异常试验(HTN):与控制试验相同,但在模式运行中,改变3月1日—5月31日加热关键区上空600—300 hPa的加热率。当加热率大于0时,将其缩小1/2,当加热率小于0时,扩大至2倍,人为减少潜热释放的强度。

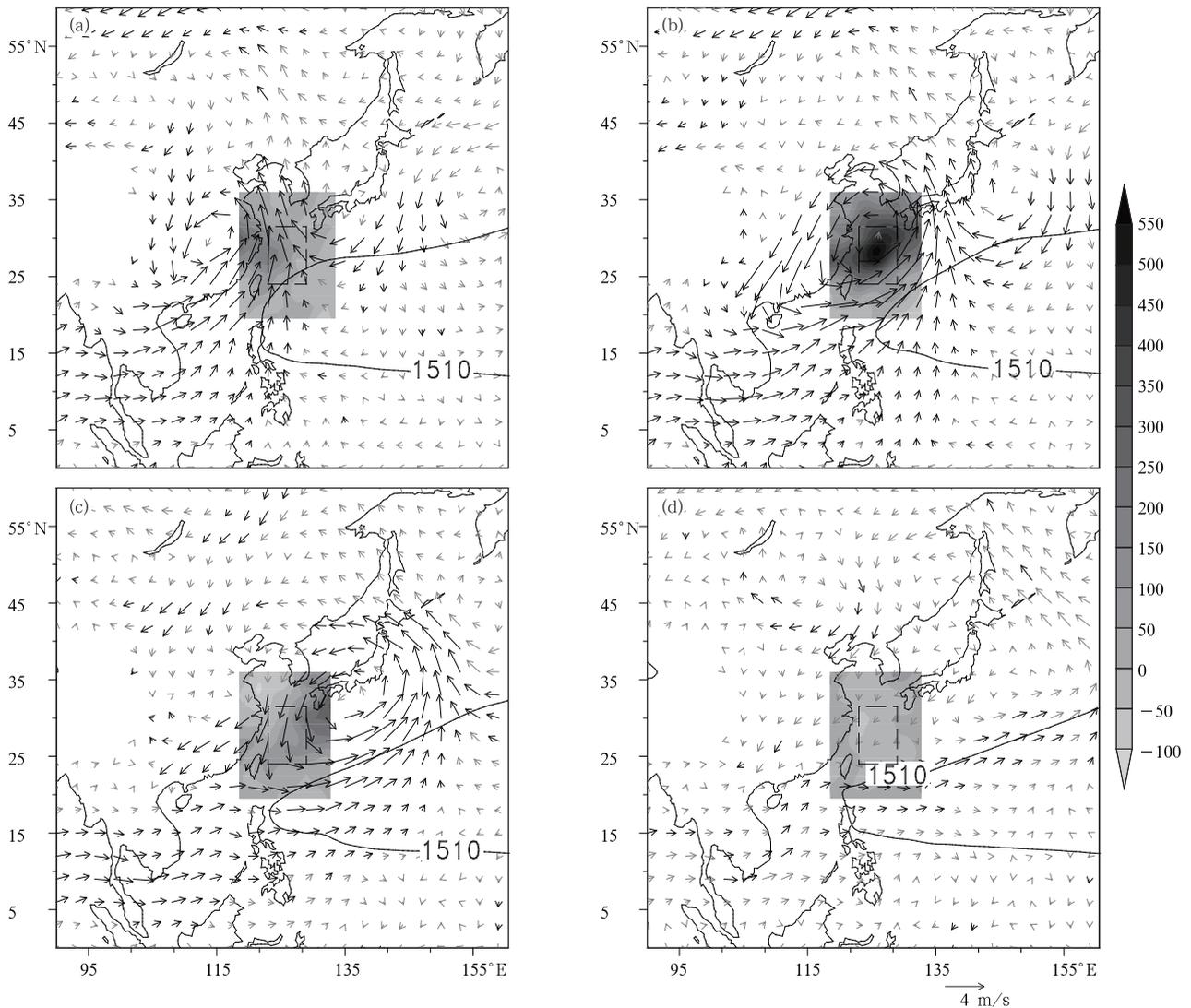


图5 以热源峰值天为0 d进行合成的850 hPa距平风场(箭矢)及大气视热源 $\langle Q_1 \rangle$ (灰阶,单位: W/m^2)

(a. -1 d, b. 0 d, c. +1 d, d. +2 d;粗实线为1510 gpm,代表副高的位置;

深色箭矢区表示通过信度0.05的显著性水平检验)

Fig. 5 Composite patterns of the 850 hPa anomaly winds (vectors) and the vertically integrated apparent heat source $\langle Q_1 \rangle$ (shaded; W/m^2) at the various lead/lag times relative to the peak phase of heat source

(a. -1 d, b. 0 d, c. 1 d, d. 2 d; Thick solid lines with its value of 1510 gpm represent the

location of the northwestern Pacific subtropical high, and heavy vectors represent the region where the difference is significant at the 95% confidence level)

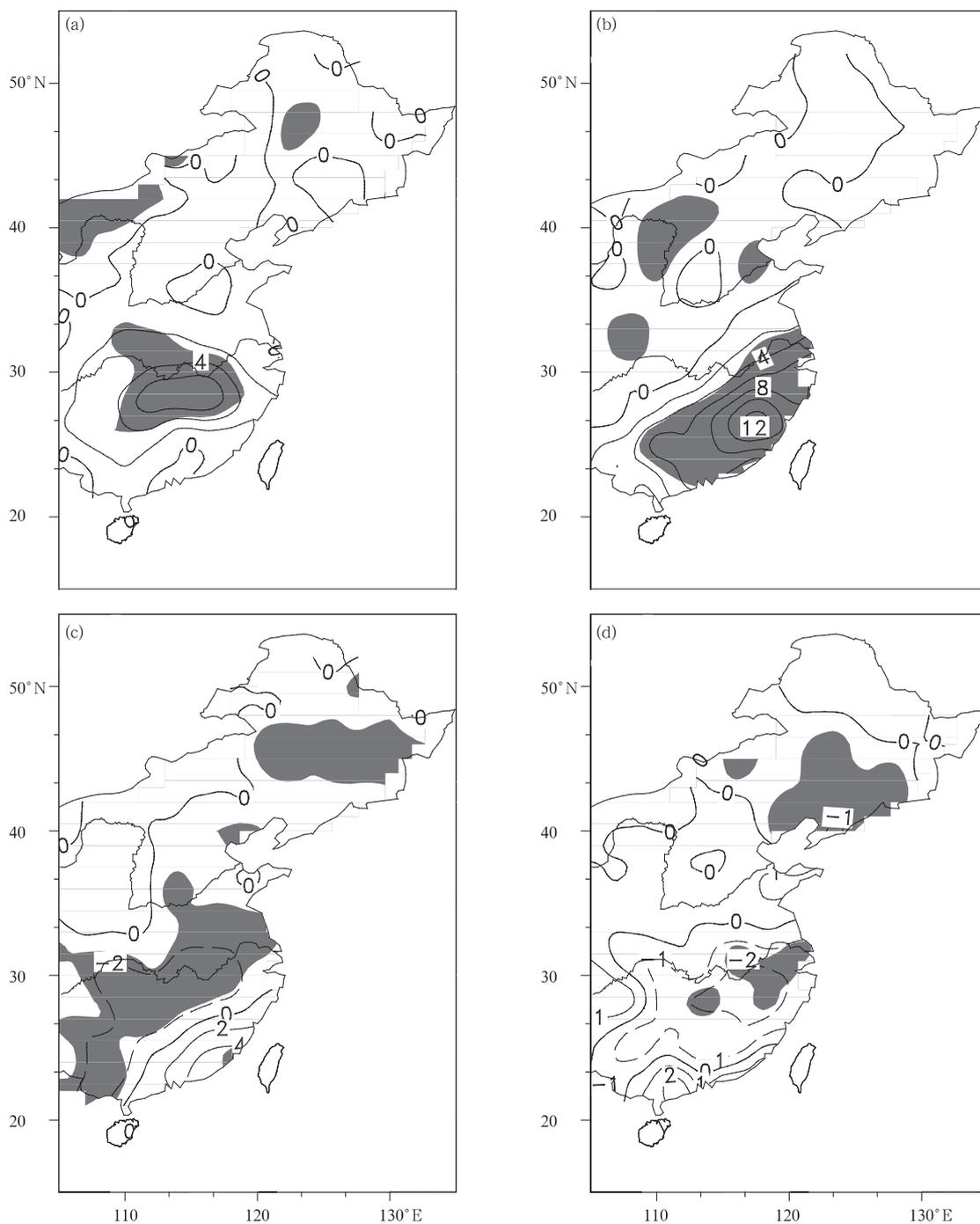


图 6 同图 5, 但为降水量合成(单位: mm/d, 阴影区表示通过信度 0.05 的显著性水平检验)

Fig. 6 As in Fig. 5 but for precipitation (mm/d)

(Shaded areas represent the region where the difference is significant at the 95% confidence level)

5.2 试验结果分析

图 7 给出了观测及 CTL 试验模拟的春季降水和 850 hPa 风场。可以看到, 中国东部地区春季平均降水主要集中在长江以南地区, 降水中心位于中国东南沿海, 中心值超过 7.5 mm/d(图 7a)。CTL

试验结果与观测相比, 主要降水区的位置整体略有北移, 模式模拟的华南春季降水相对观测明显偏少, 其降水高值区位于长江中下游以南的湖北、湖南、江西、安徽及浙江南部、福建北部等地区(图 7b)。

在春季 850 hPa 风场上, 副高位于菲律宾以东

太平洋洋面上,中国长江以北地区受偏北风控制,而长江以南地区受副高西侧偏南气流的影响(图 7c)。不难发现,CTL 试验的模拟结果与观测较为一致,很好地再现了副高的位置以及中国东部地区春季大

气低层风场分布(图 7d)。尽管 CAM5.1 模式对东亚地区降水的模拟仍然存在一定的系统性偏差,但总体上还是较好地模拟出了春季东亚大气环流及中国的降水分布特征。

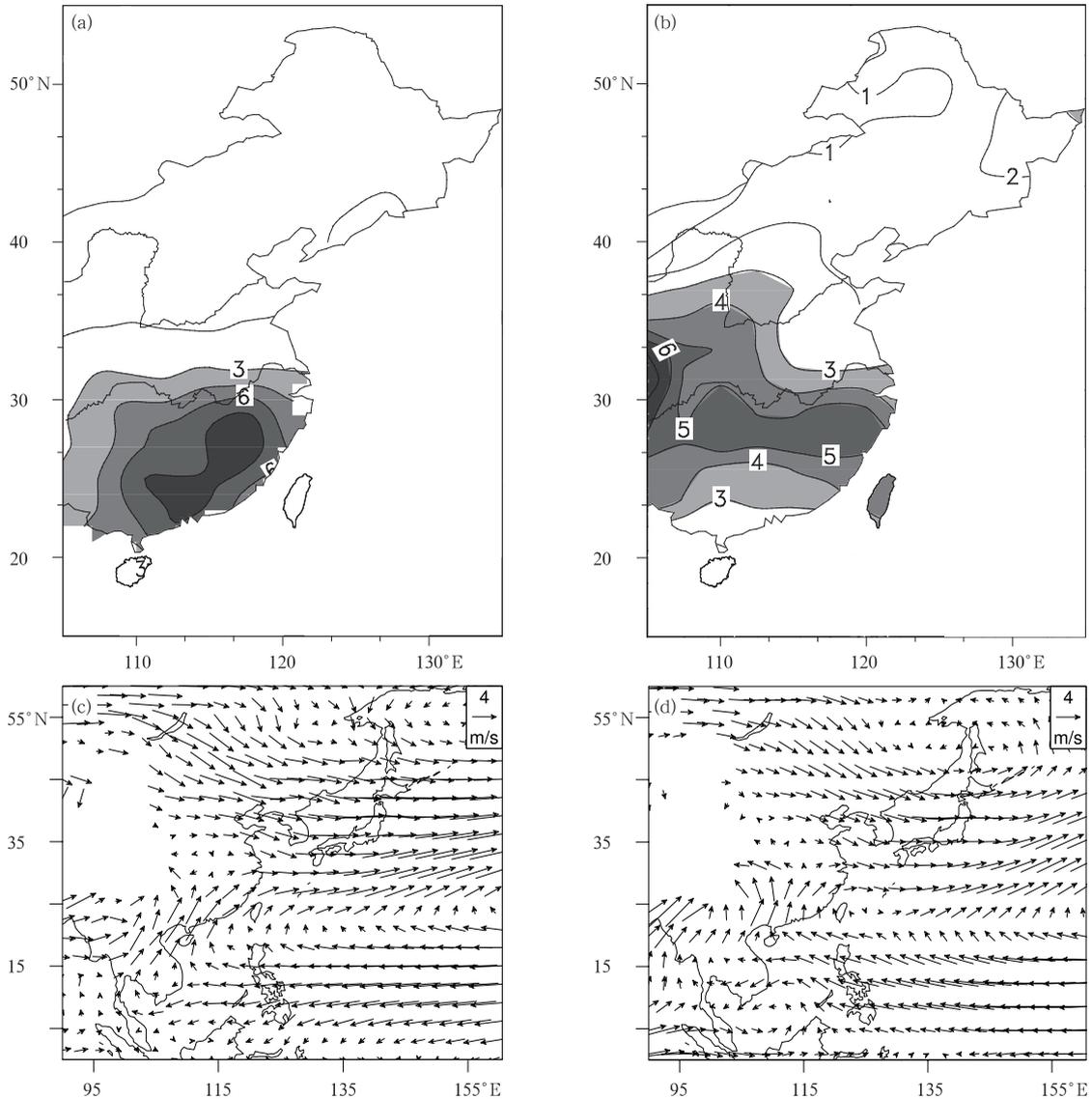


图 7 春季中国东部降水(a,b)(单位:mm/d)和 850 hPa 风场(c,d)
(单位:m/s)(a,c. 观测资料,b,d. CTL 试验)

Fig. 7 Spring mean precipitation in eastern China (mm/d) (a, b) and 850 hPa wind field (m/s) (c, d). (a, c) Observations, and (b, d) model CTL run

从热源正异常试验(HTP)与负异常试验(HTN)850 hPa 风场和降水的差值(图 8)可以看到,当加热关键区对流层中层加热增强时,在其对流层低层激发出明显的西南风。相应地,在西侧为一

气旋式环流,而在东侧则为一反气旋式环流(图 8a),这与上述的观测分析结果一致(图 4a)。对于中国东部降水,热源增强会导致长江中下游及其以北地区降水减少,而以南地区降水增多,最大的降水

正异常中心位于中国东南沿海,中心值超过3 mm/d (图 8b)。总体上看,关键区热源异常所引起的中国东部地区春季降水变化与观测结果一致,表明中国东海黑潮区热源的增强将会导致中国南方降水增多。

以上试验结果表明,春季中国东海黑潮区大气热源的增强,将引起大气环流的调整,有利于副高增强西伸以及暖湿空气向中国南方地区的输送和汇

集,从而引起中国南方地区降水偏多,该试验进一步验证了观测结果。然而,值得指出的是,模式结果不能很好再现春季大气热源异常对后期夏季大气环流和降水的影响,其主要原因可能是大气对春季热源的响应不能通过大气本身延续到夏季,春季热源异常可能会通过其他途径(如陆面过程)对夏季东亚环流和降水产生影响,其影响过程和影响机制如何有待于进一步探讨。

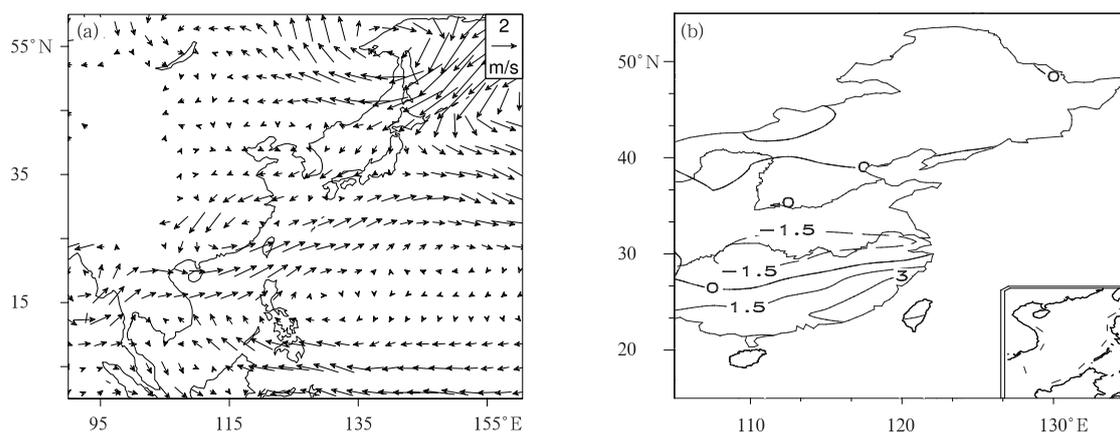


图 8 热源正异常与负异常试验的差值场

(a. 春季 850 hPa 风场(单位:m/s), b. 降水(单位:mm/d))

Fig. 8 Differences of 850 hPa winds (a, m/s) and precipitation (b, mm/d) between the HTP and HTN runs in spring

6 结论与讨论

通过分析春季中国东海黑潮区大气热源的时空特征及其在不同时间尺度上对同期春季和后期夏季中国东部降水的影响,得出以下结论:

(1)春季中国东海黑潮区上空为一显著的大气热源区,主要是潜热加热,并存在明显的年际变化。

(2)在年际和季节时间尺度上,春季中国东海黑潮区大气热源增强时,其可在大气对流层低层强迫出偏南气流,热源以西为气旋式环流,以东为反气旋式环流。西北太平洋副热带地区为一反气旋式环流所控制,同期春季及后期夏季副高增强和西伸,致使中国长江中下游以南地区降水增多;反之亦然。

(3)与年际和季节时间尺度不同,在较短的天气时间尺度上,中国东海黑潮区大气热源增强可在其下方强迫出气旋式环流。中国东海黑潮区大气热源的增强与中国东部对流层低层气旋式环流的东移有关,相应地在中国东部地区也出现了显著的降水异

常。

本研究虽然对春季中国东海黑潮大气热源变化对同期中国东部降水的影响进行了较为全面的分析,并利用 CAM5.1 模式进行了模拟和验证,但对于春季热源对后期夏季中国降水和东亚大气环流的影响以及天气时间尺度下热源与入海气旋及中国东部降水的关系仅进行了观测分析,其影响过程和影响机制如何有待于进一步分析和验证。此外,模式控制试验模拟的春季降水与观测相比存在一定的系统性偏差,这在一定程度上增加了模拟结果的不确定性。迄今为止,几乎所有的全球环流模式在模拟东亚春季气候时存在同样的系统性偏差,期待在接下来的工作中找到一个对东亚春季气候模拟更好的全球环流模式,以便进一步验证本研究的结果。值得指出的是,除了在中国东海存在一个大气热源方差高值区外,在日本以南的西北太平洋上也存在一个大气热源方差高值区(图 1b),但本研究发现该大气热源的年际变化与中国春夏季降水并不存在显著

的相关。有意思的是,上述区域正好位于西北太平洋副热带海洋温度锋区上空(Kobashi, et al, 2008),该区域大气热源的变化可能与副热带海洋锋区的位置和强度变化有关,这是我们正在开展的研究工作。

参考文献

- 柏晶瑜, 徐祥德, 于淑秋. 2003. 青藏高原东南部夏季深对流加热研究. 气象科技, 31(1): 18-22. Yu B J, Xu X D, Yu S Q. 2003. Summertime deep convection heating over southeast of Tibetan Plateau. Meteor Sci Technol, 31(1): 18-22 (in Chinese)
- 陈璇, 王黎娟, 管兆勇等. 2011. 大气加热场影响西太平洋副热带高压短期位置变化的数值模拟. 大气科学学报, 34(1): 99-108. Chen X, Wang L J, Guan Z Y, et al. 2011. Simulation of effect of atmospheric heating fields on short-term position variation of the western Pacific subtropical high. Trans Atmos Sci, 34(1): 99-108 (in Chinese)
- 丁一汇. 1989. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 174-176, 145-149. Ding Y H. 1989. Diagnostic analysis method in Weather dynamics. Beijing: Science Press, 174-176, 145-149 (in Chinese)
- 段安民, 吴国雄. 2005. 非绝热条件下的波流相互作用与大气能量循环. 中国科学D辑: 地球科学, 35(4): 352-360. Duan A M, Wu G X. 2005. Wave-mean flow interaction and atmospheric energy cycle at the non adiabatic conditions. Sci China (series D), 35(4): 352-360 (in Chinese)
- 简茂球, 罗会邦, 乔云亭. 2004. 青藏高原东部和西太平洋暖池区大气热源与中国夏季降水的关系. 热带气象学报, 20(4): 355-364. Jian M Q, Luo H B, Qiao Y T. 2004. On the relationships between the summer rainfall in China and the atmospheric heat sources over the eastern Tibetan Plateau and the western Pacific warm pool. J Trop Meteor, 20(4): 355-364 (in Chinese)
- 李维亮, 陈隆勋, 金祖辉. 1983. 亚洲上空夏季平均环流的结构及其热源分析. 气象学报, 41(1): 43-55. Li W L, Chen L X, Jin Z H. 1983. Structure of the mean circulation and the heat budget in July over Asia. Acta Meteor Sinica, 41(1): 43-55 (in Chinese)
- 李永华, 卢楚翰, 徐海明等. 2011. 夏季青藏高原大气热源与西南地区东部旱涝的关系. 大气科学, 35(3): 422-434. Li Y H, Lu C H, Xu H M, et al. 2011. Contemporaneous relationships between summer atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and drought/flood in eastern Southwest China. Chinese J Atmos Sci, 35(3): 422-434 (in Chinese)
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉等. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响——Ⅲ: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. 气象学报, 57(5): 525-538. Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high part Ⅲ: Condensation heating and south Asia high and western Pacific subtropical high. Acta Meteor Sinica, 57(5): 525-538 (in Chinese)
- 罗会邦, 陈蓉. 1995. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响. 气象科学, 15(4): 94-102. Luo H B, Chen R. 1995. The impact of the anomalous heat sources over the eastern Tibetan Plateau on the circulation over east Asia in summer half year. Scientia Meteor Sinica, 15(4): 94-102 (in Chinese)
- 齐冬梅, 李跃清, 李英等. 2010. 夏季青藏高原东部大气热源变化及其对相邻区域气候的影响. 干旱气象, 28(2): 113-120. Qi D M, Li Y Q, Li Y, et al. 2010. Variation of atmospheric heat source over east of the Tibetan Plateau in summer and its influence on climate of surrounding region. Arid Meteor, 28(2): 113-120 (in Chinese)
- 王黎娟, 温敏, 罗玲等. 2005. 西太平洋副高位置变动与大气热源的关系. 热带气象学报, 21(5): 488-496. Wang L J, Wen M, Luo L, et al. 2005. The relationship between the position variation of the West Pacific subtropical high and the apparent heating. J Trop Meteor, 21(5): 488-496 (in Chinese)
- 王黎娟, 管兆勇, 何金海等. 2009. “05. 6”华南强降水期间副热带高压活动与加热场的关系. 气象学报, 67(4): 666-673. Wang L J, Guan Z Y, He J H, et al. 2009. Relationship between activity of western Pacific subtropical high and diabatic heating during heavy rain in South China in June 2005. Acta Meteor Sinica, 67(4): 666-673 (in Chinese)
- 王黎娟, 陈璇, 管兆勇等. 2011. 江淮流域持续性强降水期间西太副高位置变异与非绝热加热的关系. 热带气象学报, 27(3): 327-335. Wang L J, Chen X, Guan Z Y, et al. 2011. Relationship between the position variation of the West Pacific subtropical high and the diabatic heating during persistent heavy rain events in Yangtze-Huaihe Rivers basin. J Trop Meteor, 27(3): 327-335 (in Chinese)
- 温敏, 何金海. 2000. 夏季季风降水凝结潜热释放效应对西太平洋副高形成和变异的影响. 南京气象学院学报, 23(4): 536-541. Wen M, He J H. 2000. Effect of summer monsoon precipitation on latent heat release on the formation and variation of western Pacific subtropical high. J Nanjing Inst Meteor, 23(4): 536-541 (in Chinese)
- 温敏, 施晓晖. 2006. 1998年夏季西太副高活动与凝结潜热加热的关系. 高原气象, 25(4): 616-623. Wen M, Shi X H. 2006. Relationship between activity of West Pacific subtropical high and condensation latent heating in summer of 1998. Plateau Meteor, 25(4): 616-623 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘还珠. 1999a. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. 气象学报, 57(1): 1-15. Wu G X, Liu H Z. 1999a. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development. Acta Meteor Sinica, 57(1): 1-15 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999b. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析. 气象学报, 57(3): 257-263. Wu G X, Liu Y M, Liu P. 1999b. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high

- I: Scale analysis. *Acta Meteor Sinica*, 57(3): 257-263 (in Chinese)
- 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. 北京: 科学出版社, 140-141. Wu G X, Chou J F, Liu Y M, et al. 2002. Dynamics of the formation and variation of subtropical anticyclones. Beijing: Science Press, 140-141 (in Chinese)
- 吴国雄, 刘屹岷, 宇婧婧等. 2008. 海陆分布对海气相互作用的调控和副热带高压的形成. *大气科学*, 32(4): 720-740. Wu G X, Liu Y M, Yu J J, et al. 2008. Modulation of land-sea distribution on air-sea interaction and formation of subtropical anticyclones. *Chinese J Atmos Sci*, 32(4): 720-740 (in Chinese)
- 吴洪宝, 吴蕾. 2010. 气候变率诊断和预测方法(第二版). 北京: 气象出版社, 400pp. Wu H B, Wu L. 2010. Methods for diagnosing and forecasting climate variability (2ed). Beijing: China Meteorological Press, 400pp (in Chinese)
- 徐海明, 王谦谦. 1997. 1994年7月我国东部降水异常成因的数值研究. *热带气象学报*, 13(3): 276-283. Xu H M, Wang Q Q. 1997. Numerical studies on the causes of the precipitation anomalies in the eastern China in July 1994. *J Trop Meteor*, 13(3): 276-283 (in Chinese)
- 徐蜜蜜, 徐海明, 朱素行等. 2012. 我国东部海洋温度锋区对大气的强迫作用——季节变化. *大气科学*, 36(3): 590-606. Xu M M, Xu H M, Zhu S X, et al. 2012. Ocean-to-atmosphere forcing in the vicinity of the sea surface temperature front in the East China Sea—Seasonal variations. *Chinese J Atmos Sci*, 36(3): 590-606 (in Chinese)
- 徐文明, 孙照渤, 曾刚等. 2007. 长江中下游夏季降水及其与全球热通量的关系. *南京气象学院学报*, 30(1): 26-33. Xu W M, Sun Z B, Zeng G, et al. 2007. Summer precipitation in the middle-lower reaches of Yangtze River and its relationship with global heat flux fields. *J Nanjing Inst Meteor*, 30(1): 26-33 (in Chinese)
- 张艳焕, 郭品文, 周慧. 2005. 孟加拉湾热源对亚洲夏季风环流系统的影响. *南京气象学院学报*, 28(1): 1-8. Zhang Y H, Guo P W, Zhou H. 2005. Influence of heat source over the Bay of Bengal on Asian summer monsoon circulation and summer precipitation in China. *J Nanjing Inst Meteor*, 28(1): 1-8 (in Chinese)
- 赵平, 陈隆勋. 2001. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. *中国科学(D辑)*, 31(4): 327-332. Zhao P, Chen L X. 2001. The relationship between the climate characteristics of the heat source over the Tibetan Plateau and precipitation in China for recent 35 years. *Sci China (series D)*, 31(4): 327-332 (in Chinese)
- Chen G, Huang R H. 2012. Excitation mechanisms of the teleconnection patterns affecting the July precipitation in northwest China. *J Climate*, 25(22): 7834-7851
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart J Roy Meteor Soc*, 137(656): 553-397
- Hoskins B J, Rodwell M J. 1995. A model of the Asian summer monsoon. Part 1: The global scale. *Atmos Sci*, 52(9): 1329-1356
- Huang R H, Sun F Y. 1992. Impacts of the tropical western Pacific on the East Asia summer monsoon. *J Meteor Soc Japan*, 70(1): 243-256
- Kobashi F, Xie S P, Iwasaka N, et al. 2008. Deep atmospheric response to the North Pacific oceanic subtropical front in spring. *J Climate*, 21(22): 5960-5975
- Lu R Y, Lin Z D. 2009. Role of subtropical precipitation anomalies in maintaining the summertime meridional teleconnection over the western North Pacific and East Asia. *J Climate*, 22(8): 2058-2072
- Luo H B, Yanai M. 1984. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. *Mon Wea Rev*, 112(5): 966-989
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern Hemisphere summer circulation. *J Meteor Soc Japan*, 65(3): 373-390
- Xu H M, Xu M M, Xie S P, et al. 2011. Deep atmosphere response to the spring Kuroshio over the East China Sea. *J Climate*, 24(18): 4959-4972
- Zhao P, Chen L X. 2001. Interannual variability of atmospheric heat source/sink over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its relation to circulation. *Adv Atmos Sci*, 18(1): 106-116