

张博, 钟珊珊, 赵滨, 等. 春季西太平洋海表面温度对我国江南春雨的影响. 应用气象学报, 2011, 22(1): 57-65.

春季西太平洋海表面温度对我国江南春雨的影响

张 博^{1)*} 钟珊珊²⁾ 赵 滨¹⁾ 何金海²⁾ 陈隆勋³⁾

¹⁾ (国家气象中心, 北京 100081)

²⁾ (南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044)

³⁾ (中国气象科学研究院, 北京 100081)

摘 要

利用 NCAR 提供的第 5 代全球大气环流模式 CAM3.1 探讨了春季西太平洋副热带地区海表面温度对我国江南春雨的影响。数值试验结果表明: 春季西太平洋副热带地区海表面温度升高可引起同期东亚—西太平洋副热带纬向海陆热力差异减弱, 进而引起 3—4 月青藏高原东南侧的低涡强度减弱, 该低涡与西太平洋副热带高压之间的位势梯度减小, 中低纬度西太平洋副热带高压强度减弱, 其北侧的 850 hPa 西南风强度相应减弱, 因此西南暖湿气流输送也随之减弱, 造成江南地区的水汽通量辐合强度明显减弱, 这种环流分布状况将不利于出现较强的江南春雨, 导致江南春雨强度明显减小。

关键词: 气候学; 江南春雨; 数值模拟; 春季西太平洋副热带地区海表面温度

引 言

20 世纪 80 年代, Tao 等^[1]提出东亚季风环流系统包含热带和副热带季风。Zhu 等^[2]明确提出东亚季风区可分为南海—西太平洋热带季风区(热带季风)和大陆—日本副热带季风区(东亚副热带季风), 副热带季风与我国东部汛期降水的联系也已做过研究^[3]。海陆热力差异是季风形成的主要因子, 早期的季风研究主要强调东亚地区经向海陆热力差异对热带季风产生的影响, 钱永甫等^[4]、张艳等^[5]以及 Zhao 等^[6]讨论了纬向海陆热力差异对夏季风的影响, 杨明等^[7]分析了海陆温差对江淮夏季降水的影响。赵平等^[8]用数值模拟方法研究了青藏高原抬高加热和西北太平洋海表面温度异常对亚洲—太平洋涛动的影响。关于太平洋海表面温度对大气环流以及我国不同时段降水影响被我国气象学家所关注^[9-11]。祁莉等^[12]指出东亚大陆和西太平洋纬向海陆热力差异的季节转换最早发生在副热带地区, 与其相应的对流层低层冬季盛行偏北风转为夏季偏南

风, 对性流降水也同时出现。何金海等^[13]指出, 亚洲大陆(含青藏高原)与西太平洋之间的纬向海陆热力差异的季节逆转对东亚副热带夏季风及热带夏季风均有重要作用。东亚(110°~130°E)降水正距平最早在第 15 候前后(3 月中旬)出现, 与该区域纬向海陆热力差异季节逆转时间一致, 而该区域降水正距平产生的时间正值江南春雨时段。

引发早稻烂秧、棉花僵苗不发等多种农业灾害的春季连阴雨天气, 是我国南方广大地区的主要自然灾害之一, 进一步弄清它的发生规律, 对该地区防灾、减灾具有重要意义。我国许多学者对江南春季连阴雨进行了分析^[14-17], 陈绍东等^[18]指出江南雨季开始于 3 月, 降水集中于春末夏初(4—6 月), 是我国东部雨季开始和结束最早的地区, 而影响江南汛期降水的海温异常关键区位于 1°~9°S, 12°~129°E, 关键影响时段为前一年的 5—7 月。Tian 等^[19]首次提出春雨持续降水的概念, 认为其成因机制在于西部陆地中南半岛与东部西太平洋至菲律宾之间的热力对比, 并因早春从江南到日本南部的降水量同时快速增长而推论春雨非地形影响的结果。

2010-02-04 收到, 2010-10-19 收到再改稿。

资助项目: 国家自然科学基金重点项目(90711003, 40633018)

* E-mail: zb1221@mail.iap.ac.cn

万日金等^[20]系统地分析了江南春雨的时空分布,指出将江南春雨的建立和终结时间分别定为第13候和第27候比较适当,同时江南春雨的空间范围被定义为包括长江中下游(30°N)以南,110°E以东的我国东南部地区。

赵平等^[21-22]在观测分析的基础上,利用区域大气模式选择2004年和2005年探讨了春季东亚热力差异变化对我国南方西南风降水以及雨带南北进退的影响,通过数值试验证实:春季东亚海-陆热力差异对我国江南地区西南风降水形成有重要影响,当春季东亚海-陆热力差异减弱时,我国东部没有雨带出现。这些研究成果是在个例分析基础上得到的,因此有必要从气候平均角度对其进行验证,在这个思路的启发下,本文利用NCAR提供的第5代全球大气环流模式CAM3.1,通过升高春季西太平洋副热带地区海表面温度,来研究气候平均状况下春季东亚—西太平洋纬向海陆热力差异对江南春雨的影响。

1 模式及试验方案设计

1.1 数值模式与资料

本文使用的数值模式为NCAR提供的CAM3.1模式,它是由NCAR为天气和气候研究而开发的第5代大气环流模式:垂直方向采用26层 σ - p 混合坐标;模式的大气层顶取2.194 hPa;水平方向分辨率

选取42波三角形截断(T42);时间步长为20 min;模式应用的海温资料来自于Hadley中心月平均海温资料。有关CAM3.1模式的详细介绍,可以参考文献[23]。

采用的资料包括:1981—2000年NCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)第1套逐日再分析资料中的风场资料,水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$;1981—2000年CMAP(Climatic Prediction Center Merged Analysis of Precipitation)降水资料。

1.2 数值试验方案设计

为了考察春季西太平洋副热带地区海表面温度对江南春雨的影响,本研究设计了两组数值试验:控制试验(CTL),该试验采用NCAR在推荐CAM3.1时附带的9月1日初始场,保持模式附带的海温有季节变化而没有年际变化,积分10年;敏感性试验(WPSSST),该试验将西太平洋地区($15^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $120^\circ \sim 150^\circ \text{E}$)的海表面温度(以下简称SST)依次提前2个月(即模式自带3月SST变为1月SST,4月SST变为2月SST,依次类推),而其他地区的SST保持不变,即保持原有的季节变化无年际变化,敏感性试验同样积分10年。本文是对CTL试验和WPSSST试验10年积分结果的算术平均值进行分析。图1a给出了WPSSST试验与CTL试验500 hPa温度纬向偏差的差值逐候演变(定义为各经度上的

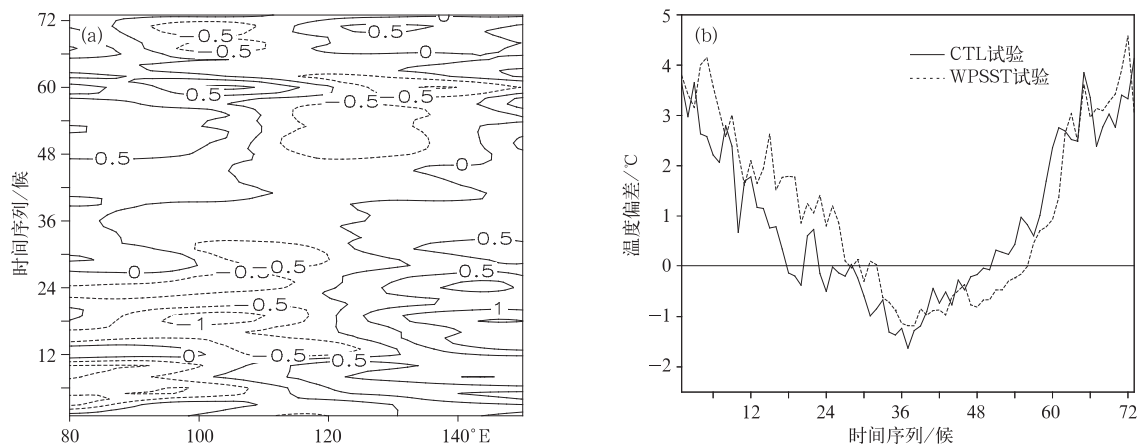


图1 WPSSST试验与CTL试验500 hPa温度纬向分布(单位:°C)

(a) 20°~30°N平均偏差,(b)20°~30°N,80°~120°E与20°~30°N,120°~150°E两区域温度差异

Fig. 1 Zonal difference of 500 hPa temperature between WPSSST and CTL (unit: °C)

(a) departure between WPSSST and CTL over 20°—30°N,

(b) difference between regions of 20°—30°N,80°—120°E and 20°—30°N,120°—150°E

温度与 $80^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$ 平均温度之差), 由图 1a 可见, 我国大陆在第 27 候之前大部分时间为冷区, 只是从第 27 候开始在青藏高原的西部出现暖区, 随后暖区范围迅速减小, 到了第 40 候前后我国大陆上空出现了大范围的暖区, 而 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 附近从第 12 候至第 40 候基本都为冷区; 西太平洋地区在第 36 候之前都维持着大范围的暖区形态。在第 40 候之前我国大陆与相邻的西太平洋之前为大陆冷海洋暖的状态, 而从第 40 候开始, 才转变为大陆暖、海洋冷的形态。图 1b 给出 CTL 试验与 WPSST 试验模拟的 500 hPa 纬向温度差异的时间变化, 温度差异为正(负)则代表 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 西太平洋 500 hPa 温度较高(低)而东亚大陆温度较低(高)。由图 1b 可见, CTL 试验模拟的温度差异在 3 月底至 4 月中旬由正转负, 而 WPSST 试验却推迟至 5 月底才出现纬向温度的逆转。因此, 由以上分析可知, 当西太平洋

SST 升高时, 春季东亚纬向海陆热力差异减弱, 东亚夏季型热力差异出现推迟。

2 数值试验结果分析

图 2 分别给出我国东部($110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)降水和 850 hPa 风场气候平均的经向平均纬度时间剖面。由图 2a 可见, 从 2 月初开始在我国东部 30°N 以南出现强度超过 $2\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 的持续性降水; 3 月初降水强度超过 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 随后强度继续增强并持续至 4 月下旬, 此时的江南雨带维持南北少动状态, 直到 5 月初南海季风爆发雨带中心位置南移意味着江南春雨阶段结束。由图 2b 可见, 3 月初开始我国江南地区 850 hPa 风场中西南风风速超过 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 并一直维持至 5 月中旬, 随后江南地区西南风风速突然减弱。

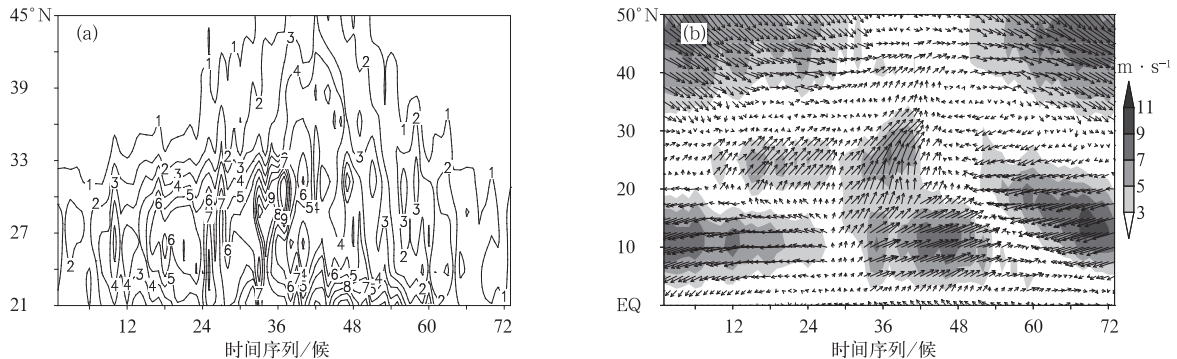


图 2 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均时间-经向剖面图 (a)降水强度(单位: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$), (b)850 hPa 风场(矢量:风向; 阴影:风速)

Fig. 2 Meridian-time cross section of precipitation intensity (unit: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) (a) and wind fields at 850 hPa (vectors; wind direction; shaded areas; wind speed) (b) averaged over $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$

图 3a 是 CTL 试验模拟的 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均降水强度时间-经向剖面图。由图 3a 可见, 第 13 候前后在 $26^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 附近出现强度达到 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 的江南春雨雨带; 此雨带持续到第 17 候左右, 随后降水强度减弱; 到第 20 候前后显著增强, 虽然在第 22 候附近稍有中断, 但基本都维持着南北少动, 4 月下旬至 5 月上旬最强。6 月下旬至 7 月上旬雨带北跳至长江流域, 形成梅雨; 一条季风雨带在 7 月中旬继续北推至华北, 形成华北雨季, 8 月中旬至 9 月中旬雨带维持在华北, 9 月下旬以后雨带迅速南移, 另外一条季风雨带从 7 月中旬开始向南退至华南并维持到 10 月上旬。通过对比图 3a 和图 2a 可以发现, CTL 试验模拟的江南春雨起始时间与观测较为一致, 均

在第 12 候前后江南春雨强度超过 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$, 并出现强度短暂减弱后重新增强, 不同的是 CAM3.1 模式模拟的江南春雨雨带位置略偏北, 强度较弱, 此外可发现 CAM3.1 模式对南海季风降水模拟并不理想, 在 5 月中旬南海季风爆发时并未出现雨带中心从副热带地区南移。WPSST 结果表明(图 3b): 1—3 月在 $26^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 附近已无较强降水, 降水强度都未达到 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$; 直到第 18 候前后, 28°N 以北才出现强度达到 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 的雨带, 此雨带范围覆盖 $30^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 附近并持续到第 25 候, 随后一条雨带北推至 36°N 附近, 另一条南退至 33°N 以南并持续到 6 月上旬; 从 6 月中旬开始在 30°N 附近出现一条强降雨带, 同时雨带也继续北推至华北地区, 8 月中旬华北雨带开始南撤。图 3c 是 WPSST 试验与 CTL 试验的 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均降水强度偏差时间-

经向剖面图,可以看出:从第12候开始,在 30°N 以南出现一条主要的降水强度负差值带,3月中旬负差值最强,负差值中心位于 27°N 附近,强度偏低 $2\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$,达到0.1的显著性水平。3月至4月中旬负差值雨带位置南北少动;4月下旬开始负差值雨带向北移动,到5月中下旬前后北移至 $30^{\circ}\sim 33^{\circ}\text{N}$ 附近;6月上旬负差值雨带一部分继续向北,在7月中上旬北进到华北地区,另外一条南落至华

南地区并维持至10月下旬。以上分析表明:春季东亚—西太平洋副热带纬向海陆热力差异减弱时,3—4月发生在 30°N 以南地区的降水强度明显减少,减小较显著的时间段为3月中旬及4月中下旬,减小的幅度达 $2\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。以上分析与赵平等^[22]的数值试验结果较为一致,我国东部3—4月雨带位于 30°N 以南,而减弱海陆热力差异试验中我国东部未出现这样的雨带。

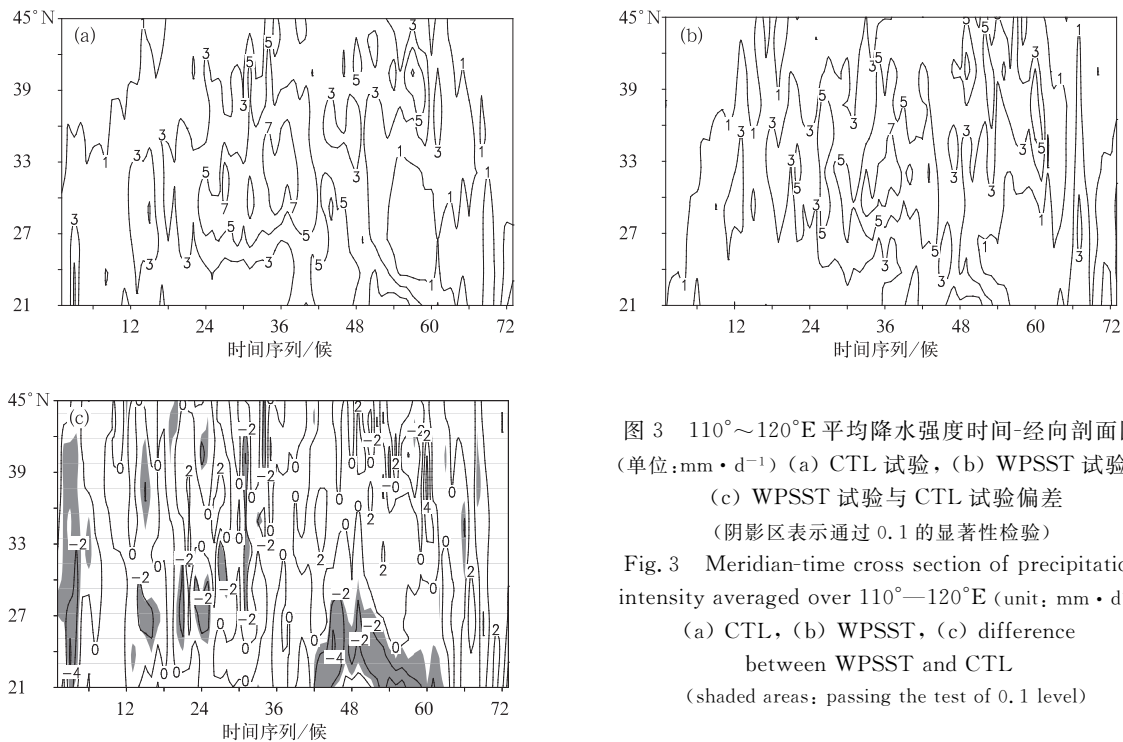


图3 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均降水强度时间-经向剖面图(单位: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) (a) CTL 试验, (b) WPSST 试验, (c) WPSST 试验与 CTL 试验偏差(阴影区表示通过0.1的显著性检验)

Fig. 3 Meridian-time cross section of precipitation intensity averaged over $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ (unit: $\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) (a) CTL, (b) WPSST, (c) difference between WPSST and CTL (shaded areas: passing the test of 0.1 level)

图4a是CTL试验模拟的气候平均我国东部850 hPa风场的纬向平均($110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)时间演变。由图4a可以清楚地看到,3月第1候在 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 附近出现风速超过 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风,维持到3月中旬,此时 $27^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 附近纬向平均($110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)降水强度达到 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$ (图3a);随后西南风有所减弱,伴随着3月下旬至4月上旬降水量减小;第17候西南风又开始加强,强度超过 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 并向南北扩展,对应从第20候开始 29°N 附近纬向平均降水强度显著增强,达到 $4\text{ mm}\cdot\text{d}^{-1}$;第24候西南风进一步加强并迅速向北扩展。 20°N 以南,在6月中旬前后,南海由东南风转为西南风,但西南风风速较小,并且转向发生较气候平均南海季风西南风转为东南风的时间晚,因此可以看出CAM3.1模式对南海季风的模拟稍有欠缺。由此可见,江南春雨期 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 附近西南风的加强和维持与 $26^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$ 附近

强降水的出现和维持相对应。图4b是WPSST试验模拟的我国东部850 hPa风场的纬向平均($110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)时间演变,由图4b可以看出,3—4月 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 之间西南风明显减小,已无超过 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的风速;从第24候开始在 30°N 以南开始出现强度超过 $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南风,范围维持少动,从第32候开始西南风显著增强并向北扩展。 20°N 以南,南海的东南风转向为西南风的时间也同样是在6月中旬前后,与CTL试验相近。因此,由于春季西太平洋副热带海表面温度升高引起的东亚—西太平洋副热带同期纬向海陆热力差异强度的变化,对南海夏季风的爆发影响不大。WPSST试验与CTL试验的我国东部850 hPa风场差值图(图略)可知在 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 和 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 分别有一个风速显著减小区。1月在 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 存在差值东风说明:WPSST试验模拟的1月西风风速较CTL试验小,第13候开始在

20°N 附近出现了差值东北风,在第 18 候稍有中断,第 20 候开始至第 25 候差值东北风显著增强并向南扩展,第 25 候以后差值东北风带向北移动,第 35 候前后逐渐减弱消失。此外,从第 40 候前后开始在 10°~20°N 附近出现差值东北风,向北移动的同时,差值强度显著增强,第 48 候差值北边界北移到 25°N 附近,然后差值东风区向南撤退,在第 66 候南

撤到了 8°N 附近。以上分析表明,春季东亚—西太平洋副热带纬向海陆热力差异减弱,导致 3—5 月我国东部 20°~30°N 范围内的 850 hPa 西南风强度明显减弱,与之相应的江南春雨强度也明显减弱。

CTL 试验中(图 5a),在 850 hPa 高度场上,青藏高原东南侧存在一个强度比实况弱的低涡,其与西太平洋副热带高压之间有较大的位势梯度;而在

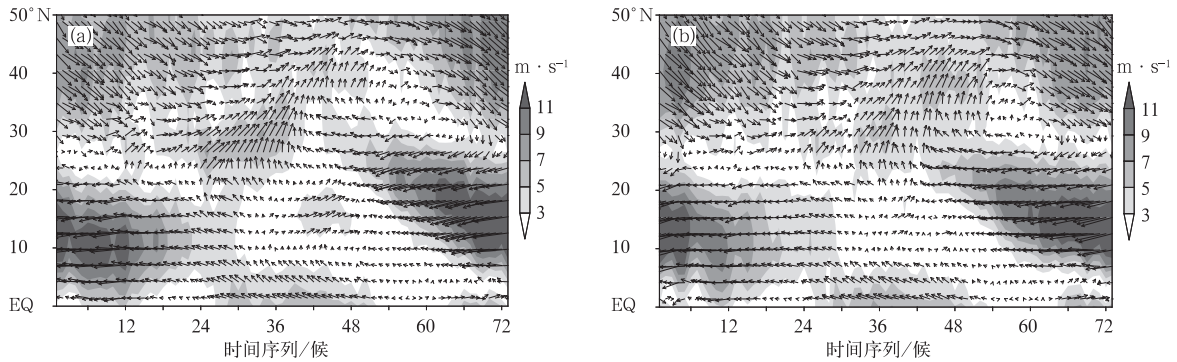


图 4 我国东部(110°~120°E)气候平均 850 hPa 风场时间-经向剖面图(矢量:风向;阴影:风速)
(a) CTL 试验, (b) WPSST 试验

Fig. 4 Meridian-time cross section of 850 hPa wind fields averaged over 110°—120°E in the east part of China (vectors: wind direction; shaded areas: wind speed) (a) CTL, (b) WPSST

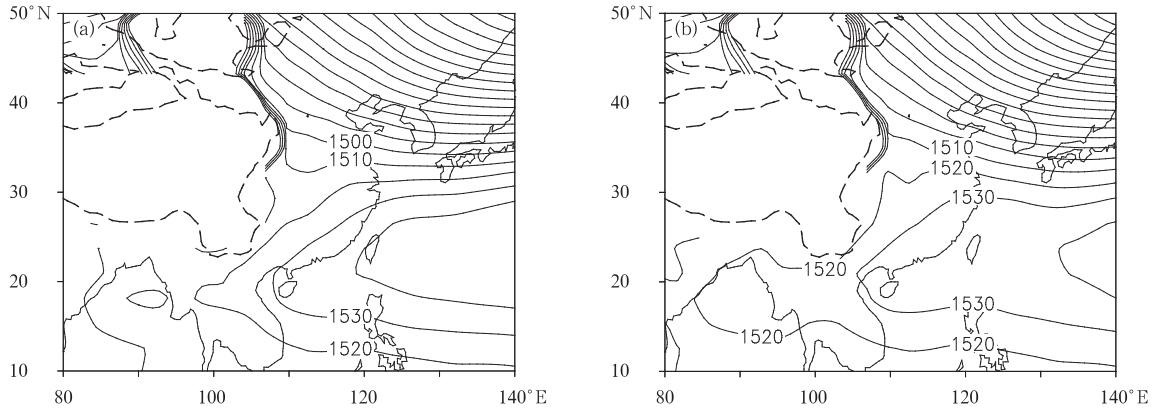


图 5 3—4 月平均 850 hPa 位势高度场(单位:gpm)(虚线为 1500 m 地形高度线)
(a) CTL 试验, (b) WPSST 试验

Fig. 5 850 hPa mean geopotential height fields in March and April (unit: gpm)
(dashed line: the topography of 1500 m) (a) CTL, (b) WPSST

WPSST 试验中(图 5b),青藏高原东南侧的低涡强度明显比 CTL 试验结果弱,相应的该低涡与西太平洋副热带高压之间的位势梯度减小。对应于风场,图 6a 是 CTL 试验模拟的 3—4 月平均 850 hPa 风矢量场,该模式对青藏高原北侧的西风急流带模拟较好,东亚大槽的位置和深度与实况也较为接近。该模式还可以模拟出青藏高原南侧的绕流,但与实况相比范围偏小、强度偏弱。中低纬度西太平洋副热带高

压的模拟结果与实况也较为一致,但范围较实况偏大,25°N 以南从西太平洋经南海到孟加拉湾中部的广大地区都盛行偏东风,分别在 我国华南地区、中南半岛北部转向为西南风,我国的西南、华南和江南地区都在西南风控制之下,这使得该地区的水汽辐合非常明显,江南地区出现水汽通量的辐合中心,中心强度达 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}$ (图 7a)。在 WPSST 试验中(图 6b),青藏高原北侧仍存在一支

西风急流,东亚大槽的位置和强度与控制试验一致,菲律宾以东洋面、我国南海及孟加拉湾一带盛行偏东风,但在我国华南地区的西南风强度与CTL试验相比明显偏弱,与之相应,江南地区的水汽通量辐合

区范围减小且强度减弱,中心强度减弱为 $-0.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}$ (图7b)。为了验证这一点,图6c给出WPSST与CTL试验模拟的850 hPa风场差值分布,可以看出 30°N 以南的我国南海及西太平洋

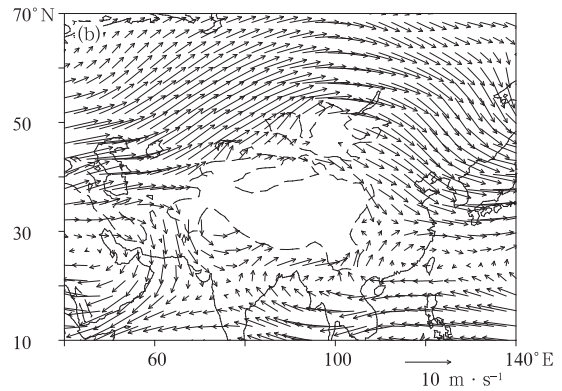
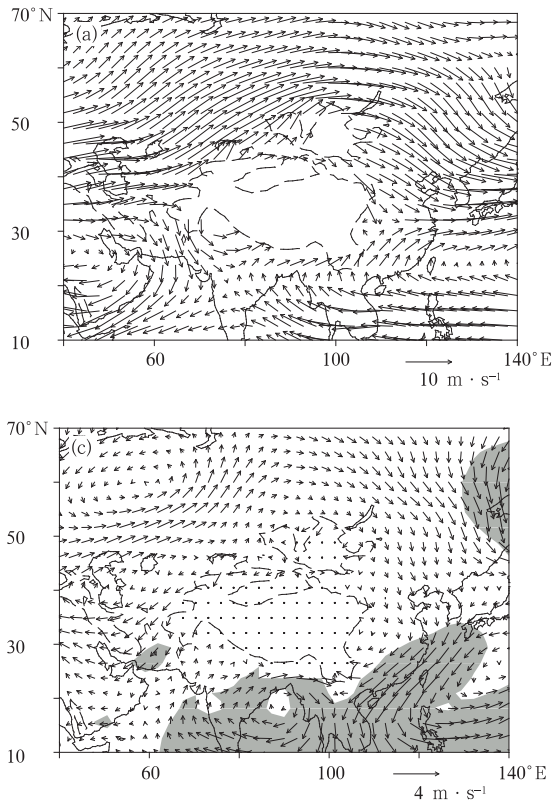


图6 3—4月平均850 hPa风场
(虚线为1500 m地形高度线;
阴影区表示通过0.05的显著性检验)
(a) CTL 试验, (b) WPSST 试验,
(c) WPSST 试验与 CTL 试验偏差

Fig. 6 850 hPa mean wind fields in March and April
(dashed line; the topography of 1500 m; shaded areas;
passing the test of 0.05 level) (a)CTL, (b)WPSST,
(c)difference between WPSST and CTL

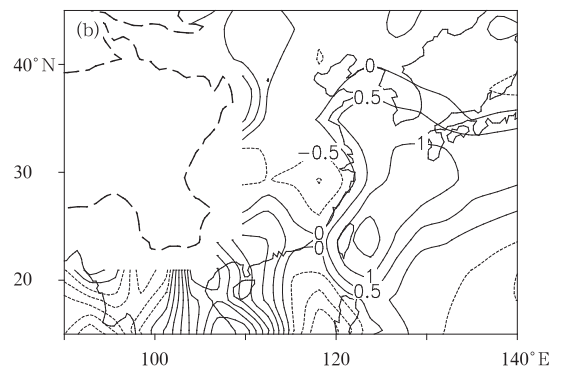
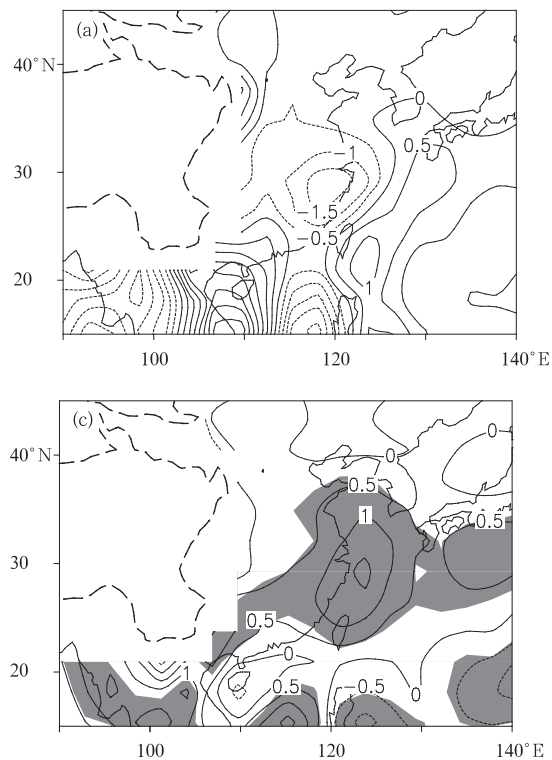


图7 3—4月平均850 hPa水汽通量散度场
(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}$)(虚线为1500 m地形高度线;
阴影区表示通过0.05的显著性检验)
(a) CTL 试验, (b) WPSST 试验,
(c) WPSST 试验与 CTL 试验偏差

Fig. 7 850 hPa mean moisture flux in March and April
(unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}$) (dashed line; the topography
of 1500 m; shaded areas; passing the test of 0.05 level)
(a) CTL, (b)WPSST, (c) difference
between WPSST and CTL

地区为气旋性差值环流,在其北侧从我国长江中下游流域直至南海及中南半岛中部为差值东北风并通过 0.05 的显著性检验,菲律宾以东洋面盛行差值西风。图 7c 为 WPSST 与 CTL 试验模拟的水汽通量散度差异分布,我国大部分地区为正差值区,在我国大陆东部沿岸存在一个正差值中心,并通过 0.05 的显著性检验,江南地区位于该正差值中心的西部。以上分析表明,在通过升高春季西太平洋副热带海表面温度导致春季纬向海陆热力差异减小情况下,中低纬度的西太平洋副热带高压强度减弱,其北侧的西南风强度相应减弱,因此,西南暖湿气流输送也随之减弱,造成江南地区的水汽通量辐合强度明显减弱,这种环流分布状况将不利于出现较强的降水。

图 8a 是 CTL 试验模拟的 3—4 月平均降水强度分布。由图 8a 可见,在青藏高原东侧边缘以及长江中下游流域各出现一个降水偏强的区域,其中数值达到 $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。与实况相比,我国大陆东部的降水中心较江南春雨范围略偏北,强度偏小,但已基

本模拟出江南春雨时期的降水分布情况。图 8b 是 WPSST 试验 3—4 月平均降水强度分布,可以看出:青藏高原东边缘仍存在一个强度达到 $4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的降水中心,但我国大陆东部的降水中心已经消失,我国江南、华南地区的降水强度也明显比 CTL 试验强度小,而菲律宾及以东洋面的降水强度比 CTL 试验模拟结果大,已超过 $6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。图 8c 是 WPSST 与 CTL 试验的 3—4 月平均降水强度差值分布,我国南海西部、中南半岛北部及我国的大部分地区都为降水强度负差值区,从中南半岛北部经华南直至江南地区存在一个西南—东北向的降水负差值带,在江南地区存在一个强度偏低 $-1.5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的负差值中心。因此,在减小东亚—西太平洋副热带纬向海陆热力差异的情况下,青藏高原南侧的西南绕流强度减弱,青藏高原东南侧的西南绕流强度也随之减弱,中低纬度西太平洋副热带高压强度减弱,造成江南地区的西南暖湿气流输送的强度减弱,导致江南春雨强度明显减小。

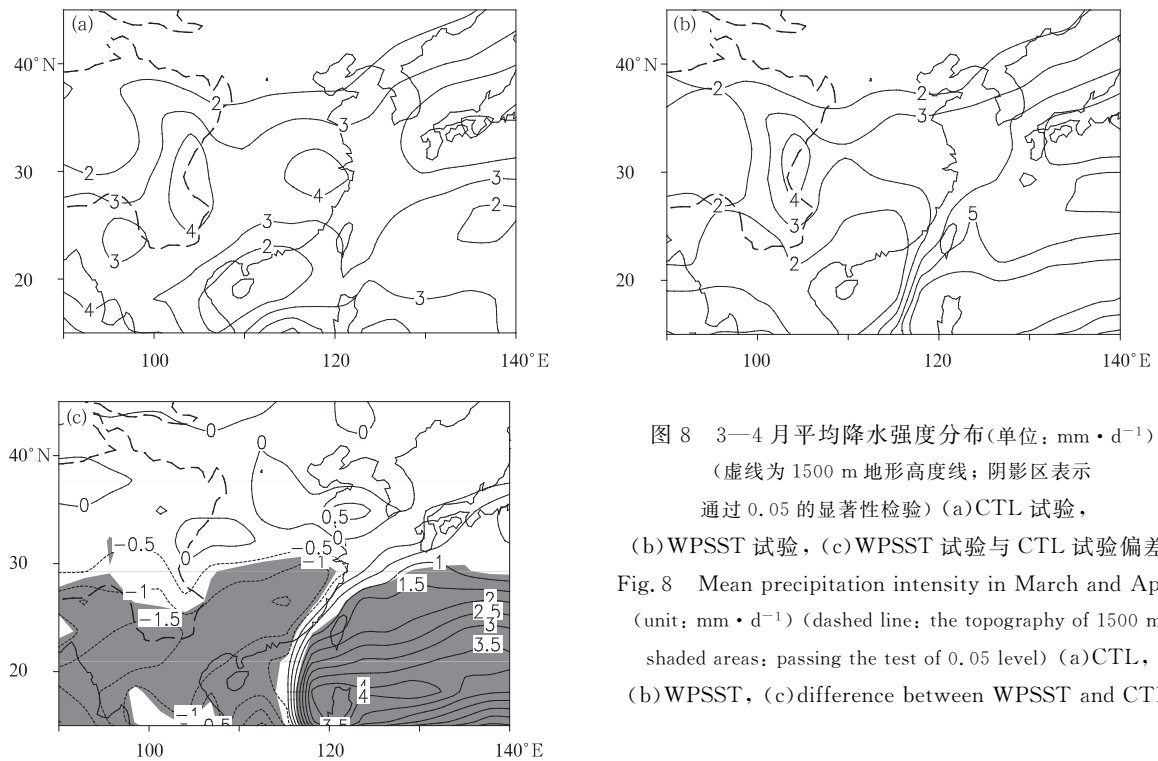


图 8 3—4 月平均降水强度分布(单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)
(虚线为 1500 m 地形高度线; 阴影区表示
通过 0.05 的显著性检验) (a)CTL 试验,
(b)WPSST 试验, (c)WPSST 试验与 CTL 试验偏差
Fig. 8 Mean precipitation intensity in March and April
(unit: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) (dashed line: the topography of 1500 m;
shaded areas: passing the test of 0.05 level) (a)CTL,
(b)WPSST, (c)difference between WPSST and CTL

3 结 论

本文利用 NCAR 提供的 CAM3.1 模式,通过改变西太平洋副热带地区海表面温度的季节变化,研究了气候平均状况下东亚大陆与相邻的西太平洋

之间纬向海陆热力差异对我国江南春雨产生的影响,主要结论归纳如下:

1) 春季西太平洋副热带地区海表面温度升高,将导致东亚—西太平洋副热带纬向海陆热力差异减小时,3—4 月我国东部 $20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$ 范围内的 850 hPa 西南风明显减弱,与之相应的 3—4 月发生

在 30°N 以南的降水强度明显减小,减小较显著的时间段为3月中旬及4月中下旬。这表明:前期西太平洋海面温度异常造成的东亚海陆热力差异减小,可以使后期江南春雨强度减弱,进一步证实春季东亚热力差异对江南西南风降水形成有重要影响。

2) 春季东亚—西太平洋副热带纬向海陆热力差异减小,将导致青藏高原东南侧低涡强度明显偏弱,同时该低涡与西太平洋副热带高压之间的位势梯度减小,中低纬度西太平洋副热带高压强度减弱,其北侧的西南风强度相应减弱。因此,西南暖湿气流输送也随之减弱,造成江南地区的水汽通量辐合强度明显减弱,这种环流分布状况将不利于出现较强的江南春雨,导致江南春雨强度明显减小。

参考文献

- [1] Tao S Y, Chen L X. A Review of Recent Research on the East Asian Summer Monsoon in China//Chang C P, Krishnamurti T N. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 1987: 60-92.
- [2] Zhu Q G, He J H, Wang P X. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction. *Adv Atmos Sci*, 1986, 3(4): 466-477.
- [3] 张庆云, 陶诗言. 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*, 1998, 9(增刊): 17-23.
- [4] 钱永甫, 江静, 张艳, 等. 亚洲热带夏季风的首发地区和机理研究. *气象学报*, 2004, 62(2): 129-139.
- [5] 张艳, 钱永甫. 青藏高原地面热源对亚洲季风爆发的热力影响. *南京气象学院学报*, 2002, 25(3): 298-306.
- [6] Zhao P, Zhang R H, Liu J P, et al. Onset of southwesterly wind over eastern China and associated atmospheric circulation and rainfall. *Clim Dyn*, 2007, 28: 797-811.
- [7] 杨明, 徐海明, 李维亮, 等. 近40年东亚季风变化特征及其与海陆温差关系. *应用气象学报*, 2008, 19(5): 522-530.
- [8] 赵平, 陈军明, 肖栋, 等. 夏季亚洲-太平洋涛动与大气环流和季风降水. *气象学报*, 2008, 66(5): 716-729.
- [9] 袁佳双, 郑庆林. 西北太平洋冷海温对东亚初夏大气环流影响的数值研究. *应用气象学报*, 2006, 17(3): 310-315.
- [10] 王澄海, 王式功, 杨德保, 等. 中国西北春季降水与太平洋海温的相关特征. *应用气象学报*, 2001, 12(3): 383-384.
- [11] 林建, 何金海. 海温分布型对长江中下游旱涝的影响. *应用气象学报*, 2000, 11(3): 339-347.
- [12] 祁莉, 何金海, 张祖强, 等. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流. *科学通报*, 2007, 52(24): 2895-2899.
- [13] 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识. *大气科学*, 2007, 31(6): 1257-1265.
- [14] 李麦村, 潘菊芳, 田生春, 等. 春季连续低温阴雨天气的预报方法. 北京: 科学出版社, 1977: 3-4.
- [15] 包澄澜. *中国天气学*. 北京: 海洋出版社, 1987: 269.
- [16] 施宁. 低纬环流及其低频振荡背景. *气象科学*, 1991, 11(1): 100-111.
- [17] 吴宝骏, 彭治班. 江南岭北春季连阴雨研究进展. *科技通报*, 1996, 12(2): 65-70.
- [18] 陈绍东, 王谦谦, 钱永甫. 江南汛期降水基本气候特征及其与海温异常关系初探. *热带气象学报*, 2003, 19(3): 260-268.
- [19] Tian S F, Yasunari T. Climatological aspects and mechanism of spring persistent rains over central China. *J Meteor Soc Japan*, 1998, 76(1): 57-71.
- [20] 万日金, 吴国雄. 江南春雨的时空分布. *气象学报*, 2008, 66(3): 310-319.
- [21] 赵平, 周秀骥, 陈隆勋, 等. 中国东部-西太平洋副热带季风和降水的气候特征及成因分析. *气象学报*, 2008, 66(6): 940-954.
- [22] 赵平, 蒋品平, 周秀骥, 等. 春季东亚海-陆热力差异对我国东部西南风降水影响数值试验. *科学通报*, 2009, 54(16): 2372-2378.
- [23] Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model Version 3 (CAM3). *J Climate*, 2006, 19(11): 2144-2161.

The Influence of the Subtropical Sea Surface Temperature over the Western Pacific on Spring Persistent Rains

Zhang Bo¹⁾ Zhong Shanshan²⁾ Zhao Bin¹⁾ He Jinhai²⁾ Chen Longxun³⁾

¹⁾ (National Meteorological Center, Beijing 100081)

²⁾ (School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044)

³⁾ (Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Abstract

Using the Community Atmospheric Model Version 3.1 (CAM3.1) provided by National Center for Atmospheric Research (NCAR), the influence of the East Asian subtropical zonal land-sea thermal difference on the spring persistent rains is studied. The results show that the monthly sea surface temperature over the western Pacific (15° — 35° N, 120° — 150° E) are two months ahead of schedule, the seasonal conversion of the East Asia—the western Pacific subtropical zonal land-sea thermal difference is delayed, and the thermal difference between the East Asia and the western Pacific in spring is decreased. Under this condition, the intensity of the southwest winds at 850 hPa over East China in March and April decreases, and the rainfall over the region to south of 30° N decreases during the period from March to April, the remarkable decreasing periods are mid-March and mid-late April. The result shows that the intensity of spring persistent rains decreases due to the little land-sea thermal difference. The important role of the East Asian subtropical zonal land-sea thermal difference on the spring persistent rains over Southeastern China is verified. As far as the mechanisms are concerned, the results are as follows.

When the land-sea thermal difference of subtropical zonal is minished, the intensity of vortex over the southeastern Tibetan Plateau weakens and then the geopotential difference between this vortex and the western Pacific subtropical high minishes. The western Pacific subtropical high over the middle and low latitudes weakens, and the intensity of the southeast wind decreases over the region to north of the western Pacific subtropical high. Therefore, the southeast warm moist airflows decrease and the convergence intensity of the moisture flux divergence weakens. Under this general circulation conditions, there are no heavy spring persistent rains.

Key words: climatology; spring persistent rains; numerical simulation; the subtropical sea surface temperature over the western Pacific in spring