



## 论文

## WRF 模式短期高温天气模拟对陆面方案的敏感性

曾新民<sup>①②\*</sup>, 吴志皇<sup>①</sup>, 熊仕焱<sup>①</sup>, 宋帅<sup>②</sup>, 郑益群<sup>①</sup>, 刘华强<sup>①</sup><sup>①</sup> 解放军理工大学气象学院, 南京 211101;<sup>②</sup> 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029

\* E-mail: xmzen@sohu.com

收稿日期: 2010-05-20; 接受日期: 2010-11-04

国家自然科学基金项目(批准号: 40875067)和中国科学院知识创新工程领域前沿项目(编号: IAP09306)资助

**摘要** 利用中尺度模式 WRFV2.2 及 NCEP 再分析资料, 以 24 h 短期天气模拟的方式, 模拟了我国 2003 年 7 月下旬江南及华南地区的高温天气, 检验了模拟高温对不同陆面方案的敏感性. 结果表明, 模式总体上能模拟出  $\geq 35^{\circ}\text{C}$  的气温分布形势, 但模拟高温对不同陆面方案比较敏感, 在模拟强度、TS 评分及误差上存在较大差异, 如从评分来看, SLAB 方案模拟最好, RUC 次之, NOAH 再次之; 不同陆面方案能模拟出方案之间的系统性差异, 如三个方案中 SLAB 方案模拟平均绝对误差最小, 模拟低层西太平洋副热带高压脊线最为偏东; 不同的陆面方案主要通过模拟地表感热通量的变化影响地面气温变化, 由不同方案引起的环流变化与地面气温变化之间的正反馈机制不重要, 甚至在主要高温区存在“负”反馈. 改进陆面方案对提高地面气温的数值预报能力具有重要意义.

**关键词**WRF 模式  
高温天气  
陆面方案  
敏感性试验

由于全球变暖的气候背景和城市热岛效应等因素, 现今极端高温天气气候事件在世界范围内频频发生, 对人体健康、农业、交通等诸多方面都带来了极其严重的影响<sup>[1]</sup>. 但关于高温热浪, 目前国际上还没有一个严格的定义<sup>[2]</sup>. 一般地, 高温热浪是指气温异常偏高, 或高温持续时间较长, 引起人体难以适应的一种天气气候灾害. 目前也没有高温热浪统一的标准, 如, 美国国家气象局(NWS)考虑综合了温度和相对湿度影响的热指数, 当热指数连续两天、白天有 3 h 超过  $40.5^{\circ}\text{C}$ , 或热指数在任一时间超过  $46^{\circ}\text{C}$  时, 发布高温警报<sup>[3]</sup>; 而在我国, 可根据气候及环境特点, 将我国每日极端高温可以分为三级: 高温  $\geq 35^{\circ}\text{C}$ , 危害性高温  $\geq 38^{\circ}\text{C}$ , 强危害性高温  $\geq 40^{\circ}\text{C}$ <sup>[4]</sup>.

显然, 陆面过程对高温天气可产生非常重要的

影响. 陆面作为气候系统的一个重要分支, 陆面过程控制着陆面与大气之间各种能量与物质的交换, 几十年来陆气相互作用对陆面水文、气候的影响受到相当程度的重视<sup>[5-11]</sup>, 只是近 10 年来, 中短期天气中陆面过程或陆面参数的作用才逐渐为人们所关注<sup>[12-16]</sup>. 事实上, 太阳辐射及大气逆辐射的能量直接由陆面过程分配为感热与潜热, 并反馈到大气, 势必强烈影响地面气温. 因此, 陆面过程在短期地面温度演变中也起着非常重要的作用, 区域模式的不同陆面方案也可对模拟的短期( $\leq 3$  天)高温天气产生很大影响.

综观前人对高温热浪的数值研究, 主要集中在较长时间序列的资料理论分析<sup>[17-21]</sup>、持续的气候模拟预报<sup>[22-24]</sup>等方面. 如, Gershunov 等<sup>[19]</sup>分析了 2006 年夏季加利福尼亚-内华达的热浪事件, 讨论了环流、水

汽输送等因子对热浪的相对贡献及其与全球变暖的可能关系; Wolfson 等<sup>[22]</sup>用全球环流模式研究了 1980 年夏季美国热浪事件, 发现北太平洋海温异常偏高不利于热浪的维持, 而美国大陆土壤湿度异常偏低有利于热浪的维持. 尽管在全球或区域模式短期研究及应用中, 温度一直是众多模式模拟预报重点关注的要素之一<sup>[25~29]</sup>, 但是, 基本上未见到关于短期高温热浪模拟对陆面方案敏感性的研究报道. 而通过短期区域高温热浪的模拟对陆面方案的敏感性分析, 不但可以更好理解不同陆面方案模拟该类天气的性能, 还可为改进陆面方案或利用模式进行预报提供参考. 因此, 检验区域模式模拟高温天气对不同陆面方案的敏感性, 是一项非常有意义的工作.

同时, 利用中尺度模式 Weather Research and Forecasting Model (WRF)对短期区域高温热浪的模拟, 至少可以在如下几个重要的科学问题上进行进一步的深入研究: (1) WRF 模式不同陆面方案模拟短期高温的性能如何? 作为新一代中尺度模式的 WRF, 是目前最受关注的天气模式之一<sup>[26~29]</sup>, 有关其不同物理参数化方案对模拟结果影响的研究, 基本都集中在强风暴个例方面<sup>[30~32]</sup>, 如, Holt 等<sup>[31]</sup>用 3 种不同陆面方案研究了 IHOP 计划的一个对流个例, 结果表明未考虑植被作用的方案误差最大, 故认为在强风暴天气预报中, 考虑详细的陆面参数化方案是很必要的. 这些工作未涉及 WRF 不同陆面方案模拟极端温度事件的影响. (2) WRF 模式不同陆面方案对高温天气模拟有何系统性的差异? 如果能考察分析出预报模式不同陆面方案导致短期模拟的系统性差异, 这对集合预报中成员的构成, 成员预报偏差的扣除等<sup>[25]</sup>, 具有重要意义. 但目前关于 WRF 短期模拟对物理过程方案的敏感性研究, 都是针对时间上不连续的独立或单一的个例来进行<sup>[30~32]</sup>, 从这种研究中可以看出不同物理过程影响的差异, 但很难推断出这一差异是否为系统性的. (3) 关于不同陆面方案模拟影响我国区域模拟高温的机理, 是否有区别于其他地区的地域特点? Fischer 等<sup>[24]</sup>通过区域气候模式模拟, 认为前期土壤湿度对 2003 年欧洲热浪事件的模拟可产生重要影响; 同时, 控制模拟区域的地面系统为热低压, 在大气环流与地面温度之间存在正反馈机制. 由于天气气候系统以及陆面特征的差异, 不同地域的陆气相互作用也将存在一定差异. 那么, 研究影响我国大陆范围(如南方地区)的高温模拟中不同

陆面方案的影响机理, 对我们更好理解我国区域陆气相互作用, 改进陆面方案的模拟性能, 也是很有助益的.

本文的主要目的是力图回答上述问题. 因此, 本工作选用 WRF 中三种不同的陆面方案进行了 24 小时模拟, 用以探讨 WRF 模拟短期高温对陆面方案的敏感性; 为进一步模拟出不同陆面方案对高温天气模拟的系统性差异, 这里对我国南方地区 2003 年 7 月下旬的高温天气进行了模拟数值研究, 试图通过对一个较长时段(一个旬)、在同一模式区域内连续的短期(24 h)模拟来考察这种系统性差异(见试验方案设计). 此外, 本文还基于上述连续的 24 h 模拟结果, 进一步分析了我国南方地区高温天气的陆气相互作用机理.

## 1 气候背景概况

我国南方地区夏季的天气主要受西太平洋副热带高压(下称西太副高)及北方冷气团活动的控制. 2003 年夏季西太副高显著异常, 北方冷气团影响较弱, 造成了我国南方酷暑<sup>[20]</sup>. 由图 1(a)中 7 月份副高脊线及气候平均的对比可知, 7 月西太副高呈东西带状分布, 南北跨度约 15 个纬度, 5880 gpm 等高线西伸脊点在 110°E 附近, 与气候平均相比, 副高南北跨度和面积均显著偏大, 位置异常偏西, 强度偏强. 图 1(b)给出了代表江南及华南地区的模拟区域 D2(见图 2)近三十年来 7 月份地表气温的变化, 可见, 2003 年 7 月南方地区的气温为近几十年中最高值.

2003 年夏季极端高温的状况在 7 月下旬最为显著. 从 7 月下旬的我国逐日气温实测情况来看(图略), 黄淮南部、长江中下游地区、华南北部及四川东部、重庆等地日最高气温达到 38~40℃, 浙江中部和西南部、福建北部、江西中部等地达 40~43℃; 许多地区极端最高气温超过了历史同期极值. 在 26°~32°N 之间的江南、华南地区的模拟区内, 7 月下旬每一天都出现了 ≥35℃ 的高温. 因此, 这里取 7 月下旬作为这次高温事件的模拟时段.

## 2 模式及试验方案简介

这里选取的模式为 WRF (ARW) 2.2 版. WRF 是近年来由美国环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)等多家科研机构开

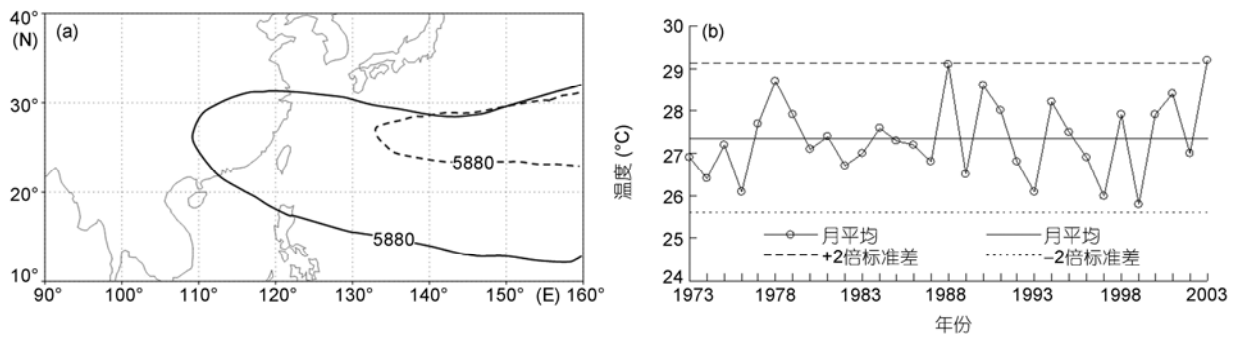


图 1 2003 年 7 月副高特征线及地表气温与相应多年结果的对比

(a) 1971~2000 年 7 月气候平均(虚线)与 2003 年 7 月 500 hPa 等压面 5880 gpm 线(实线); (b) 近 30 年来江南、华南地区 7 月份气温的变化

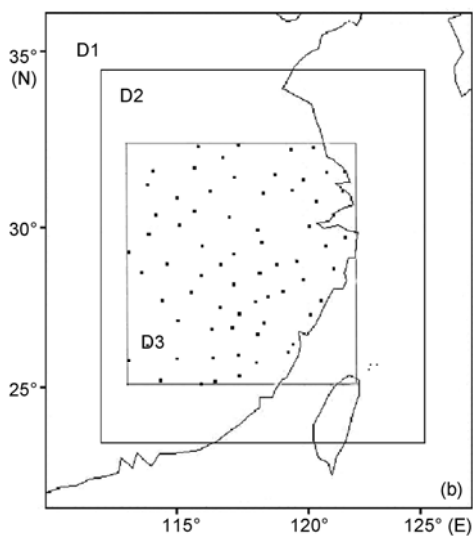


图 2 模拟区域及参与评分的站点分布

发出的下一代中尺度模式<sup>[33]</sup>, 现已广泛地应用于各种研究与业务预报中. 除了极具特色的数值化动力框架外, WRF 模式还包含许多先进的物理参数化方案选项. 本工作采用的主要物理方案<sup>[33]</sup>包括 Betts-Miller-Janjic 积云对流参数化方案, Lin 等的微物理方案, MRF 高分辨边界层参数化方案, RRTM 云辐射方案和 Goddard 短波辐射方案, 以及模式所有的三个陆面方案选项, 即 Dudhia 的五层热扩散方案, NOAH 陆面过程方案及 RUC 陆面方案. 三个陆面方案各自从水平衡及能量平衡规律出发, 计算出了陆面与大气间交换的动量、感热、潜热、辐射等通量. 五层热扩散方案(简称 SLAB 方案)由中尺度模式 MM5<sup>[34]</sup>的相应模块移植而来, 其土壤层分为为 1, 2, 4, 8 和 16 cm 厚的五层, 能量计算包括辐射、感热及潜热通量, 其

计算重点在于描述高频率、短时间尺度的地表温度变化. NOAH 方案由 Oregon State University (OSU) 陆面过程方案经不断发展得来<sup>[35]</sup>, 并发展为多机构合作开发的陆面模式, 是一个能预报四层(10, 30, 60, 100 cm 厚)土壤温度和湿度的模式, 模式中包含土壤、植被冠层和雪盖等方面能量及水文过程的精细参数化方案. RUC 陆面方案为 NCEP 天气业务预报系统中的陆面物理参数化方案, 包含多层土壤以及雪盖及植被的处理, 通过地表的能量及湿度收支方程, 求解六层土壤中温度和湿度. 从模式参数化复杂程度而言, 以相对而言, 以 SLAB 方案最为简单, RUC 陆面方案次之, NOAH 方案最为复杂.

该试验采用双向两重嵌套网格, 模拟区域中心为(29°N, 118°E), 大区域 D1 格点数为 55×62, 小区域 D2 格点数为 124×139(如图 2 所示), 水平格距分别为 30 和 10 km, 垂直分辨率为不等距 31 层, 模式顶气压 50 hPa. 如不作特别说明, 下面分析中涉及区域平均的统计量针对的为 D2 内稍小的高温发生主要区域的 D3 区域陆面部分的平均值, 这样, 可在较高的模式分辨率条件下讨论不同陆面方案对较大陆面区域内模拟高温的影响.

模式的初始场及边界条件采用 NCEP 1°×1°分析资料. 逐 24 小时积分的初始场采用从 2003 年 7 月 20 日 12UTC-29 日 12UTC(各初始场相隔 24 h)资料, 即作 10 个 24 h 的积分, 时间积分步长为 60 s. 对每一 24 小时积分试验, 以起始积分时间为标示(如“20 日”试验), 都采用 3 个不同陆面方案各积分一次, 其中陆面方案初始化都是为适应模式, 采用同一套资料作修正得来.

目前业务部门的气温预报内容主要有地面最高

气温、最低气温及定时气温. 即使处于同一天气系统的控制下, 对不同地域, 由于地表及大气状况的差异, 最高气温出现的时间也会有所差异; 但一般地, 地方时 14 时左右的气温具有代表性, 较为接近日最高气温值. 因此, 这里分析了不同陆面方案积分 18 h 后 06UTC(或北京时 14 时)的地面气温及其相关结果, 以探讨 2003 年我国南方夏季短期高温事件模拟对陆面方案的敏感性. 同时, 由于除陆面方案外的物理参数化选项都相同, 经过相同时间积分后的结果之间的差异即为由不同陆面方案所引起, 30 个 24 h 积分结果的差异可在一定程度上反映出不同方案结果差异的系统性, 本文其余部分重点分析了各个方案模拟结果的差异.

### 3 模拟结果初步分析

#### 3.1 气温空间分布

从每一 24 h 积分模拟结果来看(图略), 由于受相同 NCEP 再分析资料侧边界的驱动, 各方案模拟气温结果与再分析资料有较好的一致性. 但各个方案之间也呈现出较大的差异. 为总体考察不同方案对 2003 年 7 月下旬高温气候事件的短期模拟性能, 这里仅对三个方案各 10 个 18 h 积分(对应北京时 14 时)模拟的接近日最高气温的平均结果作分析.

图 3(a)~(d)给出了三个陆面方案模拟北京时 14 时气温的旬平均结果及相应的 NCEP 再分析场. 从中可以看出, 三个方案总体都较为成功模拟出地面气温的分布形势, 即平均来说, 湘、赣、浙地区异常高温, 而这些区域的南部及北部气温相对较低; 35℃ 以上高温的分布形势也模拟得较为合理. 同时, 三种陆面方案模拟的地表温度也有很大的差异. 对于 38℃ 以上高温的模拟, RUC 方案模拟出的范围最大, 也较好地再现了位于 28.4°N 附近两个主要高值中心(分析资料分别位于 113°E 附近的“西中心”及 117°E 附近的“东中心”)的位置与强度(其相应模拟中心稍偏西); SLAB 方案较好模拟了“西中心”的位置和强度, 但完全没有模拟出“东中心”(图 3(a)), 相对 RUC 方案, 除在模拟区南部沿海温度偏高 1~2℃ 以外, 其他区域基本偏低(图 3(f)); NOAH 方案基本没能模拟出 39℃ 的高温(图 3(b)), 模拟的中心温度较 SLAB 方案次更低(图 3(e)). 三种方案中, 最大单点气温差异可达 6℃ 以上(RUC-SLAB). 可见, 对于 35℃ 以上高温的模拟能

力, RUC 方案最优, SLAB 方案次之, NOAH 方案再次之; 不同方案模拟的高温区在强度上可有非常大的差异.

#### 3.2 评估参数结果

我们取  $NA$  为数值模拟高温( $\geq 35^\circ\text{C}$ )而实况也出现的站数, 即模拟高温而且模拟正确的站数;  $NB$  为模拟出高温而没有观测高温的站数;  $NC$  为没有模拟高温但有观测高温的站数. 将模拟结果与实况观测作站点上的评分, 对三种方案进行  $TS$  评分检验, 其算法<sup>[29]</sup>为

$$TS = NA / (NA + NB + NC). \quad (1)$$

在我国气象部门对中短期天气预报进行质量检验中, 这种对气温进行  $TS$  评分检验的方法也应用得比较广泛. 显然,  $TS$  评分只反映有高温时的成功率, 当模拟的高温区与观测高温区完全重合时, 此时  $TS=1$ , 模拟完全正确,  $TS$  越接近 0 时, 模拟越差.

同时, 这里也选用平均绝对误差( $ABE$ )及均方根误差( $RMSE$ )进行评估, 两者分别为

$$ABE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |P_i - O_i|, \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}, \quad (3)$$

式(2)和(3)中,  $P_i$  为第  $i$  站预报温度;  $O_i$  为第  $i$  站实况温度, 区域内参与评分的站点分布见图 2(共 74 个站点).

图 4 给出了模拟区域内北京时 14 时高温( $\geq 35^\circ\text{C}$ )三个方案每一 24 小时积分的  $TS$  评分及误差统计结果. 由图 4(a)可见, SLAB 方案  $TS$  评分总是最高, 约 0.4, 最大为 0.64, 基本上 RUC 方案  $TS$  较 SLAB 方案小, NOAH 最小. 从 SLAB 与 NOAH 方案  $TS$  评分差异来看, 10 日模拟中, 单日  $TS$  评分差异大都在 0.2 左右, 单日最大  $TS$  评分的差异可达 0.3 左右(“25 日”试验), 最大相对幅度可达 100% 以上(相对最小的 NOAH 方案). 这些结果不但说明了采用较合适的方案, 可以得到较好的模拟高温效果, 而且显示出不同方案  $TS$  评分非常大的差异.

从图 4(b)~(c)的误差分析可以看出, 总体上三个方案引起的误差较前人针对北美 5℃ 以上的短期预报误差<sup>[29]</sup>略小, 其中 SLAB 方案的误差最小, RUC 次之, NOAH 再次之. 这与  $TS$  评分的结果是一致的; 同时

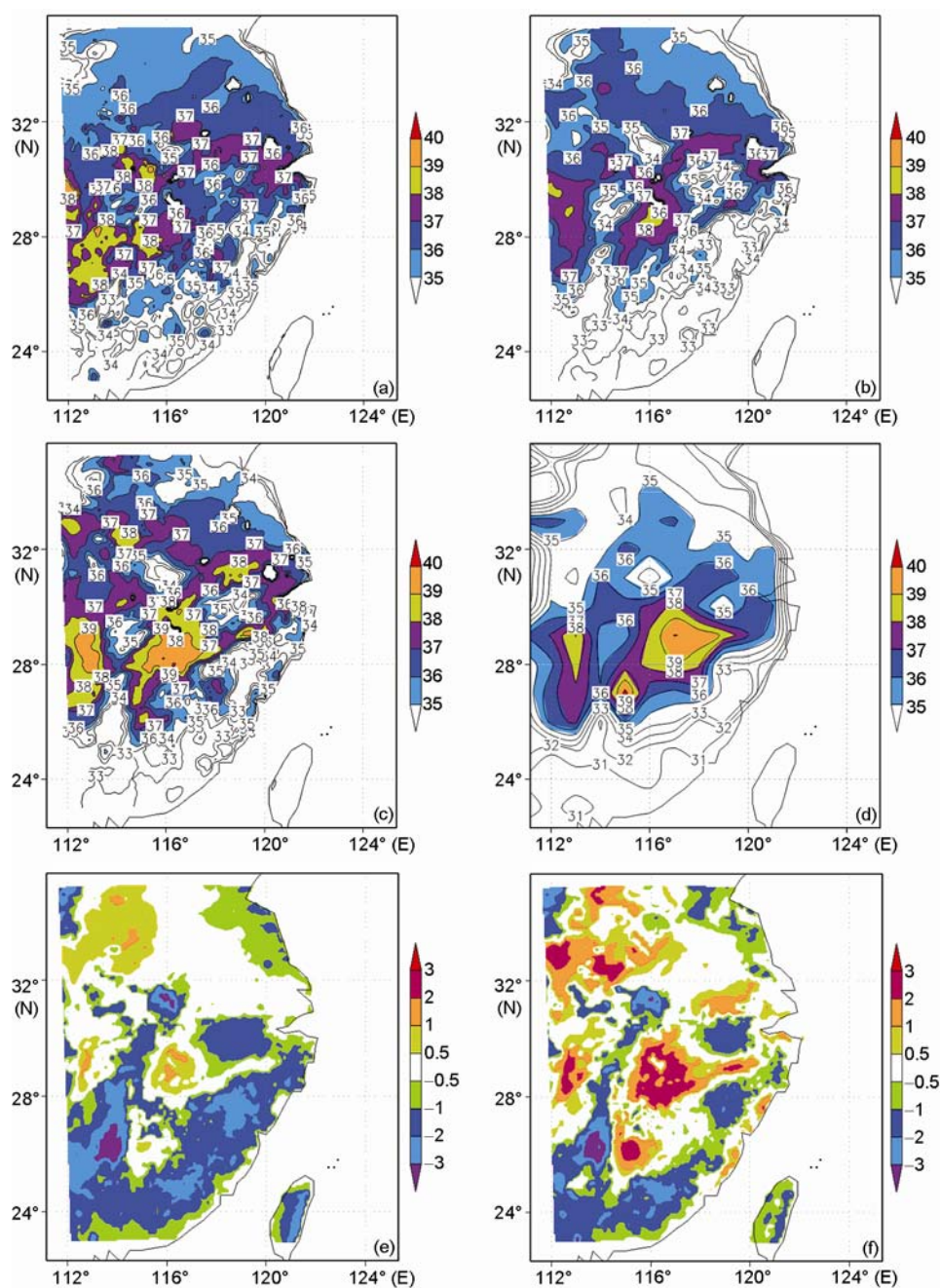


图 3 10 天 14 时(北京时间)地表温度平均分布

(a) SLAB; (b) NOAH; (c) RUC; (d) NCEP 再分析资料; (e) NOAH-SLAB; (f) RUC-SLAB(单位:  $^{\circ}\text{C}$ )

可见, RUC 与 NOAH 方案误差差异较小, 而两者与 SLAB 方案的误差差异较大(其中平均绝对误差差异约  $0.5^{\circ}\text{C}$ , 最大约  $1.0^{\circ}\text{C}$ ).这也进一步说明了, 采用适当的陆面方案可较大程度减小对区域高温的模拟误差.

#### 4 影响机理分析

上述结果表明了陆面方案可引起温度模拟结果的极大差异. 从机理上来看, 这主要是由不同陆面方案导致的不同地面通量直接引起的, 其中地面感热传输直接加热地面空气, 对底层气温的影响至关重

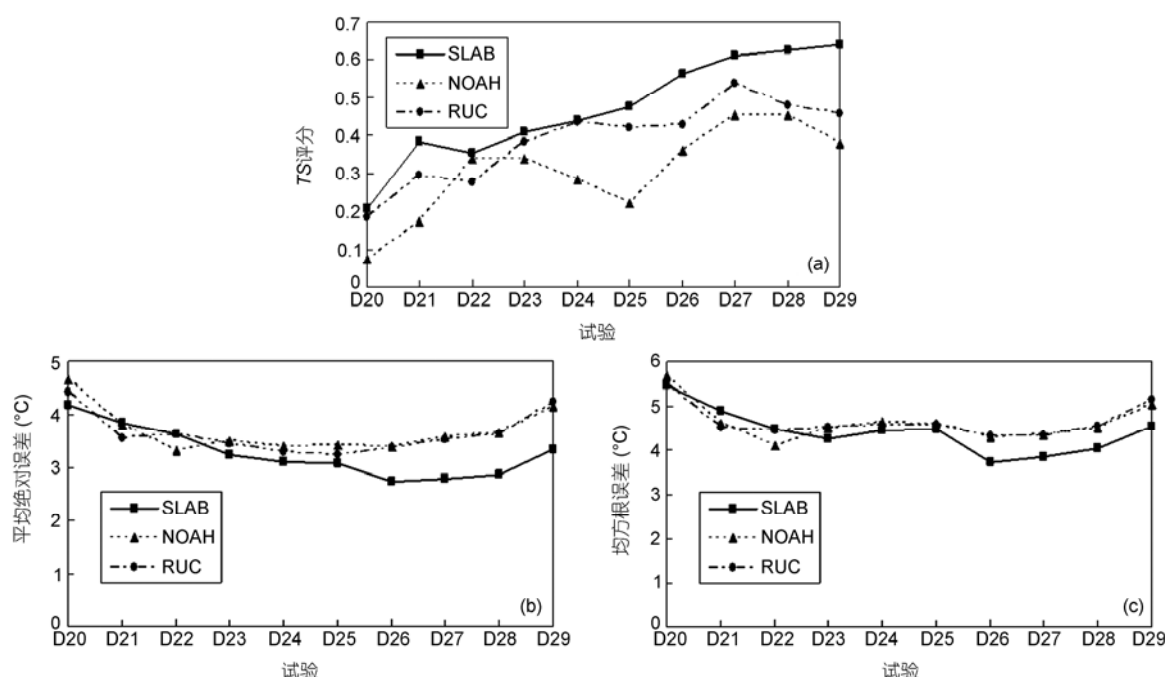


图4 模拟区 D3 内高温的评估结果

(a) TS 评分; (b) 绝对误差; (c) 均方根误差

要。模拟时段内天气酷热, 极少强对流天气, 地表水汽通量对气温的直接影响也小。图 5 给出了模拟区域内 10 个积分模拟各个时次平均的感热及潜热通量的时间变化, 可以看出, 尽管在夜间感热及潜热通量变化极小, 但不同陆面方案之间仍然呈现出较大差异, 这种差异在 06UTC(北京时 14 时)左右出现最大(图 5(a), (b)). RUC 方案模拟  $38^{\circ}\text{C}$  以上高温时体现出的优势与较高的感热通量、较低的潜热通量是紧密相关的。对比图 5(e)和 5(f)可知, RUC 方案模拟的感热较 NOAH 更强; 模拟的温度也更高(图 3); 将图 3(e)~(f)与 5(e)~(f)对比, 可见, 感热输送增加(减小)与温度升高(降低)的空间分布具有非常强的相似性。这些都说明了不同陆面方案模拟出不同的感热是导致地面气温变化的重要原因, 这与前人<sup>[24]</sup>不同的陆气相互作用(不同的土壤湿度与大气之间)通过地表通量改变气温模拟的结果是一致的。

众所周知, 西太平洋副热带高压是控制我国夏季天气气候的关键系统之一。吴国雄等<sup>[36]</sup>指出凝结潜热是决定东半球夏季副高位置和强度的关键因素, Zhou 等<sup>[37]</sup>也认为与地球表面非均匀加热相联系的赤道印度洋对流加热的增加是西太副高西伸的重要原因之一。不同陆面方案导致不同的陆面水热输送及

大气的热力差异, 也将对模拟的副高活动产生影响。许多研究者对 2003 年我国南方高温的机理进行了研究, 普遍认为副高持续异常偏强是主要原因<sup>[20,21]</sup>。由于高空副高内存在空气质量的辐合, 受质量守恒的约束, 低空有质量辐散, 相应的下沉空气绝热增温而影响底层气温。显然, 影响副高(尤其是底层)的特征则势必对底层气温产生影响。2003 年 7 月模拟区域内为副高所控制(图 1(a)), 图 6(a)和(b)给出了 500 及 850 hPa 的位势高度下旬平均结果。由图 6(c)和(d)可知, 在低层的 850 hPa, NOAH 及 RUC 方案模拟副高较 SLAB 方案是略微加强西伸的, 其中 RUC 方案副高最强。这种增强的低层高压环流实际上也增强了区域内下沉空气对陆面空气的加热效应, 有利于地表气温的升高, 即大气环流与地表气温之间理论上应该存在正反馈。但是, 将图 3(e)~(f)与 6(c)~(d)对比, 可以看出, 在模拟区大部陆面区域( $24^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$ ), 温度降低(升高)与 850 hPa 位势高度升高(降低)分布形势对应得较好, 即存在所谓“负”反馈关系。显然, 理论上由 SLAB 方案改为 NOAH(或 RUC)引起环流变化与温度变化的正反馈, 但实际模拟区大部出现了“负”反馈, 这表明了底层环流变化引起的温度效应是次要的。事实上, 由图 3(e)~(f)与 5(e)~(f), 图 3(e)~



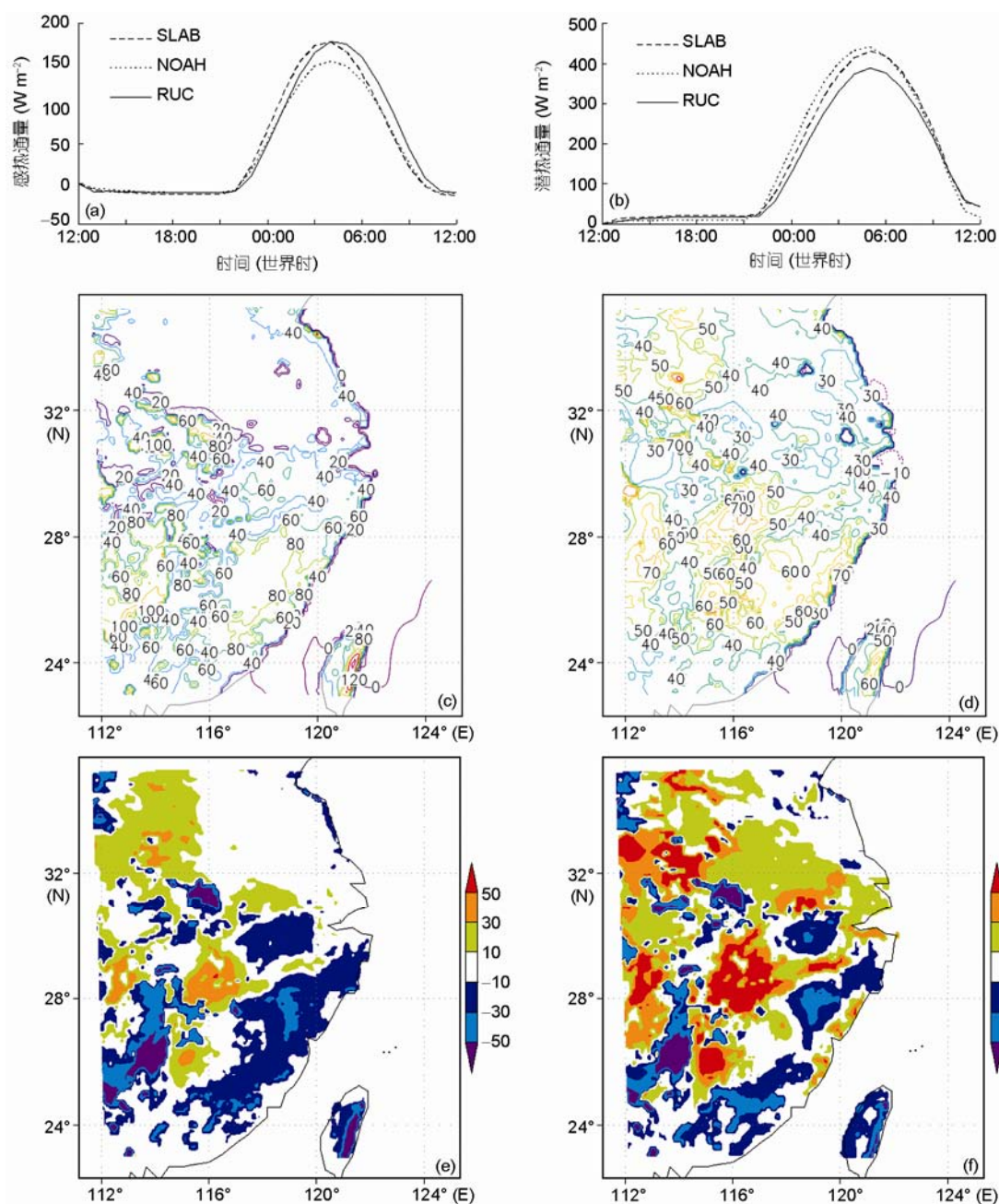


图5 模拟区域 10 个 24 小时积分的平均感热及潜热通量(单位:  $\text{W m}^{-2}$ )

(a) 感热通量日变化; (b) 潜热通量日变化; (c) SLAB 感热通量分布; (d) NOAH 感热通量分布; (e) NOAH-SLAB 感热通量; (f) RUC-SLAB 感热通量

(f)与 6(c)~(d)两两对比可知, 感热与温度变化分布的相似性比环流与温度的相似性明显要高; 注意到靠近模式上下边界附近区域则无上述对应关系(或对应关系相反), 这进一步说明了对主要模拟高温区来说, 由地面感热变化(而非环流变化)引起的模拟温度变

化是主要的。Fischer 等<sup>[24]</sup>用区域气候模式研究了 2003 年夏季欧洲热浪事件中的陆气相互作用, 认为干的陆面有利于产生地面热低压而加强对流层中部的高压脊, 因此在大气环流与温度之间存在正反馈机制。这里的短期天气模拟表明, 对这种西太平洋

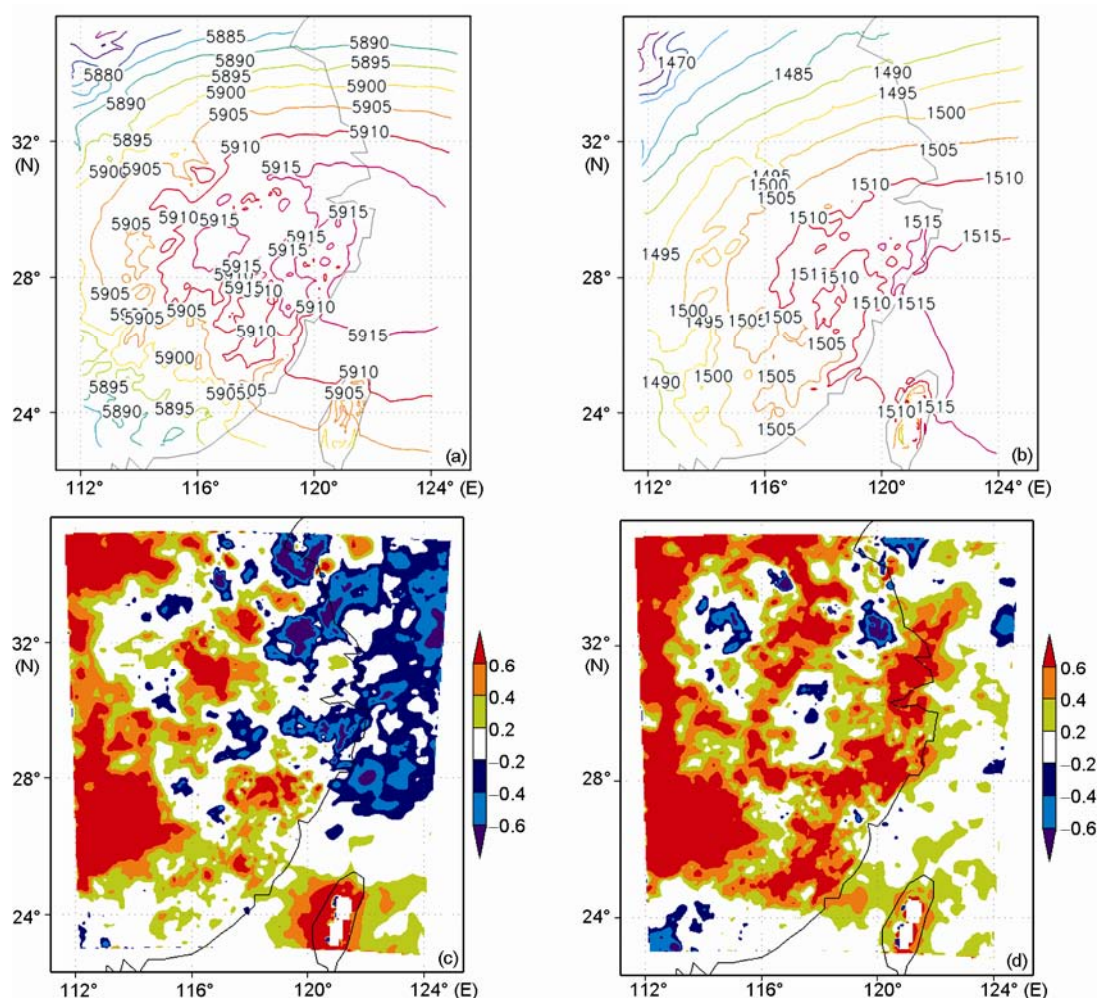


图6 模拟区域10个24小时积分14时(北京时间)平均500 hPa和850 hPa位势高度(单位: gpm)

(a) SLAB 500 hPa; (b) SLAB 850 hPa; (c) NOAH-SLAB 850 hPa; (d) RUC-SLAB 850 hPa

副热带地区动力型的高压, 环流与温度之间的正反馈机制并不重要, 甚至在模拟区以“负”反馈机制为主。

## 5 结束语

本文利用中尺度模式 WRFV2.2, 选取其中三个陆面方案, 就每一陆面方案设计了10个24小时积分, 分别模拟了2003年7月下旬江南及华南地区的高温天气, 得到如下主要结论:

(1) 三个方案总体都较为成功模拟出地面气温的分布形势, 模拟高温对三个陆面方案总体上也是敏感的。模拟区域内, 以模拟北京时14时35℃以上

高温的TS评分来考察, SLAB方案最好, RUC次之, NOAH再次之, 且因不同陆面方案TS可出现非常大的变化范围(如, 10日模拟中, 单日TS评分差异大都在0.2左右, 单日最大TS评分的差异可达0.3左右)。误差分析也显示出不同陆面方案可导致较大的误差差异, 其中SLAB方案误差最小, RUC与NOAH方案较为接近。值得提及的是, 相对其他方案, RUC方案更好地模拟出38℃以上危害性高温的分布, 这与35℃以上高温的评分及误差分析的结果有所差别。

(2) 从陆面方案影响模拟地面气温的机制来看, 模拟气温的差异主要是由不同方案陆面感热通量的差异直接引起。陆面感热通量可造成副热带高压环流的变化, RUC方案模拟陆面上空850 hPa副高最强,



NOAH 次之, SLAB 再次之. 前人研究了 2003 年欧洲高温事件不同土壤湿度导致的环流变化与地面气温变化之间存在正反馈<sup>[24]</sup>, 这里控制高温天气的系统为动力型的西太平洋副热带高压, 由不同陆面方案引起的环流变化与地面气温变化之间正反馈机制并不重要, 甚至在主要高温区存在“负”反馈.

(3) 这里在同一模拟区域内对具有气候意义的 2003 年七月下旬高温事件进行的 30 个 24 小时模拟, 更易检验出不同陆面方案短期模拟的系统性差异, 如, RUC 方案模拟 38℃ 高温分布最好, 而 SLAB 方案模拟平均绝对误差最小, 模拟低层副高脊线偏东等. 这些系统性差异对了解模式性能, 改进包括陆面方案在内的模式模拟性能或应用模式, 提高地面温度的数值预报能力等, 都具有重要的意义.

值得注意的是, 本文中“不同方案的影响”只是一种非常概略的说法, 实际这种模拟结果的差异是综合了陆面方案初值(如不同的土壤分层导致不同的土壤温度初值)和其参数化计算(如对植被影响各有不同考虑)两方面的影响. 同时, 上述一些不同陆面方案的系统性差异是在特定的模式设置下得到的, 可以认为, 是 WRF 高温模拟在这一设置下所呈现的

一种较为普遍的规律性的反映. 但陆气相互作用随着地域以及天气气候系统的不同可以存在很大差异, 区域模式模拟对陆面方案的敏感性与区域大小、侧边界的处理、模式其他物理选项等诸多因素有关, 在模式应用之前, 应对这些方面作较为充分的评估.

此外, 需要说明的是, 对区域模式模拟来说, 由于模拟结果是由边初值条件及模式内部动力、物理过程所决定, 模拟区域的选取及其侧边界的位置对模拟结果会有非常大的影响. 尽管我们设计试验的目的是为了体现出陆面方案的影响, 且希望在较高分辨率条件下讨论不同陆面方案对较大陆面区域模拟高温的影响, 但受计算资源的限制, 试验中模式区域 D1 与主要考察区域 D2 较为接近; 如两者相距更远, 则能减少 NCEP 资料的边界影响. 这是本工作的一个局限性. 本工作另一个局限性是在考察短期模拟的时段选取上. 模式模拟了 24 小时, 主要考察的是模拟 18 小时的高温, 实际大气中陆面过程影响的时间更长, 如有 36 小时和其他时段的比较试验则更能考察出不同陆面方案短期模拟的影响. 随着计算资源的改善和模式模拟性能的提高, 这些不足都是下一步工作中应该克服的.

**致谢** 作者就两位审稿专家对本文提出的宝贵意见, 深表感谢. 文中所用的初边值资料由美国 National Center for Atmospheric Research(NCAR)的 Computational and Information Systems Laboratory(CISL)得来, NCAR 由美国 National Science Foundation(NSF)资助, 原始资料可由网址 <http://dss.ucar.edu> 下载, 资料号为 ds083.0, 谨致谢意.

## 参考文献

- 1 Stott P A, Stone D A, Allen M R. Human contribution to the European heat wave of 2003. *Nature*, 2004, 432: 610–614
- 2 Robinson J P. On the definition of a heat wave. *J Appl Meteorol*, 2001, 40: 762–775
- 3 Kalkstein S L, Jamason P F, Greene J S, et al. The Philadelphia hot weather-health watch/warning system: Development and application, summer 1995. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1996, 77: 1519–1528
- 4 张尚印, 宋艳玲, 张德宽, 等. 华北主要城市夏季高温气候特征及评估方法. *地理学报*, 2004, 59: 383–390
- 5 Manabe S. Climate and ocean circulation. Part I: The atmospheric circulation and the hydrology of earth's surface. *Mon Weather Rev*, 1969, 97: 740–774
- 6 Giorgi F, Marinucci M R. Validation of regional climate model over Europe: Sensitivities of wintertime and summer time simulations to selected parameterizations and lower boundary conditions. *Q J R Meteorol Soc*, 1991, 117: 1171–1206
- 7 Zeng X M, Zhao M, Yu R C, et al. Application of a “big-tree” model to regional climate modeling: A sensitivity study. *Theor Appl Climatol*, 2003, 76: 203–218
- 8 李倩, 孙荪芬. 通用的土壤水热传输耦合模型的发展和改进研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 1522–1535
- 9 田向军, 谢正辉. 考虑次网格变异性与土壤冻融过程的土壤湿度同化方案. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2008, 38: 741–749
- 10 张强, 胡向军, 王胜, 等. 黄土高原陆面过程试验研究(LOPEX)有关科学问题. *地球科学进展*, 2009, 24: 363–372
- 11 Zeng X M, Liu J B, Ma Z G, et al. Study on the effects of land surface heterogeneities in temperature and moisture on annual scale regional climate simulation. *Adv Atmos Sci*, 2010, 27: 151–163

- 12 Pielke R A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev Geophys*, 2001, 39: 151–177
- 13 Zeng X M, Zhao M, Su B K. A numerical study on effects of land-surface heterogeneity from ‘Combined Approach’ on atmospheric process. Part II: Coupling-model simulations. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17: 441–455
- 14 张朝林, 苗世光, 李青春, 等. 北京精细下垫面信息引入对暴雨模拟的影响. *地球物理学报*, 2007, 50: 1373–1382
- 15 Trier S B, Chen F, Manning K W, et al. Sensitivity of the PBL and precipitation in 12-Day simulations of warm-season convection using different land surface models and soil wetness conditions. *Mon Weather Rev*, 2008, 136: 2321–2343
- 16 曾新民, 张强. 陆面参数的扰动对一次西北暴雨模拟影响的研究. *气象科学*, 2009, 29: 291–298
- 17 Brunetti M, Buffoni L, Mangianti F, et al. Temperature precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Glob Planet Change*, 2004, 40: 141–149
- 18 Zhai P, Pan X. Trends in temperature extremes during 1951–1999 in China. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1913, doi: 10.1029/2003GL018004
- 19 Gershunov A, Cayan D R, Iacobellis S F. The great 2006 heat wave over California and Nevada: Signal of an increasing trend. *J Clim*, 2009, 22: 6181–6203
- 20 林建, 毕宝贵, 何金海. 2003 年 7 月西太平洋副热带高压变异及中国南方高温形成机理研究. *大气科学*, 2005, 29: 594–599
- 21 杨辉, 李崇银. 2003 年夏季中国江南异常高温的分析研究. *气候与环境研究*, 2005, 10: 81–85
- 22 Wolfson N, Atlas R, Sud Y. Numerical experiments related to the summer 1980 U.S. heat wave. *Mon Weather Rev*, 1987, 115: 1345–1357
- 23 Kharin V V, Zwiers F W, Zhang X, et al. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *J Clim*, 2007, 20: 1419–1444
- 24 Fischer M E, Seneviratne S I, Vidale P L, et al. Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *J Clim*, 2007, 20: 5081–5099
- 25 McCollor D, Stull R. Evaluation of probabilistic medium-range temperature forecasts from the North American Ensemble Forecast System. *Weather Forecast*, 2009, 24: 3–17
- 26 Cheng W Y Y, Steenburgh W J. Evaluation of surface sensible weather forecasts by the WRF and the Eta models over the western United States. *Weather Forecast*, 2005, 20: 812–821
- 27 Wegiel J, LaCroix K, Rugg S, et al. Operational implementation of the Weather Research and Forecasting (WRF) system at the Air Force Weather Agency. 6th WRF Users’ Workshop. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, June 27–30, 2005
- 28 Mölders N. Suitability of the Weather Research and Forecasting (WRF) model to predict the June 2005 fire weather for interior Alaska. *Weather Forecast*, 2008, 23: 953–973
- 29 Etherton B, Santos P. Sensitivity of WRF forecasts for South Florida to initial conditions. *Weather Forecast*, 2008, 23: 725–740
- 30 Jankov I, Gallus Jr W A, Segal M, et al. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Weather Forecast*, 2005, 20: 1048–1060
- 31 Holt T R, Niyogi D, Chen F, et al. Effect of land-atmosphere interactions on the IHOP 24–25 May 2002 convection case. *Mon Weather Rev*, 2006, 134: 113–133
- 32 河惠卿, 王振会, 金正润, 等. 积云参数化和微物理方案不同组合应用对台风路径模拟效果的影响. *热带气象学报*, 2009, 25: 435–441
- 33 Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. A description of the Advanced Research WRF Version 2. NCAR Technical Note NCAR/TN-468+STR. National Center for Atmospheric Research, 2005
- 34 Grell A G, Dudhia J, Stauffer D R. A description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note NCAR/TN-398+STR. National Center for Atmospheric Research, 1995
- 35 Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. Implementation of Noah land-surface model advances in the National Center Environment Prediction operational mesoscale Eta model. *J Geophys Res*, 2003, 108: 8851, doi: 10.1029/2002JD003296
- 36 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响. I. 尺度分析. *气象学报*, 1999, 57: 257–263
- 37 Zhou T, Yu R, Zhang J, et al. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J Clim*, 2009, 22: 2199–2215