

文章编号: 2096-1618(2017)02-0184-08

青藏高原春季土壤湿度对长江中下游地区 初夏短期气候影响的数值模拟

王林, 王磊, 李哲, 李谢辉, 肖国杰

(成都信息工程大学大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

摘要: 为了解高原春季土壤湿度变化与中国长江中下游地区短期气候变化的关系, 使用 NCEP 全球再分析资料, 利用 WRF3.4.1 中尺度模式, 模拟长江中下游地区的初夏降水和气温。选取青藏高原 ($26^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $73^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) 为敏感区域, 通过减少 (增加) 敏感区域土壤湿度原始值的 50 % 而模式中的其他参数均保持不变, 进行干、湿两组敏感性试验。结果表明: 若春季高原土壤湿度偏湿, 长江中下游地区初夏降水大范围减小, 气温在长江中游地区升高, 下游地区变化幅度不明显; 反之, 若春季高原土壤湿度偏干, 长江中下游地区降水明显增多, 气温降低。

关键词: 数值模拟; 土壤湿度; 降水; 气温; 青藏高原

中图分类号: P461.4

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2017.02.012

0 引言

短期预测对初值有较强的依赖性, 而月内和季节性预报则需要保留地球气候系统中缓慢变化的部分^[1]。目前海表面温度 (SST)^[2] 被用来作为季节性预报的一个最为基本方法^[3], 但是, 一些研究则指出地球气候系统中还有一些其他缓变变量对陆地的影响超过 SST^[4]。土壤湿度是地球系统中的一个非常重要的缓变变量^[5], 可通过热容量向大气输送的感热、潜热等途径影响整个气候系统, 而且一系列观测分析^[6] 和模式研究^[7] 都证明土壤湿度具有持续性——通常称之为地表“记忆性”, 并且这种记忆性可以维持数月之久。Namias^[8-9] 曾最早发现土壤湿度的季节性异常对大气的季节变化具有重要作用。Shukla^[10-11] 通过模式结果对比表明土壤湿度异常能够影响后期降水。而且土壤湿度在整个蒸发过程中对全球范围内的降水都有显著影响^[12], 即它的持续性可以传输并影响未来某些地区的降水^[8]。将前期土壤湿度及后期降水^[13-14] 与 Rodriguez-Iturbe 等^[15] 及 Entekhabi 等^[16] 所做的随机模式结果进行对比, 结果表明土壤湿度的变化可以导致不同的气候状态。中国也有很多学者研究土壤湿度在气候变化中所起的重要作用, 王万秋^[17] 通过数值模拟试验证实土壤湿度增加能够影响某些地区的后期降水。马柱国等^[18] 的研究表明, 无论是超前还是滞后, 表层土壤湿度对降水都有重要影响。李巧萍等^[19] 研究得出土壤湿度对区域气候的影响在一个月内外较为显

著。王瑞等^[20] 利用耦合的全球海气模式对中国夏季降水的机制进行模拟, 结果表明若青藏高原 5 月中层土壤湿度偏湿有利于中国夏季出现第 I 类雨型的环流分布形势, 反之亦然。Chow 等^[21] 曾通过使用区域气候模式表明高原春季土壤湿度与夏季高原当地及长江流域降水存在明显的相关关系。前期很多学者均对土壤湿度与降水之间的关系进行分析: 全球地气耦合实验中的一个十分重要的发现就是土壤湿度在干湿梯度最大的地方对降水有着最强的影响, 即这些地方的蒸发量对土壤湿度变化最为敏感, 蒸发的总量和变化足以影响降水。随着不断对土壤湿度在短期气候预测中的地位的认识和理解, 土壤湿度在气候变化中的“角色”研究也有了更深一步的体现: 全球地气耦合实验第二阶段 (GLACE-2) 的研究结果则表明土壤干湿的初始异常对应于不同地区的降水具有不同预报技巧^[22]。

青藏高原 (下称高原) 平均海拔在 4000 m 以上, 主体高度可至对流层中部, 高原的动力和热力作用更使其成为全球气候中心的敏感区域^[23], 因而受到广泛关注。长江中下游地区位于青藏高原的下游, 属于温带湿润地带, 是东亚季风系统的重要成员, 降水的多寡与气温的高低变化与我国洪涝干旱息息相关, 关于洪涝与干旱发生的规律、成因和预测问题一直是短期气候研究的一个难点, 因此长江流域降水与气温的研究受到广泛关注, 是科研工作的热点和中心课题。进入 21 世纪以来, 降水变化引起的旱涝事件已经成为最严重的气象灾害, 由于它的持续性和突发性, 往往会对国民经济和人民财产造成巨大的损失^[24]。长江流域的降水是当年洪涝灾害的主要讯号之一, 因此研究高原土壤湿度对长江流域夏季气候的影响有利于对天气和气候预测、水资源管理、

收稿日期: 2016-09-19

基金项目: 国家自然科学基金面上资助项目 (41275033); 国家自然科学基金青年科学基金资助项目 (41305076)

农牧业生产规划、灾害预警等方面的工作进行。利用 WRF 中尺度模式,研究青藏高原春季土壤湿度对长江中下游地区初夏降水和气温的滞后性影响,有利于更好地理解土壤湿度在全球水循环中的作用,为中国乃至全球方面的气候预测提供参考。

1 模式介绍和试验设计

1.1 模式介绍

WRF(Weather Research and Forecasting Model)模式是由美国环境预测中心(NCEP),美国国家大气研究中心(NCAR)等多家美国科研机构中心着手开发的一种统一的中尺度天气预报模式。该模式包含了如微物理过程、长短波辐射、近地面层、陆面过程、边界层、积云参数等物理参数化方案。WRF 模式从 V3 版本开始,参数化方案、海冰、反照率等的处理有了重要的改进,增强了对气候的模拟能力^[25]。文中模式参数化方案选取如表 1 所示。

表 1 试验方案设计			
物理过程	控制试验	敏感性试验	
		湿土壤试验	干土壤试验
微物理	WRF Single-moment 6-class(WSM6)		
长波辐射		RRTM	
短波辐射		Dudhia	
近地面层	MM5 Monin-obukhov 相似理论		
陆面	Noah-MP land-surface		
行星边界层	Yousei University(YSU)		
积云参数化	Kain-fritsch(KF)		
敏感性试验修	SMOIS(26°N ~ 40°N, 73°E ~ 105°E)		
改参数及区域	土壤湿度增大 50 %	土壤湿度减小 50 %	

1.2 试验设计

2011 年春末夏初在中国长江中下游地区发生持续 20 天左右的强降水过程,6 月降水达到以往夏季(6、7、8 月)整体降水的量级,降水量大,引发了长江中下游地区的洪涝灾害,因此选择该时间段研究高原春季土壤湿度的变化后期对长江中下游地区降水的影响有一定的代表性。

采用双层嵌套网格系统,粗网格区域涵盖整个中国区域,覆盖青藏高原地区,而细网格区域覆盖了中国东部长江流域的 8 省 1 市,分别是江苏省、浙江省、安徽省、河南省、湖北省、湖南省、江西省、福建省和上海市,将(28°N~34°N,110°E~122°E)代表长江中下游地区。模拟中心位于 29.59°N,94.25°E。粗细网格的水平分辨率分别为 30 km 和 10 km,南北格点数分别为

127、268,东西格点数分别为 229、196,全垂直 eta 总层数为 30,模式顶层大气压为 50 hPa。模式的模拟区域与地形高度如图 1 所示。模式使用的是由 NCEP Final Operational Global Analsis 提供的 1°×1°全球再分析资料(FNL)经过预处理后作为 WRF 模式的初始场和边界条件。模拟时间段为 2011 年 5 月 1 日 00:00~7 月 1 日 00:00(UTC),共计 61 天,模式粗细网格输出时间间隔分别为 24 h、8 h。

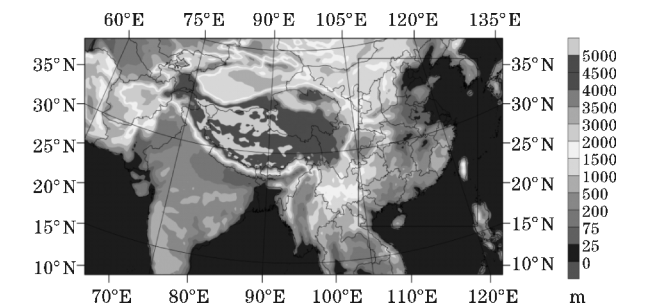


图 1 模拟区域的地形高度

选取青藏高原(26°N~40°N,73°E~105°E)为敏感区域,利用 WRF 模式分别设计控制试验和敏感性试验(见表 1):控制试验中土壤湿度保持原始值;敏感性试验中,将模式中初始时刻土壤湿度气候值改变为异常值进行强迫,将敏感区域土壤湿度分别增大 50 % 和减小 50 %,其他值保持不变。进而探讨高原春季土壤湿度对长江中下游地区短期气候的滞后性影响。敏感区域的地形高度如图 1 所示。

2 控制试验结果分析

2.1 控制试验验证分析

利用中国气象数据网(<http://data.cma.cn/site/index.html>)提供的中国地面气候资料月值数据集中长江流域 210 站的降水量和平均气温资料验证 WRF 模式对中国东部长江流域气候模拟的效果。长江流域站点分布如图 2 所示。

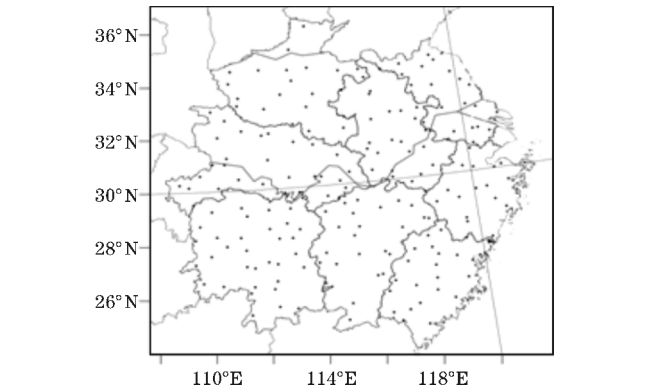


图 2 长江流域 210 站的站点分布

2.2 观测与模拟对比分析

为验证 WRF 模式对中国东部长江流域 8 省 1 市气候模拟的真实性,图 3 给出了中国 210 站和 WRF 模拟的东部长江流域 8 省 1 市 6 月的日平均降水量、平均气温及差值图。从图 3(a)、图 3(b)可以看出 WRF 模式的模拟效果整体是较好的,尤其是在是 $28^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 122^{\circ}\text{E}$,模拟效果最佳,模拟的极值中心与实况较接近,最大降水区域出现在安徽、江西与浙江 3 省的交界处,河南省北部降水相对较少。从图 3(e)模拟值与观测值的差值图可以看出,模式对湖南省、江西省的中南部及福建省的南部模拟效果不是很理想。整体而言模式对长江中下游地区($28^{\circ}\text{N} \sim 34^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E} \sim 122^{\circ}\text{E}$)6 月降水的模拟基本符合实况降水量的空间分布。从图 3(c)、图 3(d)可以看出 WRF 模式对气温

的模拟效果,模拟的极值中心与实况较为接近,大值中心位于河南省的北部,低值中心位于江苏省与浙江省的东部及湖北省与湖南省交界处的西部,在长江流域以南,湖北、江西和福建 3 省气温模拟效果欠佳。从图 3(f)可以看出,模式对气温的模拟效果整体而言较为接近,变化幅度在 3°C 上下。

影响长江中下游地区的降水与气温的因子很多,如海温异常、欧亚大陆和青藏高原积雪、高原植被及海冰等都直接或间接地影响环流形势的变化从而导致降水与气温的异常,其机制比较复杂。而模式对环流场的模拟存在一定的系统误差,模式中微物理过程方案、积云对流参数化方案以及陆面过程方案的选取也在一定程度上影响降水和气温的模拟,所以造成模拟结果出现一定的偏差。

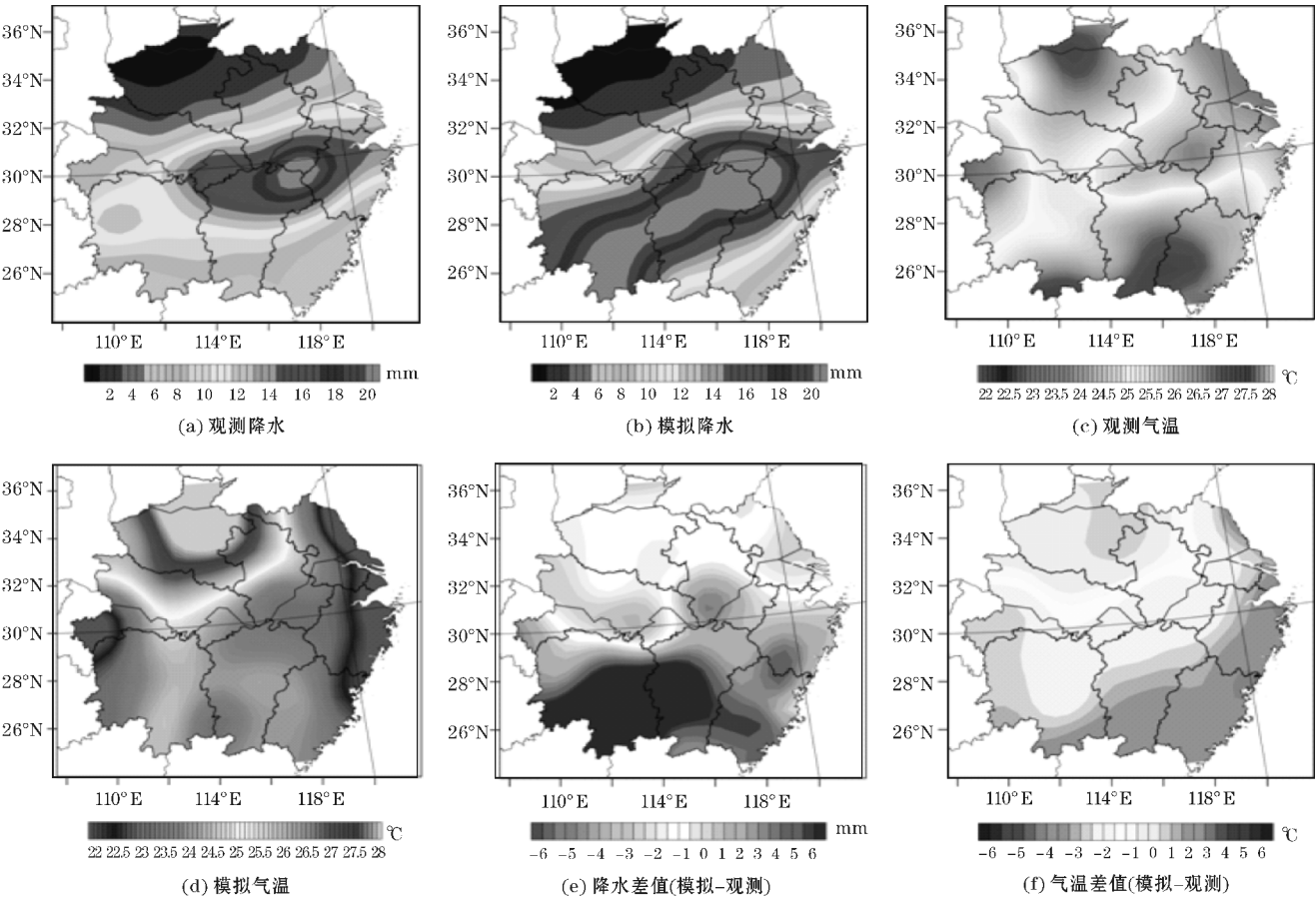


图 3 2011 年 6 月日平均地面降水和月平均气温

2.3 各省份模拟结果与观测对比

为更好的体现 WRF 对 8 省 1 市的模拟效果,对各

个省份的模拟值与观测值进行统计分析。统计参数计算方法见表 2。

表 2 统计参数计算方法

相关系数	$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$
平均值	$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i$
平均偏差	$M_A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)$
平均误差	$M_B = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i - y_i $
认同指数	$I = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x} + y_i - \bar{y})^2}$

n :样本数; x_i :模拟值; y_i :观测值; \bar{x} :模拟平均值; \bar{y} :观测平均值

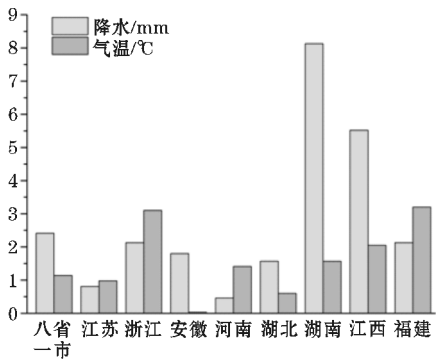


图 4 2011 年 6 月各省份降水与气温平均值差值图

因上海只有一个站点,故未列入表 3。从表 3 通过对模拟场与观测场 2 个场之间的相关系数、平均值、平均偏差、平均误差、认同指数等统计量的计算分析,可以看出 WRF 模式对八省一市模拟的结果与实况较接近,整体而言降水模拟优于气温。降水的相关系数达到 0.71,认同指数达到 0.80,而气温的相关系数为 0.42,认同指数为 0.43。湖南与福建两省相关系数偏低,模拟效果偏差较大,降水与气温均未通过 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验。从表 3 可以看出,湖南省与江西省降水模拟的平均偏差与平均误差偏大,都达到 5.0 mm 以上。此外,浙江省的气温模拟、湖南省的降水与气温模拟、江西省的气温模拟及福建省的气温模拟的认同指数偏低之外,其余区域的统计量结果都表明模拟结果与实况非常接近。从图 4 各省份日平均降水与月平均气温的平均值之间的差值图可以看出,湖南省与江西省的降水模拟与实测相差较大外,其他省份平均值都相差在 2.5 mm 左右。各个区域的气温模拟平均值与观测平均值的差值都在 3℃ 左右变化,变化幅度较小。从图 3(e)、图 3(f) 差值图以及结合表 3 中的江苏、浙江、安徽、河南和湖北等省份的统计量计算结果可以看出模式在长江中下游地区 (28°N ~ 34°N, 110°E ~ 122°E) 的降水与气温的模拟基本与实况相一致,平均偏差与平均误差都很小。

表 3 各省份模拟与观测统计结果

		8 省 1 市	江苏	浙江	安徽	河南	湖北	湖南	江西	福建
样本数 n	站点	210	23	24	24	19	31	35	26	27
相关系数	降水/mm	<u>0.71</u>	<u>0.87</u>	<u>0.86</u>	<u>0.90</u>	<u>0.69</u>	<u>0.71</u>	-0.25	<u>0.60</u>	-0.19
	气温/℃	<u>0.42</u>	<u>0.77</u>	<u>0.67</u>	<u>0.48</u>	<u>0.77</u>	<u>0.81</u>	0.29	<u>0.53</u>	-0.23
平均偏差	降水/mm	2.37	-0.81	2.13	1.80	-0.47	-1.57	8.14	5.53	2.13
	气温/℃	-1.42	-0.98	-3.10	-0.02	1.42	-0.61	-1.57	-2.05	-3.21
平均误差	降水/mm	3.95	1.41	2.76	3.15	0.83	3.47	8.55	6.11	2.69
	气温/℃	2.08	1.31	3.10	1.76	1.50	1.15	1.88	2.32	3.21
认同指数	降水/mm	0.80	0.97	0.91	0.93	0.99	0.85	-0.05	0.75	0.85
	气温/℃	0.43	0.73	0.29	0.65	0.91	0.77	0.04	-0.11	-1.05

注:单下划线表示相关系数通过 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验,双下划线表示通过 $\alpha = 0.05$ 的显著性检验

3 敏感性试验结果分析

3.1 湿土壤试验结果分析

为探讨青藏高原前期 5 月土壤湿度是否通过其“记忆性”对后期降水的影响,将高原土壤湿度增大

50 % 后,图 5 给出土壤湿度增大后 6 月降水与气温及与控制试验的差值图。通过图 5(a)、图 5(b) 与控制试验降水气温图 3(b)、图 3(d) 对比,可以发现,6 月份降水较之前雨带明显南移,而且在 28°N ~ 36°N, 110°E ~ 122°E 大部分地区降水量明显减少;气温变化幅度较小,气温大值区范围缩小,在湖南省湖北省交界处气温有明显增加趋势。从图 5(c)、图 5(d) 差值图来看,

在江苏省、浙江省和福建省沿海地带,降水量呈增加趋势,在江西省中南部与湖北省的西南部降水量也呈明显增大趋势,考虑到其降水可能受到除土壤湿度外其他因子的影响更大的可能性,忽略其变化。降水在长江中下游地区(28°N~34°N,110°E~122°E)整体呈现

减小趋势。6 月气温变化幅度不明显,在河南省、湖北省、湖南省、江西省、福建省以及江苏省部分地区气温呈增长趋势外,其余地区气温都呈下降趋势,即气温在长江中游地区呈上升趋势,下游地区整体呈下降趋势,且变化幅度在2℃内。

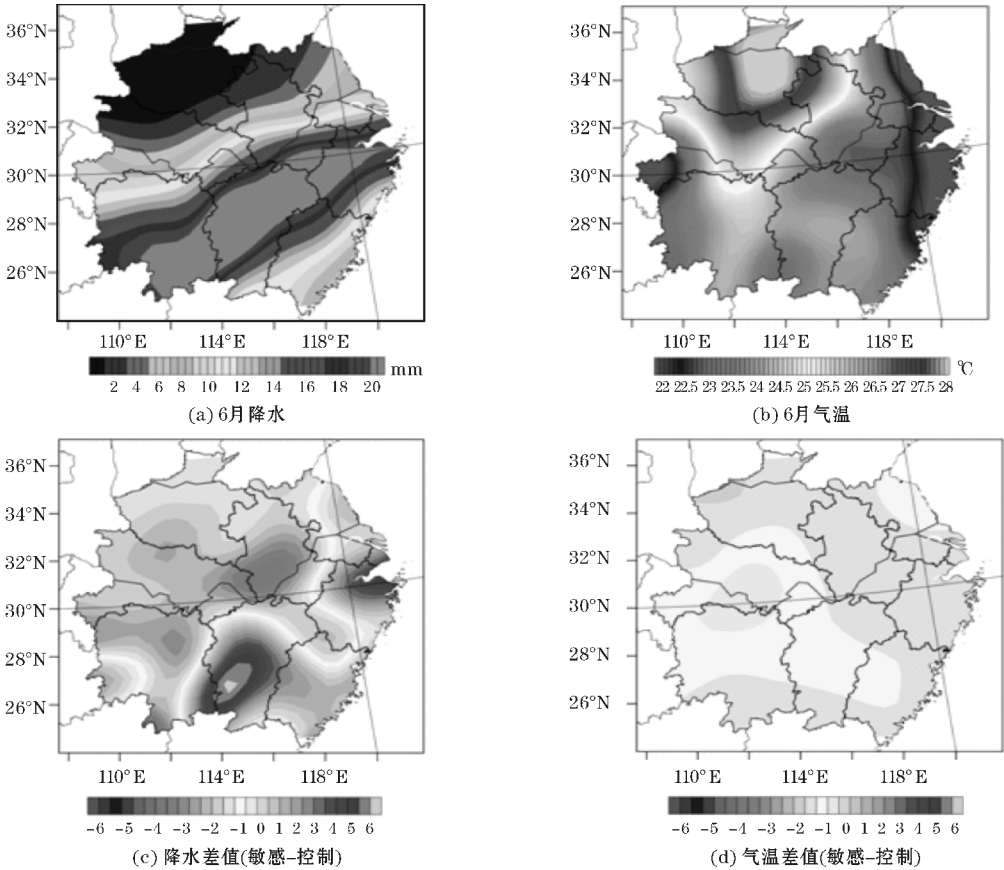


图 5 2011 年 6 月湿土壤试验的日平均降水与月平均气温

3.2 干土壤试验结果分析

图 6 给出将青藏高原春季土壤湿度减小50 % 的降水与气温及与控制试验的差值图,通过图 6(a)、图 6(b)与控制试验中的降水气温图 3(b)、图 3(d)对比,可以发现,6 月降水较之前雨带明显北移,除大值中心处可以看出湖南省南部与江西省中部局部地区降水有减小趋势,其余大部分地区降水较之前明显增加;气温变化幅度较小,基本无明显变化。从图 6(c)、图 6(d)差值图来看,江苏省、浙江省、安徽省、河南省、湖北省、湖南省大部分地区降水明显增加,江西省和福建省大部降水有减小趋势,气温除河南省与湖北省交界处一小块区域增大外,其余地区全部呈下降趋势。但在长江中下游地区(28°N~34°N,110°E~122°E)降水整体呈现增加趋势;气温整体呈现减小趋势且变化幅度在均在2℃以内。

3.3 敏感性试验降水分析

鉴于降水是长江中下游地区当年洪涝灾害的主要讯号之一,为更好地分析敏感性试验降水量相对于控制实验降水量的变化幅度,定义一个区域降水量增长百分比的统计参数:

$$\Delta = \frac{A_i - B_i}{B_i} \times 100 \%$$

式中 A_i 与 B_i 分别代表敏感性试验与控制试验中各个站点的降水量。

通过图 7(a)可以看出,在湿土壤试验中,降水在长江中下游地区增长百分比整体为负,表明高原春季土壤湿度增大50 % 后,长江中下游地区初夏降水量减小且幅度较大。反观图 7(b),在干土壤试验中,降水在长江中下游地区增长百分比整体为正,表明高原春季土壤湿度减小50 %,长江中下游地区初夏降水量增长且变化较大。从图 7(a)、图 7(b)可以看出长江中

下游大部分地区的增长百分比变化都在10 % 以上,部分地区的增长百分比甚至高达50 % 以上,因此可以推断高原春季土壤湿度变化在后期对长江中下游地区的

降水变化影响比重很大,尤其是高原春季土壤湿度偏干,对后期降水的影响更大,这对长江中下游地区的洪涝灾害有一定的警示意义。

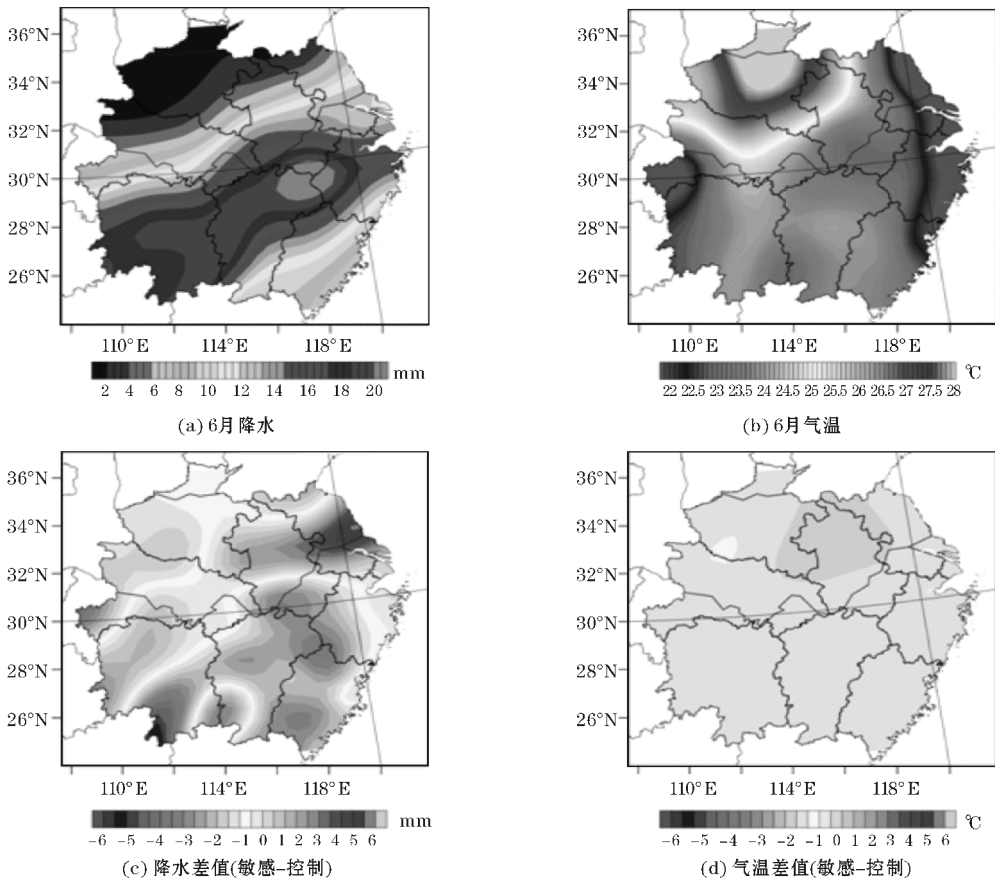


图6 2011年6月干土壤试验的日平均降水与月平均气温

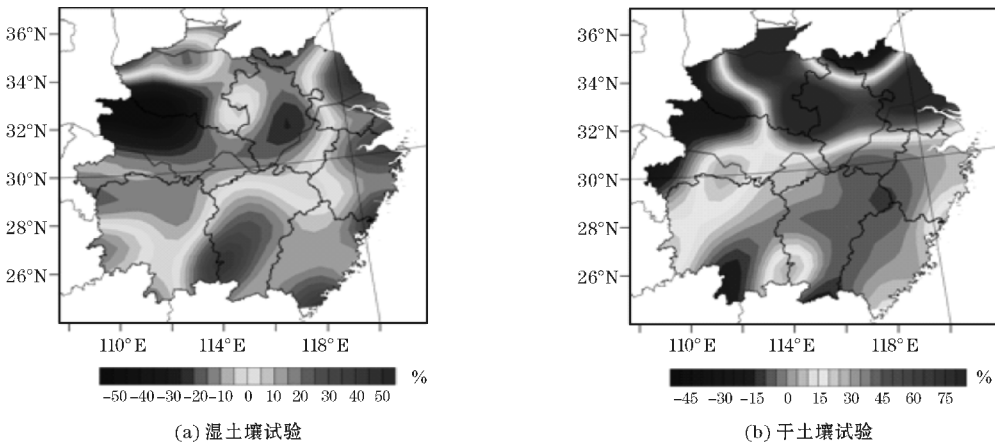


图7 2011年6月区域降水量的增长百分比分布图

4 结论

(1) 利用 WRF 进行短期气候模拟,探讨 WRF 在短期气候预测方面的能力。利用耦合 Noah-MP 陆面过程方案,充分考虑高原上积雪及植被覆盖面的影响,以使模拟性能提高。从控制试验看,模式结果在长江

中下游地区(28°N ~ 34°N, 110°E ~ 122°E) 与观测值较接近,其相关系数较理想,通过图 3、图 4 可以看出模拟结果与观测值在大部分地区相差不大,基本达到预期的模拟效果,表明 WRF 模式在短期气候模拟上有较好的能力。

(2) 敏感性试验结果一定程度上说明青藏高原春季土壤湿度变化是长江中下游地区初夏降水与气温变

化的重要影响因子之一。结合图5、图6模拟结果来看,若高原春季土壤湿度偏湿,长江中下游地区6月降水明显减少,而气温变化在长江中游地区有上升趋势,在下游地区有下降趋势,变化幅度不明显。若高原春季土壤湿度偏干,则长江中下游地区6月降水明显增多,而气温则呈下降趋势。从图7可以看出,高原春季土壤湿度异常变化是引发长江中下游地区降水异常的重要因子。

综上所述,高原春季土壤湿度是长江中下游地区降水的前期信号之一,春季土壤湿度的异常是影响长江中下游地区降水异常的主要因子之一。湿土壤对长江中下游地区6月降水有负反馈作用,而对气温变化在长江中游地区呈正反馈,下游地区呈负反馈作用;干土壤与降水出现负反馈作用,与气温呈正反馈作用。结果表明,合理考虑土壤湿度的作用,能够提高对长江中下游降水短期预报的能力,从而对长江中下游地区的洪涝及干旱情况做出客观的预测。高原春季土壤湿度之所以会成为长江中下游地区降水重要信号之一,是由于土壤湿度变化引起地面蒸发的变化从而可能影响后期水汽的输送,而且蒸发还影响地表潜热感热的变化,从而可能通过高原地表热力作用对南亚高压、西太平洋副热带高压和夏季风等系统的变化产生影响,进而对中国长江中下游地区初夏的降水和气温等气候异常产生影响。关于土壤湿度对后期气候异常的机制目前还处于探索阶段,高原土壤湿度变化所带来的一系列的热力作用与动力作用的变化对长江中下游地区气候变化的影响机制极其复杂,有待于深入研究,而且关于长江中下游地区降水变化的影响因子有很多,对其降水异常的研究还需要结合其他因子进行共同分析。此外,WRF模式对土壤湿度以及短期气候模拟的能力还有待提高。

参考文献:

- [1] Shukla J. Predictability in the midst of chaos: Ascendancy basis for climate forecasting [J]. *Science*, 1998, 281: 1498–1501.
- [2] Shukla J, Coauthors. Dynamical seasonal prediction [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2000, 81: 2593–2606.
- [3] Koster R D, M J Suarez. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales [J]. *J. Hydrometeorol*, 2000, (1): 26–46.
- [4] Vinnikov, K Y. Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture [J]. *J. Geophys. Res.-Atmos*, 1996, 101: 7163–7174.
- [5] Shukla J, Y Mintz. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate [J]. *Science*, 1982, 282: 728–731.
- [6] Liu Y Q, Avissar. A study of persistence in the land-atmosphere system using a general circulation model and observations [J]. *J. Clim*, 1999, 12: 2139–2153.
- [7] 马柱国, 符宗斌, 谢力, 等. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题 [J]. *地球科学进展*, 2001, 16(4): 563–568.
- [8] Namias J. Persistence of mid-tropospheric circulations between adjacent months and seasons. *Rossby Memorial Volume* [J]. *Rockefeller Institute Press and Oxford University Press*, 1958: 240–248.
- [9] Namias J. Surface-atmosphere interactions as fundamental causes of droughts and other climatic fluctuations [J]. *Arid Zone Research, Changes of Climate Proc Of Rome Symp*, UNESCO. 75700 Paris, France, 1963. (20): 345–359.
- [10] Shukla J, Mintz Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate [J]. *Science*, 1982, 215: 1498–1501.
- [11] Walker J, Rowntree P R. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1977, 103: 29–46.
- [12] Koster R D, M J Suarez. Relative contributions of land and ocean processes to precipitation variability [J]. *J. Geophys. Res*, 1995, 100: 13775–13790.
- [13] Barnst A G, P T Schickedanz. A new method for measuring near-surface moisture budgets in hydrological systems [J]. *Journal of Hydrology*, 1994, 154: 245–254.
- [14] Dirmeyer P A, Shukla J. Observational and Modeling Studies of the Influence of Soil Moisture Anomalies on Atmospheric Circulation (Review), Prediction of interannual climate variations [A]. *Springer Berlin Heidelberg*, 1993: 1–23.
- [15] Rodriguez-Iturbe, I D Entekhabi, R L Bras. Non-linear dynamics of soil moisture at climate scales: 1. Stochastic analysis [J]. *Water Resources Research*, 1991, 27(8): 1899–1906.
- [16] Entekhabi, D I Rodriguez-Iturbe, R L Bras. 1992:

- Variability in large-scale water balance with land surface-atmosphere interaction[J]. *Journal of Climate*, 1992, 5(8): 798–813.
- [17] 王万秋. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验[J]. *大气科学*, 1991, 15(5): 115–123.
- [18] 马柱国, 魏和林, 符淙斌. 中国东部区域土壤湿度的变化及其与气候变率的关系[J]. *气象学报*, 2000, 58(3): 278–287.
- [19] 李巧萍, 丁一汇, 董文杰. 土壤湿度异常对区域短期气候影响的数值模拟试验[J]. *气象学报*, 2007, 18(1): 1–11.
- [20] 王瑞, 李伟平, 刘新, 等. 青藏高原春季土壤湿度异常对我国夏季降水影响的模拟研究[J]. *高原气象*, 2009, (6): 1233–1241.
- [21] Chow K C, Chan J C L, Shi X, et al. Time lagged effects of spring Tibetan Plateau soil moisture on the monsoon over China in early summer [J]. *International Journal of Climatology*, 2008, 28(1): 55–67.
- [22] Koster R D, Suarez M J, Heiser M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales[J]. *Journal of hydrometeorology*, 2000, (1).
- [23] 丁一汇, 张莉. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较[J]. *大气科学*, 2008, (4): 794–805.
- [24] 卞洁, 李双林, 何金海. 长江中下游地区洪涝灾害风险性评估[J]. *应用气象学报*, 2011, (5): 604–611.
- [25] 王树舟, 于恩涛. 基于 MIROC/WRF 嵌套模式的中国气候降尺度模拟[J]. *气候与环境研究*, 2013, (6): 681–692.

An Numerical Simulation on the Effect of Spring Soil Moisture in Tibetan Plateau on Early Summer Short-term Climate over Middle and Lower Reaches of Yangtze River

WANG Lin, WANG Lei, LI Zhe, LI Xie-hui, XIAO Guo-jie

(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225, China)

Abstract: To further understand the plateau soil moisture changes in spring and its relationship with short-term climate changes in the middle and lower reaches of Yangtze River in China, we used the NCEP reanalysis data global and simulated the early summer precipitation and the temperature in the middle and lower reaches of Yangtze River with WRF3.4.1 mesoscale model. We chose the area ($26^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $73^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$) of the Tibet Plateau as sensitive area, by decreasing (increasing) the original soil moisture of the Tibet Plateau by 50 % while other parameters in mode remain unchangeable, conduct dry and wet condition tests. The results show that if the plateau soil moisture in the spring tends to be wet, the early summer precipitation will reduce in the middle and lower reaches of Yangtze River, while the temperature will rise up in Middle reaches of Yangtze River and it varies slightly in ower reaches of Yangtze River. Conversely, if the plateau soil moisture in the spring tends to be dry, the precipitation will increase obviously and the temperature will decline.

Keywords: numerical simulation; soil moisture; precipitation; temperature; Tibet Plateau