

土壤湿度影响中国夏季气候的数值试验^{* 1}

张文君^{1,2} 周天军² 智 海¹
ZHANG Wenjun^{1,2} ZHOU Tianjun² ZHI Hai¹

- 1. 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室和大气科学学院, 南京, 210044
 - 2. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG), 北京, 100029
 - 1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education and College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
 - 2. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
- 2010-01-28 收稿, 2011-03-27 改回.

Zhang Wenjun, Zhou Tianjun, Zhi Hai. 2012. A numerical experiment on the effect of soil moisture to summer climate over China. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(1):78-90

Abstract To understand the impact of soil moisture on summer climate over China, the regional climate model RegCM3 was forced by “observational” soil moisture data from the Global Soil Wetness Project (GSWP). The forcing of soil moisture produces a more realistic summer climate. Improvement is evident in the spatial patterns of both precipitation and surface (2 m) air temperature, as well as the daily variation of precipitation and surface air temperature in summer. The interannual variations of precipitation and temperature are also improved, as indicated by the increased correlation coefficients. The improvement is however region-dependent. The model response indicates that the sensitivity of surface air temperature to soil moisture is stronger than that of precipitation. The modeled results suggest that the soil moisture may serve as a useful forcing factor in improving the seasonal forecast skill over China.

Key words Soil moisture, Precipitation, Air temperature, Regional climate model

摘 要 利用“全球土壤湿度计划第 2 阶段”提供的土壤湿度资料强迫区域气候模式 RegCM3, 通过数值试验讨论了土壤湿度对东亚夏季气候模拟效果的影响。结果表明, 合理考虑土壤湿度的作用, 能够提高区域气候模式对中国夏季降水和 2 m 气温的空间分布型及逐日变化的模拟效果; 模拟结果与观测的相关分析显示, 降水和 2 m 气温的年际变化都得到了有效改进, 这种改进在气温上尤为明显。不过上述改进具有区域依赖性。数值试验结果表明, 气温对土壤湿度的敏感性强于降水, 这也从一个侧面说明提高降水模拟效果的难度。总体而言, 合理的土壤湿度能够提高区域气候模式对中国夏季气候的模拟能力。因此, 合理描述土壤湿度的变化, 是提高中国夏季气候预报技巧的潜在途径之一。

关键词 土壤湿度, 降水, 气温, 区域气候模式

中图法分类号 P461+.4 P435

1 引 言

季节预测的效果主要取决于大气对地球系统中缓变过程的响应 (Koster, et al, 2004a, 2004b)。

作为地球系统中缓变过程之一, 海表温度对于气候变率的重要性已经比较清楚, 并且有大量的研究工作 (Wu, et al, 2008; Zhou, et al, 2008, 2009a, 2009b; Li, et al, 2010); 作为另外一个缓变过程, 土

^{*} 资助课题: 国家自然科学基金项目 (41005049)、国家科技支撑计划课题 (2007BAC29B03)、国家公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY200806010) 和南京信息工程大学科研基金。

作者简介: 张文君, 主要从事海陆气相互作用的研究。E-mail: zhangwj@nuist.edu.cn

壤湿度可通过改变地表反照率、热容量和向大气输送的感热、潜热等途径影响气候(马柱国等,2001)。在气候模式中,能否合理描述土壤湿度,将直接影响到气候模拟效果。一些气候模式试验指出,在夏季一些中纬度的内陆地区,土壤湿度对降水的影响甚至超过海表温度(Koster, et al, 2000)。Namias (1959)曾指出降水可通过土壤湿度的蓄水作用延长异常的干、湿状态,许多基于大气环流模式的模拟研究指出了土壤湿度对降水的反馈作用(Wolfson, et al, 1987; Atlas, et al, 1993; Beljaars, 1996)。与此同时,有大量的研究工作探讨了土壤湿度对大气环流季节预测的重要性(Shukla, et al, 1982; Yeh, et al, 1984; Fennessy, et al, 1999; Dirmeyer, 2000; Douville, et al, 2001; Douville, 2002; Xue, et al, 2004; Yang, et al, 2004)。例如, Fennessy 等(1999)指出土壤湿度初值的变化,对局地气候和近表面通量影响很大; Douville 等(2001)发现非洲季风区的降水能够随着土壤湿度的增加而增加,但在亚洲季风区这种现象则不明显; Douville (2002)进一步指出,1987 和 1988 年的亚洲季风主要受海温强迫作用,弱的“土壤-降水反馈”机制也有一定贡献; Dirmeyer (2000)利用“全球土壤湿度计划”(GSWP)提供的土壤湿度资料强迫全球气候模式,发现模式模拟的降水空间分布有明显改进,表面气温均方根误差有较大减小; Xue 等(2004)试验结果表明,采用合理的土壤湿度初值,能够明显改进模式模拟的夏季降水强度和分布; Yang 等(2004)发现采用较好的土壤湿度资料强迫气候模式,能够提高美国晚春、夏季陆表温度和降水的潜在可预报性。此外,还有许多工作强调了土壤湿度对提高气候可预报性的重要作用(王万秋,1991; Yang, et al, 1998; 林朝晖等,2001; Zhang, et al, 2003; Guo et al, 2003; Koster, et al, 2004a, 2004b)。这些研究工作表明,无论对于气候模拟还是气候预测,合理描述模式中的土壤湿度,能够改进大气变量的模拟或预报效果。可以看到这些工作大多是基于全球气候模式而展开的。

20 世纪 90 年代以来,区域气候模式(RCM)成为研究土壤湿度对大气环流影响的有效工具(Paegle, et al, 1996; Giorgi, et al, 1996; Seth, et al, 1998; Bosilovich, et al, 1999; Hong, et al, 2000)。然而,区域模式得到的结果与全球大气模式结果不尽相同,例如,针对 1993 年夏季美国中部地

区,一些试验结果指出,土壤湿度和降水存在负反馈或弱的正反馈机制(Paegle, et al, 1996; Giorgi, et al, 1996),也有试验结果表明,对于干和湿的土壤湿度降水都减小(Bosilovich, et al, 1999)。Seth 等(1998)指出,初始土壤湿度对降水的影响在较大的区域才趋于合理,他们的结论与大气环流模式(GCM)试验结果一致,即土壤湿度对降水存在正反馈作用。基于 NCEP 区域谱模式的试验结果与 Seth 等(1998)的结论一致(Hong, et al, 2000)。总的来说,在北美土壤湿度和降水的相互作用呈正反馈过程,类似的过程也存在于欧洲区域(Schar, et al, 1999)。

受复杂海陆分布和高原大地形的影响,东亚气候及其变化有其独特性(Yu, et al, 2004; 宇如聪等,2008; Zhou, et al, 2009c),目前的全球气候模式对东亚气候的模拟能力整体上还难以令人满意(Yu, et al, 2000; Zhou, et al, 2002, 2006, 2009a)。在此情况下,区域气候模式成为东亚气候研究的重要工具。Kim 等(2007)利用区域气候模式研究了东亚地区土壤湿度对夏季降水的影响,结果表明,东亚区域的土壤湿度和降水呈正反馈过程,但正反馈强度明显弱于北美区域。Hu 等(2009)利用全球土壤湿度计划第 2 阶段(GSWP2)提供的土壤湿度资料同化中国国家气候中心的区域气候模式预报的土壤湿度,发现模式模拟的降水和气温有较大的改进。然而,这些工作仅研究了个例的模拟情况。本文的目的是采用国际上通用的土壤湿度资料,强迫应用较为广泛的区域气候模式 RegCM3,考察土壤湿度对东亚季风区 10 a(1986—1995 年)夏季气候的影响。结果表明,无论对于气候平均态,还是对于中国区域气候的年际变率,合理描述土壤湿度的分布及其变化,都能改善模拟效果,意味着合理描述土壤湿度的变化,是提高中国气候预报技巧的潜在途径之一。

2 模式、资料和试验设计

区域气候模式(RegCM)最早是在中尺度气象模式 MM4 基础上发展起来的(Dickinson, et al, 1989; Giorgi, et al, 1989),本文运用其第 3 代模式 RegCM3,其动力框架源于 MM5(Grell, et al, 1994),垂直方向为 σ 坐标,水平方向采用“Arakawa-Lamb B”交错网格,辐射过程采用 NCAR 区域气候模式(CCM3)的辐射方案(Kiehl, et al, 1996),

引进了次网格显式湿度方案(Pal, et al, 2000),采用 Zeng 等(1998)发展的海表面通量参数化方案,积云对流参数化方案采用修改的 Kuo 方案(Anthes, 1977)。耦合到大气模式中的陆面过程为生物圈-大气传输方案(BATS1E) (Dickinson, et al, 1993),BATS1E 分别有 1 层植被、1 层雪盖和 3 层土壤。诸多工作表明,区域气候模式 RegCM3 对中国气候具有较强的模拟能力(Gao, et al, 2001, 2002, 2008)。

本文采用的模式水平分辨率为 60 km,南北方向格点数为 85,东西方向格点数为 151,区域中心位于 37°N、105°E,模拟范围(图 1)覆盖了包括青藏高原在内的整个中国大陆及周边地区,模式垂直方向非均匀地分为 18 层,顶层气压为 50 hPa。

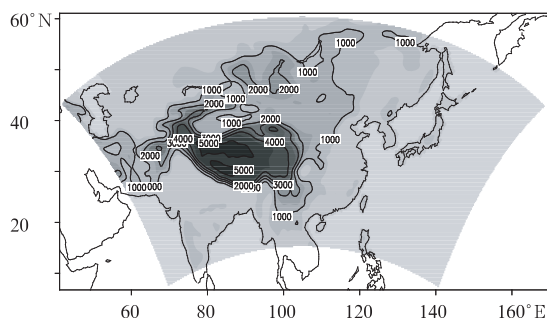


图 1 模拟区域和地形高度
(阴影区和等值线都为高度场,
等值线间隔 1000 m)

Fig. 1 Modeled domain and orography
(contour intervals are 1000 m)

本文用于强迫 RegCM3 的土壤湿度资料来自于正在进行的全球陆-气系统研究(GLASS)和国际卫星地面气候计划(ISLSCP)中的全球土壤湿度计划(GSWP),是利用 ISLSCP 资料强迫陆面模式而产生的一套准确的、全球范围的、多模式集合的土壤湿度资料(Dirmeyer, et al, 2006)。第 1 期计划积分了 2 年(1987—1988 年)(Dirmeyer, et al, 1999),并已证明其能改进模式对气候的模拟(Dirmeyer, 2000);第 2 期计划(GSWP2)积分了 10 年(1986—1995 年)(Dirmeyer, et al, 2005)。有些研究利用观测的土壤湿度评估了再分析资料(ERA40 和 NCEP/NCAR)、陆面模拟研究第 2 期计划和陆面模式(CLM)的土壤湿度资料,结果表明,陆面模拟研究第 2 期计划的土壤湿度揭示出 4 套资料的共性最多,且较好地反映了土壤湿度的季

节循环(张文君等,2008a)。此外,本文还用到了中国区域有限的土壤湿度观测资料(Robock, et al, 2000; Li, et al, 2004),每个月观测 3 次土壤湿度,分别在每月的第 8 天、第 18 天和第 28 天进行观测,最初的土壤湿度是通过称重法测量的,然后转化为体积比的土壤湿度。

本文设计了两组数值试验:(1)控制试验(简称 Ctrl),利用 ERA40 再分析资料(Simmons, et al, 2000)强迫 RegCM3,针对 1986—1995 年,每年进行 5—8 月连续 4 个月积分,在积分过程中,土壤湿度由陆面过程模式自行预报,模式唯一的下边界外强迫来自观测的海表温度;(2)敏感性试验,试验方案同控制试验,但是表层(0.1 m)土壤湿度来自陆面模拟研究第 2 期计划,即在积分过程中,模式的表层土壤湿度被设置为第 2 期计划中土壤湿度的值,每天更换一次。这样,模式的下边界强迫除了海温之外,还有表层土壤湿度的变化,此试验简称为 GSWP 试验。控制试验和 GSWP 试验的初值都来自再分析资料,陆面的初始条件由模式自行产生,侧边界每 6 h 更新一次,所用海表温度资料来自美国国家海洋大气局的周平均海温资料(Reynolds, et al, 2002)。

3 土壤湿度的模拟偏差分析

从表层土壤湿度夏季的空间分布(图 2)可以看出,控制试验的土壤湿度除了在青藏高原上以外,与 GSWP2 土壤湿度空间分布基本一致,描述出了华南湿、东北略湿和西北干的空间分布,这也与以前的分析结果一致(孙丞虎等,2005;张文君等,2008a)。不过,控制试验模拟的土壤湿度在青藏高原上为湿中心,这与 GSWP2 结果不一致。比较而言,除了在长江流域、青藏高原东南部和西北等零星区域,GSWP2 土壤湿度比控制试验略偏湿外,在其他地区,GSWP2 结果基本偏干,尤其在青藏高原上偏干超过 15 mm。

为了进一步分析 GSWP2 和控制试验土壤湿度与观测的差异,根据土壤湿度观测站点的分布,选取了站点集中的 3 个区域,即东北区域(43°—48°N, 123.5°—132.5°E)、中部区域(34°—39°N, 105°—108°E)和东部区域(33°—35.5°N, 112°—117.5°E),分别分析 3 个区域模拟的土壤湿度与观测土壤湿度气候态的相似性。表 1 给出了控制试验、GSWP2 的夏季土壤湿度与观测在 3 个区域的空间相关系数

以及相对于观测的误差标准差(周天军等,1995)。由表1可见,GSWP2 土壤湿度与观测的空间相关性明显好于控制试验,而且 GSWP2 土壤湿度的误

差标准差比控制试验明显减小。因此,就夏季气候平均态而言,GSWP2 土壤湿度在3个区域的空间分布型都明显好于控制试验的结果。

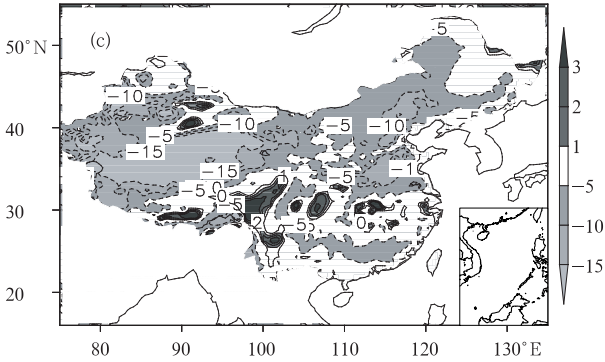
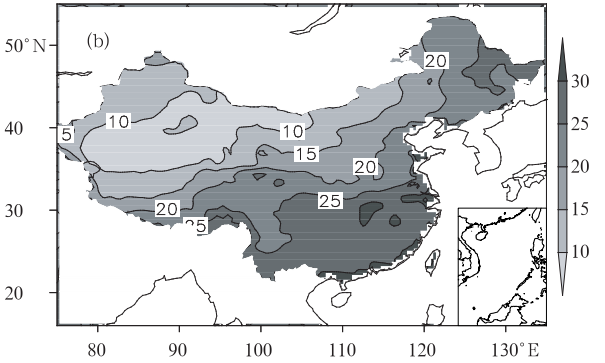
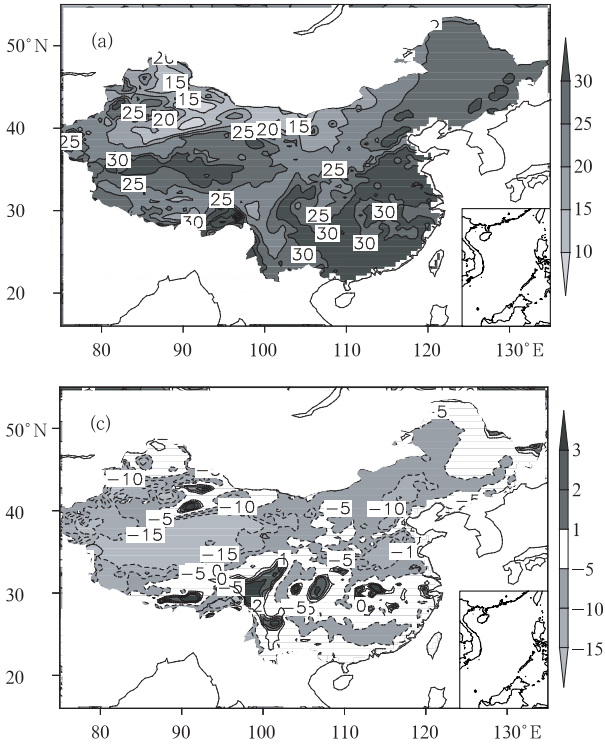


图2 夏季(6—8月)气候平均(1986—1995年)表
层土壤湿度的分布

(a. 控制试验,b. GSWP2,c. GSWP2 试验
与控制试验差值;单位:mm)

Fig. 2 Distributions of the summer mean surface
soil moisture (mm) for (a) the Ctrl experiment,
(b) the GSWP2 experiment and (c) the difference
between the GSWP2 and Ctrl experiments
(The 1986 – 1995 averages are taken as the climate mean)

表1 控制试验、GSWP2 与观测夏季平均
(1986—1995 平均)土壤湿度的空间
相关系数和误差标准差

Table 1 The spatial correlation coefficients
of the summer mean (1986 – 1995) soil moisture
between simulations and observations and
the root-mean-square errors of the simulated
summer mean (1986 – 1995) soil moisture
relative to the observation

区域	相关系数		误差标准差(mm)	
	控制试验	GSWP2	控制试验	GSWP2
东北	-0.09	0.34	0.23	0.16
中部	0.40	0.54	0.18	0.15
东部	0.05	0.70	0.27	0.19

3个区域土壤湿度的逐日变化(图3)表明,在东北区域,控制试验的土壤湿度强度和逐日变化都与观测吻合较好,而 GSWP2 土壤湿度偏干,尤其是在5月和6月上旬;在中部区域,控制试验的土壤湿度比观测湿,且随时间变化与观测差别较大,而 GSWP2 土壤湿度与观测很接近;在东部区域,控制

试验土壤湿度比观测湿,GSWP2 土壤湿度比观测干,但 GSWP2 土壤湿度与观测更接近,而控制试验土壤湿度变率很小,没能描述出观测土壤湿度的逐日变化。

影响土壤湿度的两个主要因素是降水和温度。由于东亚地区夏季受季风气候控制,降水充沛(图4a),模式降水气候态偏差对土壤湿度的影响相对较小,温度是影响土壤湿度模拟偏差的主要原因,温度偏高会增加蒸发从而使土壤湿度降低,温度偏低会减少蒸发而使土壤湿度偏高。控制试验模拟的气温在东北区域与观测偏差较小(图5b),其模拟的土壤湿度与观测较接近;在中、东部区域模拟的气温偏低(图5b),其模拟的土壤湿度偏湿。GSWP2 资料是利用 ISLSCP 资料强迫陆面模式而产生的多模式集合的土壤湿度,其结果受 ISLSCP 的降水和温度资料的质量影响。

综上所述,GSWP2 夏季气候平均的土壤湿度在3个区域的分布型都好于模式模拟的土壤湿度,且 GSWP2 的夏季土壤湿度逐日变化在中、东部区

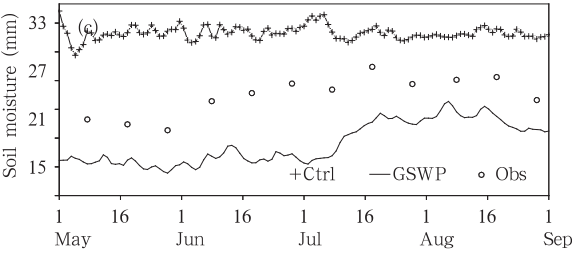
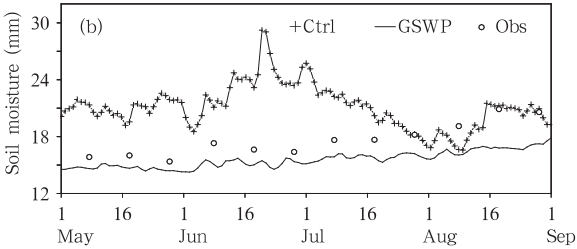
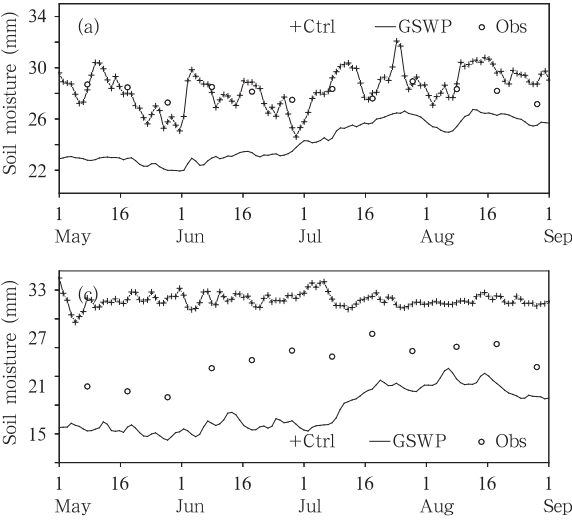


图3 夏季气候态(1986—1995年)
区域平均的土壤湿度(单位:mm)逐日变化
(a. 东北区域, b. 中部区域, c. 东部区域; Obs 为观测)
Fig. 3 Variations of climatic averaged soil moisture (mm) during 1 May – 1 September over 1986 – 1995 for (a) the northeastern China, (b) the central China and (c) the eastern China (Obs denotes the observation)

域都更接近观测值。这为本文利用 GSWP2 资料强迫区域气候模式 RegCM3, 考察土壤湿度对中国气候的影响奠定了基础。

4 土壤湿度对夏季降水和 2 m 气温气候态的影响

从 1986—1995 年夏季气候平均的降水分布、控制试验与观测降水差值分布和 GSWP 试验与控制

试验降水差值的分布(图 4)可见, 夏季观测降水气候平均态由西北向东南增加, 控制试验基本描述出了夏季降水的气候分布(图略), 但在部分区域有所差别, 青藏高原、东北和江南降水偏大, 青藏高原西南侧、江淮流域及华北降水偏小(图 4b)。在 GSWP 试验中, 除了在东北大部分区域、江南区域以及江淮流域, 降水误差变大以外, 控制试验中的偏差基本上得到了改善: 控制试验模拟降水偏大的地方在 GSWP 试验中有所减小, 如东南部(26°N 左右)和东

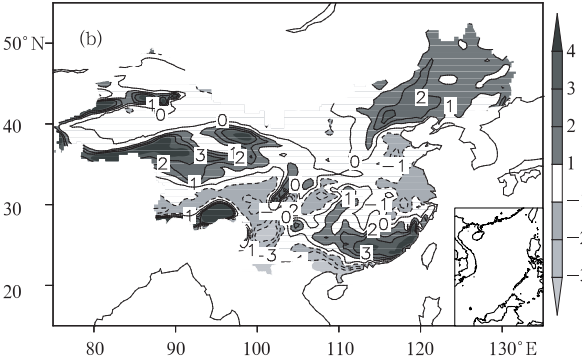
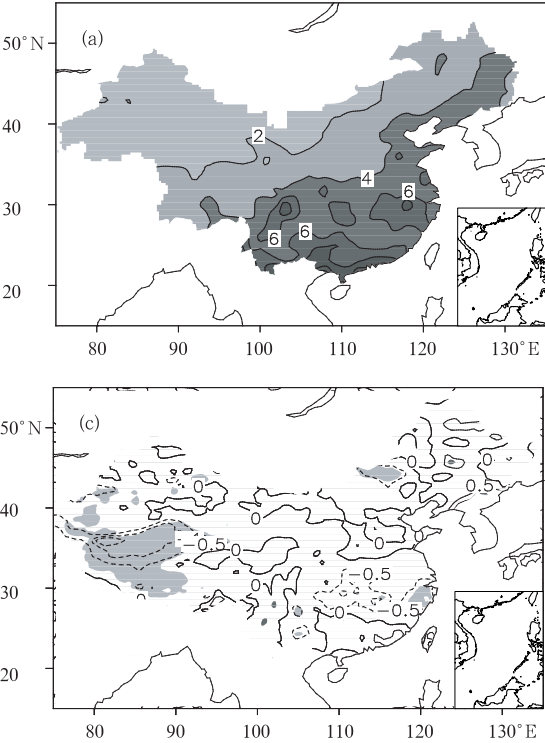


图4 夏季(6—8月)气候平均(1986—1995年)降水(单位:mm/d)的空间分布
(a. 观测, b. 控制试验与观测的差值, c. GSWP 试验与控制试验的差值, 阴影区超过 90% 的信度检验)
Fig. 4 Climatic averaged precipitation in summer over 1986 – 1995 (mm/d) for (a) the observation, (b) the difference of Ctrl – observation, and (c) the difference of GSWP – Ctrl (Shaded regions in (c) indicate the correlation coefficients being significant at the 90% confidence level)

北西部减小都超过 0.5 mm/d,在高原地区降水减少的中心值超过 1 mm/d;而控制试验中降水偏小的区域其降水在 GSWP 试验中都有所增加,如高原东南侧。然而,通过 90%信度检验的区域主要位于高原(图 4c)。不过,在高原的西南部由于观测资料的匮乏,很难断定降水模拟是否得到改进,但是,土壤湿度的变化对此区域降水的影响是明显的。

在中国西部,相对于控制试验,GSWP 试验降水偏少(多)的区域基本对应着 GSWP2 土壤湿度偏干(湿),该区域土壤湿度与降水的关系主要表现为较强的正反馈机制,这与以往的研究是一致的(Wolfson, et al, 1987; Atlas, et al, 1993; Beljaars, et al, 1996)。然而,本试验中中国东部的降水与土壤湿度的关系较复杂:在淮河流域和东北西部表现为正反馈,即 GSWP2 土壤湿度在这两个区域偏干,GSWP 试验的降水也偏少;在其他区域土壤湿度和降水基本表现为负反馈,例如,与控制试验相比,GSWP2 土壤湿度在长江下游偏湿,而 GSWP 试验的降水却偏少;在华南 GSWP2 土壤湿度偏干,而对应的降水偏多。土壤湿度对降水的影响在中国东、西部表现出不同的作用,这主要是由于在中国西部,土壤湿度主要通过局地反馈机制来影响降水,这与美国内陆土壤湿度和降水机制一致(Wolfson, et al, 1987; Atlas, et al, 1993; Beljaars, 1996);然而,

中国东部为显著的季风区,通过表面蒸发等局地水循环过程对模拟降水的影响是有限的,外部水汽输送是决定模式降水最重要的因素(周天军等, 1999; Zhang, et al, 2003; Zhou,et al, 2005)。有研究指出,季风区土壤湿度对降水的影响主要存在两种机制:(1)局地反馈机制,即土壤湿度-降水正反馈机制;(2)动力强迫作用,即土壤湿度增加(减小)会使海陆差异减小(增强),进而使季风减弱(增强),使得降水减小(增加)(Kim, et al, 2007)。这两种机制的共同作用使中国东部土壤湿度的作用复杂化,这也是为什么东亚季风区动力预测技巧相对较低的原因之一(Goswami, et al, 2006)。

表 2 给出各区域模拟的降水、2 m 气温与观测的空间相关系数以及其相对于观测的误差标准差。就整个中国区域而言,与控制试验相比,GSWP 试验模拟的降水与观测降水空间相关性增强,且误差标准差减小。因此,用较好的土壤湿度强迫区域气候模式,模式模拟的降水空间型得到有效改进。但在不同的区域模拟效果却不同:东北、华南和西北,模拟降水与观测降水的相关系数增大,且模拟降水相对于观测的误差标准差都减小;在西南,尽管模拟降水与观测降水的相关系数略有增加,但其误差标准差与观测相比却增大了;在华北,模拟降水与观测相关性减弱,误差标准差增加。

表 2 两种试验平均(1986—1995 年)夏季降水、2 m 气温相对于观测的空间相关系数和误差标准差
Table 2 The spacial correlation coefficients and the root-mean-square errors of the averaged summer rainfall and 2 m air temperature over 1986 - 1995 for the different regions in China

	区域	相关系数			误差标准差		
		控制试验	GSWP 试验	变化	控制试验	GSWP 试验	变化
降水(mm)	中国	0.655	0.672	+ 0.017	0.212	0.222	+ 0.010
	东北	0.712	0.764	+ 0.052	0.558	0.511	- 0.047
	华北	0.780	0.752	- 0.028	0.430	0.458	+ 0.028
	华南	0.051	0.101	+ 0.050	1.123	1.036	- 0.087
	西北	0.487	0.550	+ 0.063	0.179	0.143	- 0.036
	西南	0.183	0.209	+ 0.026	0.415	0.467	+ 0.052
2 m 气温(K)	中国	0.853	0.856	+ 0.003	0.293	0.263	- 0.030
	东北	0.907	0.920	+ 0.013	0.484	0.482	- 0.002
	华北	0.809	0.806	- 0.003	0.333	0.307	- 0.026
	华南	0.882	0.885	+ 0.003	0.324	0.242	- 0.082
	西北	0.717	0.726	+ 0.009	0.469	0.413	- 0.056
	西南	0.476	0.454	- 0.022	0.349	0.319	- 0.030

注:计算中仅考虑区域中的陆面点;所有相关系数都超过了 90%的信度检验。中国区域(22°—54°N, 75°—135°E),东北区域(40°—54°N, 117.5°—135°E), 华北区域(30°—40°N, 102.5°—130°E), 华南区域(22°—30°N, 102.5°—120°E), 西北区域(35°—45°N, 75°—102.5°E), 西南区域(28°—35°N, 75°—102.5°E)。 All the correlation coefficients are tested to be significant at the 90% confidence level. China (22°—54°N, 75°—135°E), northeastern China (40°—54°N, 117.5°—135°E), northern China (30°—40°N, 102.5°—130°E), southern China (22°—30°N, 102.5°—120°E), northwestern China (35°—45°N, 75°—102.5°E) and southwestern China (28°—35°N, 75°—102.5°E)

总体而言,GSWP 试验比控制试验对降水的模拟有改进,并且,这种改进因区域而异。Dirmeyer (2000)利用 GSWP 第 1 期计划的土壤湿度强迫全球大气模式,其模拟的降水与控制试验的差,在东亚除了个别小区域超过 1 mm/d 外,其他区域基本上都低于 1 mm/d,全球空间相关系数提高了 0.033;尽管在亚洲季风区(10°—40°N,55°—140°E),空间相关系数增加 0.124,但改进主要出现在印度及中国以南地区,对中国的改进幅度弱于印度季风区。本文结果从区域模拟的角度验证了 Dirmeyer (2000)的结果。此外,关于 RegCM3 模式控制试验的模拟偏差,除了陆面过程的影响外,有研究指出模式水平分辨率、地形处理等亦有重要作用(高学杰

等,2006;张冬峰等,2007)。

从 2 m 气温的观测值、控制试验与观测气温差值和 GSWP 试验与控制试验气温差值的分布(图 5)可见,夏季观测气温的气候平均态在东南部为高温区,在青藏高原为低温中心(图 5a);控制试验较好地描述出了夏季温度的气候分布(图略),但在部分区域存在差异;除了在大约 37°N 以北的中西部区域外,控制试验模拟的 2 m 气温基本偏低,尤其在高原上偏低中心超过 8 K(图 5b)。在 GSWP 试验中,控制试验在北部的偏差基本都得到改善,在西部和华北尤为明显;但在南方气温变化非常弱,在东北的东北部气温偏小更大(图 5c)。

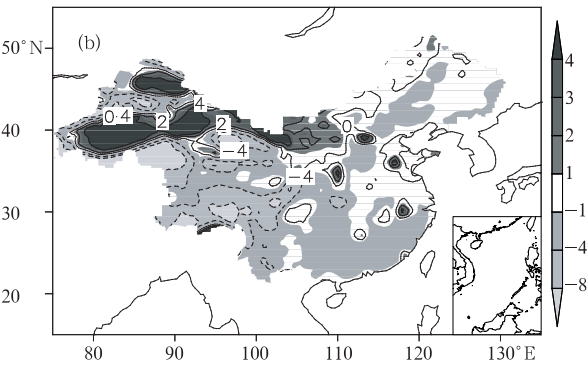
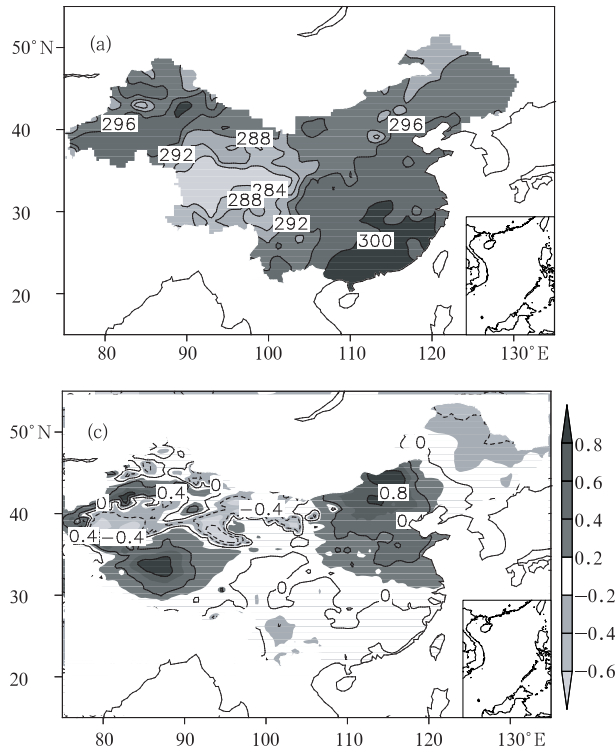


图 5 夏季(6—8 月)气候平均
(1986—1995 年)2 m 气温的空间分布
(a. 观测, b. 控制试验与观测的差值,
c. GSWP 试验与控制试验的差值;单位:K)
Fig. 5 Climate-averaged summer 2 m air
temperature (K) over 1986–1995 for the
observation (a) and the difference between the
control experiment and the observation (b), and
(c) the difference between the GSWP and
the control experiment

由表 2 可知,就中国区域而言,与控制实验相比,GSWP 试验的气温与观测相关性增加,且误差标准差减小,GSWP 试验 2 m 气温的空间分布更接近观测。对不同的分区,除了在华北和西南两区域相关系数减小外,在其他区域都有相应的增大;其误差标准差在所有区域都有较大减小。可见,整个中国区域气温空间分布的确有所改进,尤其误差标准差。跟降水一样,Dirmeyer (2000)利用 GSWP 土壤湿度强迫全球大气模式,其模拟的气温与控制试

验的差在中国基本上低于 1 K,其误差标准差比控制试验明显减小,本文结论与之相同。同时注意到,温度改进显著的区域主要是受季风影响相对较小的区域(如西部和华北),而受季风影响较强的区域(如华南和长江流域)气温几乎没有变化(图 5c),其原因与降水类似。此外,Douville (2003)指出,在美国和印度区域土壤湿度变率对温度的影响要强于降水,本研究通过较好的土壤湿度去强迫 RegCM3 的试验中,温度改进的显著性也强于降水,这从东亚区

域的角度证实了温度对土壤湿度的敏感性强于降水。

为了分析降水和 2 m 气温夏季气候平均逐日变化的模拟情况,给出了两组试验 5 个区域平均的夏季气候平均逐日(6 月 1 日—8 月 31 日总计 92 d)降水、2 m 气温与观测序列间的相关系数(表 3),可

见,在中国 5 个分区,与控制试验相比,GSWP 试验降水与观测的相关性都得到了改进,尤其在华北;GSWP 试验模拟的气温与观测的相关,除了华北以外,都要好于控制试验。综上所述,GSWP2 土壤湿度改进了 RegCM3 对降水和 2 m 气温夏季逐日变化的模拟。

表 3 区域平均降水、2 m 气温 1986—1995 年夏季逐日变化与观测值的相关系数
Table 3 The correlation coefficients of the regional mean soil moisture during 1 Jun - 31 August for (a) precipitation and (b) 2 m air temperature averaged over 1986 - 1995 for the various regions of China

区域	降水			2 m 气温		
	控制试验	GSWP 试验	变化	控制试验	GSWP 试验	变化
东北	0.863	0.896	+ 0.033	0.995	0.996	+ 0.001
华北	0.290	0.384	+ 0.094	0.996	0.995	- 0.001
华南	0.735	0.762	+ 0.027	0.938	0.939	+ 0.001
西北	0.868	0.876	+ 0.008	0.995	0.996	+ 0.001
西南	0.718	0.760	+ 0.042	0.988	0.995	+ 0.007

5 土壤湿度对夏季降水和 2 m 气温年际变化的影响

为了分析土壤湿度对夏季降水和 2 m 气温年际变化的影响,给出了夏季降水和气温的年际变率标准差分布(图 6)。由图 6 可见,观测降水夏季年际变率的分布与降水气候态分布基本一致,由西北向东南增加,控制试验基本描述出了观测降水年际变率的空间分布(图略),但部分区域有所差别,存在两条偏强带,一条在西部中部,另一条为由中部(30°N、110°E 附近)向东北延伸的带,其余区域基本偏弱。在 GSWP 试验中,东南部降水年际变率偏弱的区域以及中部偏强区域基本得到了改善;高原上降水变率的改善不明显,在东北变率的偏差加大。因此,对降水年际变率改进明显的区域主要在 105°E 以东,35°N 以南的中国地区。

对观测 2 m 气温而言,夏季年际变率较大区域主要在长江中下游、黄淮流域及东北地区,在西北部分地区也较强(图 6d),控制试验基本描述出了夏季气温年际变率的空间分布(图略),但存在由高原中部向内蒙古延伸的偏强带,在长江中下游、东北东南部年际变率偏弱。在 GSWP 试验中,高原中部、东北东南部的偏差减小,但在内蒙古中东部的偏差变大,东南地区的差异小(图 6e、f)。可见,GSWP 试验对控制试验夏季 2 m 气温的年际变率的改进因

地区而异。

为了进一步具体分析土壤湿度对夏季降水和 2 m 气温年际变化的影响,按照表 2 的分区,把中国分成了 5 个区域,分析它们的年际变化(图 7)。在整个中国区域,控制试验和 GSWP 试验夏季降水都比观测值大,而 GSWP 试验的降水量有所减小,与控制试验相比,它更接近观测的降水强度,但其与观测的相关系数却略比控制试验差(表 4)。在不同的区域,模拟的降水有不同的表现,GSWP 试验模拟的降水对控制试验强度误差的改进主要在西北、西南和华南,在其他区域不明显(图 7a—7f);但与观测的相关性得到改进的区域出现在东北、华南和西北(表 4)。从 2 m 气温年际变化的模拟(图 7g—7l)来看,在中国区域以及各分区,GSWP 试验和控制试验夏季温度差别较小;从其模拟的温度与观测的相关性来看,GSWP 试验模拟的气温,不管在中国全区域还是各分区,都要好于控制试验,尤其在华南、西北和西南 3 个区域(表 4)。由此可见,合理的土壤湿度描述能够提高模式对夏季 2 m 气温年际变化的模拟效果,同时也能改进大部分区域降水年际变化的模拟。与气候态模拟情况类似,GSWP2 土壤湿度对 RegCM3 模拟 2 m 气温的改进要强于降水的改进,这也从一个侧面说明了模式对降水模拟的难度。

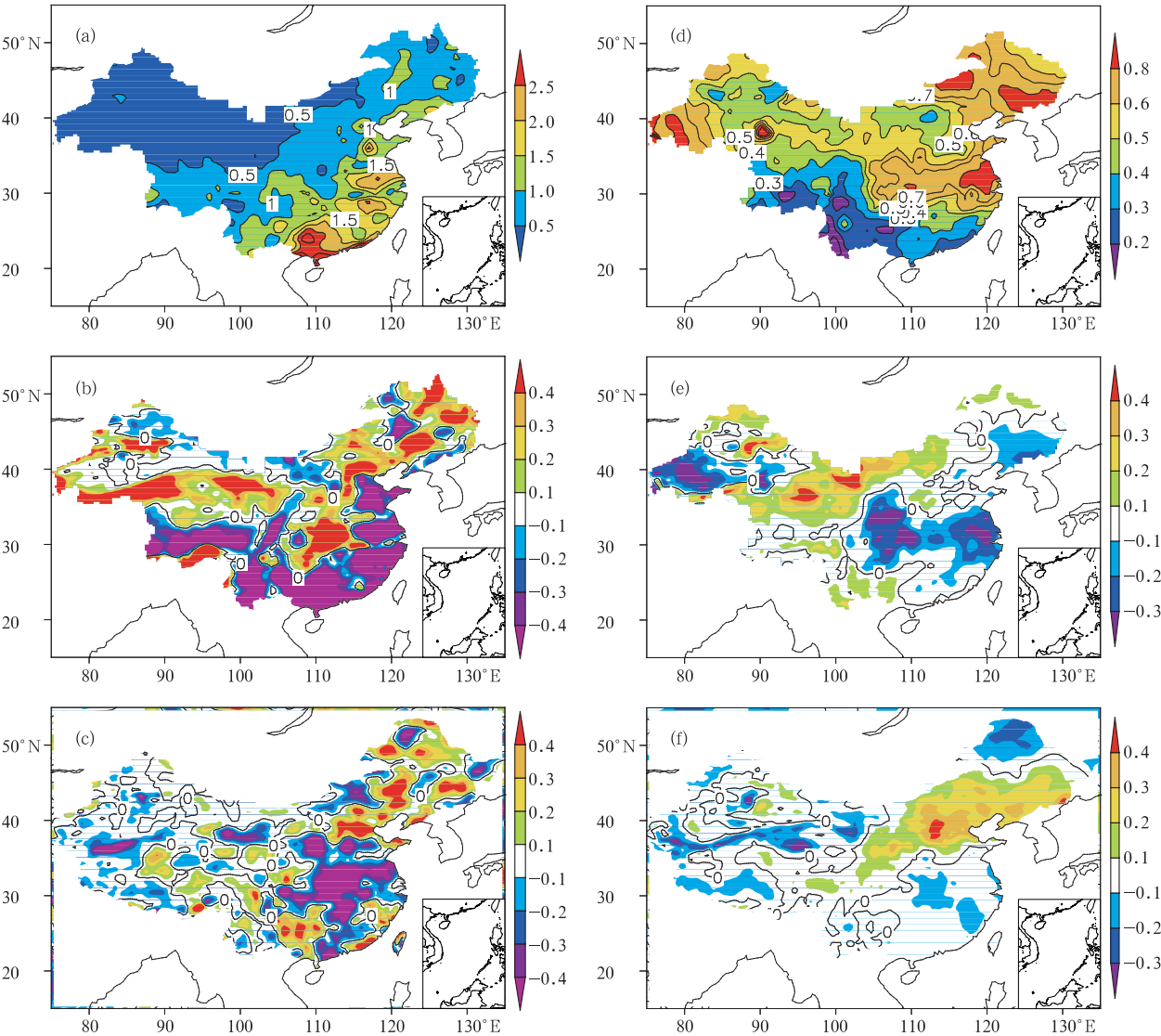


图 6 1986—1995 年平均的夏季降水(a—c;单位:mm/d)和 2 m 气温(d—e;单位:K)的标准差
(a,d. 观测,b,e. 控制试验与观测差值,c,f. GSWP 试验与控制试验差值)

Fig. 6 Averaged standard deviations of the summer precipitation (a—c; mm/d) and 2 m air temperature (d—e; K) over 1986—1995 for the observation (a,d), the difference of Ctrl—observation (b,e) and the difference of GSWP—Ctrl (c,f)

表 4 区域平均夏季降水和 2 m 气温时间序列的相关系数

Table 4 The correlation coefficients of the regional mean soil moisture for
(a) summer precipitation and (b) summer 2 m air temperature

区域	降水			2 m 气温		
	控制试验	GSWP 试验	变化	控制试验	GSWP 试验	变化
中国全区	0.558	0.473	−0.085	0.764	0.819	+0.055
东北	0.320	0.436	+0.116	0.782	0.784	+0.002
华北	0.589	0.257	−0.332	0.795	0.820	+0.025
华南	0.099	0.256	+0.157	0.284	0.533	+0.249
西北	0.576	0.837	+0.261	0.411	0.563	+0.152
西南	0.409	0.202	−0.207	0.325	0.436	+0.111

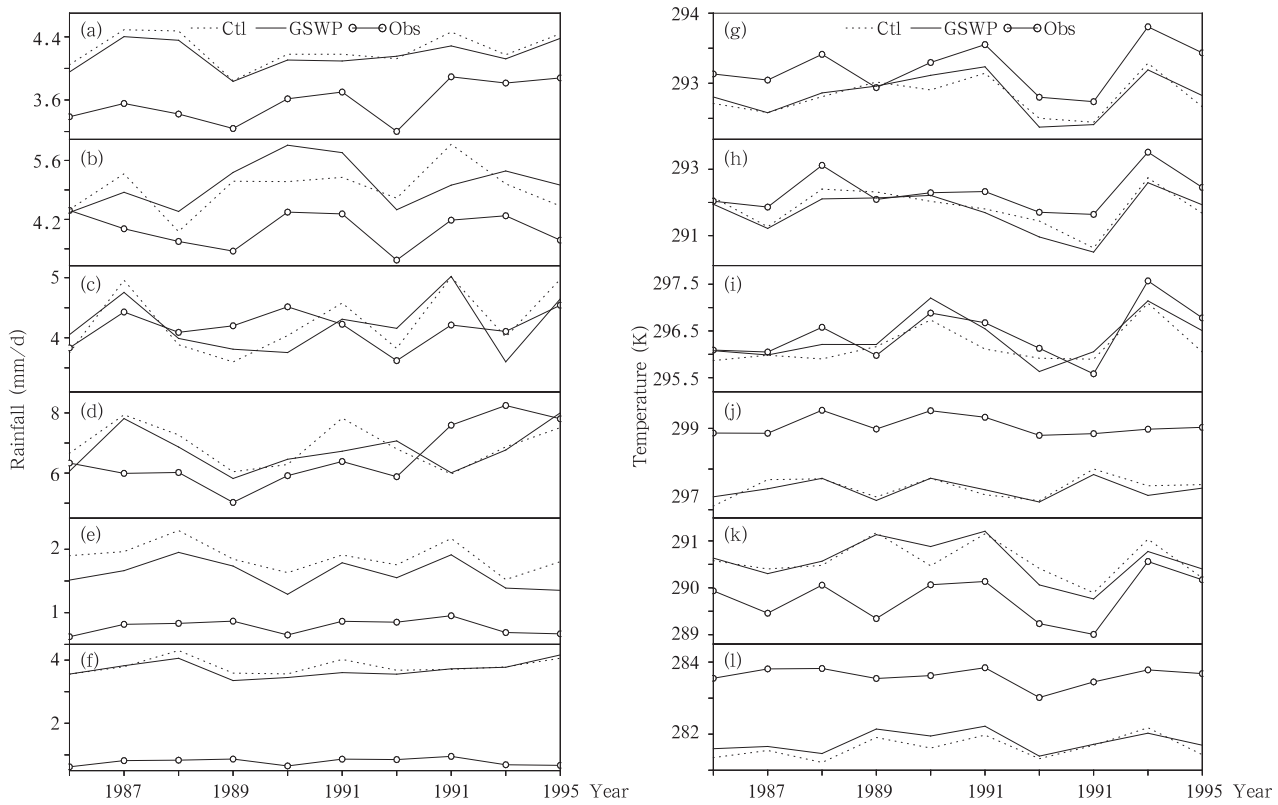


图 7 夏季(6—8 月)降水(a—f; 单位:mm/d)和 2 m 气温(g—l;单位:K)的年际变化
(a,g. 中国全区域, b,h. 东北, c,i. 华北, d,j. 华南, e,k. 西北, f,l. 西南)
Fig. 7 Interannual variations of the summer precipitation (mm/d) and 2 m air temperature (K)
for China (a,g), northeastern China (b,h), northern China (c,i), southern China (d,j),
northwestern China (e,k) and southwestern China (f,l)

6 总结与讨论

利用 GSWP 的表层(0.1 m)土壤湿度资料强迫区域气候模式 RegCM3,进行了 10 年的夏季气候模拟积分,结果表明采用 GSWP 土壤湿度资料强迫区域气候模式,能在一定程度上改进对中国夏季气候的模拟结果,主要结论如下:

- (1) GSWP2 表层土壤湿度除了在长江流域、青藏高原东南部和西北部等零星区域外,都比控制试验小。与控制试验相比,GSWP2 表层土壤湿度夏季气候平均分布型与观测更接近,且在中、东部夏季逐日变化上比控制试验好。
- (2) 就夏季气候平均情况而言,在 GSWP 试验中,除了在东北大部分地区、江南以及江淮流域,降水误差增大以外,控制试验中降水的偏差得到了改善;除了在华北区域,降水的空间分布型也得到了明

显改善。GSWP2 土壤湿度对温度模拟误差改进的区域主要在北方;温度的空间分布型在华北和西南之外的大部分区域,都得到了改进。GSWP2 土壤湿度资料也有效地提高了降水和温度夏季逐日变化的模拟效果。

(3) 对年际变化而言,GSWP2 土壤湿度资料能够在一定程度上改善对降水和气温年际变率的模拟效果,但改进效果因区域而异;从各区域的降水、气温与观测的相关性来看,降水模拟的改进主要表现在东北、华南和西北 3 个地区,而 2 m 气温在中国全区以及各分区都得到改进。

(4) 不管对东亚气候态还是年际变化的模拟,气温对土壤湿度的敏感性强于降水,通过 GSWP2 土壤湿度强迫区域气候模拟对气温的改进比降水的改进明显。

最后,本文的目的是考察土壤湿度对东亚季风

区夏季气候的影响,结果表明,利用土壤湿度资料 GSWP2 驱动模式,的确提高了东亚夏季气候的模拟效果。但 GSWP 试验对控制试验的改进,在大部分地区不能通过 95% 的显著性检验,其原因在于:(1)积分时间不够长(即样本数量不够多),在未来的研究中,需要积分更长时间来检验土壤湿度对东亚气候的影响;(2)研究表明,GSWP2 土壤湿度在气候态上质量较高,但年际变化上存在偏差(张文君等,2008a);Dirmeyer (2000)证实了 GSWP 土壤湿度在一定程度上能改善 GCM 的模拟效果,但 GSWP2 土壤湿度毕竟也是模式结果,依然存在不确定性。从本文第 3 部分的讨论可见,虽然 GSWP 土壤湿度总体上要好于模式本身模拟的土壤湿度,但在部分区域优势并不明显;(3)在季风盛行的东亚区域,外部水汽输送对局地气候起主导作用(Zhou, et al, 2005),而局地陆表特性(如土壤湿度)的贡献有限(Douville, et al, 2001; Douville, 2002; Zhang, et al, 2003);(4)模式本身存在误差。近年来,有大量的研究工作关注对气候模式模拟的土壤湿度进行评估(Alan, et al, 1998; Srinivasan, et al, 2000; 张文君等,2008b)以及土壤湿度的同化问题(Giard, et al, 2000; Walker, et al, 2001),这些工作的目的是通过对土壤湿度的改进,提高模式的模拟及预报效果。本文从区域模式模拟的角度,证实合理的土壤湿度的确能够改进模式的模拟结果,尽管这种改进的幅度因地区而异。

参考文献

高学杰,徐影,赵宗慈等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验, *大气科学*, 30(2): 185-192

林朝晖,杨小松,郭裕福. 2001. 陆面过程模式对土壤含水量初值的敏感性研究. *气象与环境研究*, 6(2): 240-248

马柱国,符宗斌,谢力等. 2001. 土壤湿度和气候变化关系研究中的某些问题. *地球科学进展*, 16(4): 563-568

孙丞虎,李维京,张祖强等. 2005. 淮河流域土壤湿度异常的时空分布特征及其与气候异常关系的初步分析. *应用气象学报*, 16(2): 129-138

王万秋. 1991. 土壤温湿异常对短期气候影响的数值模拟试验. *大气科学*, 15(5): 115-123

宇如聪,周天军,李建等. 2008. 中国东部气候年代际变化三维特征的研究进展. *大气科学*, 32(4): 893-905

张冬峰,欧阳里程,高学杰等. 2007. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验. *热带气象学报*, 23(5): 444-452

张文君,周天军,宇如聪. 2008a. 中国土壤湿度的分布与变化 I: 多

种资料间的比较. *大气科学*, 32(3): 581-597

张文君,宇如聪,周天军. 2008b. 中国土壤湿度的分布与变化 II: 耦合模式模拟结果评估. *大气科学*, 32(5): 1128-1146

周天军,钱永甫. 1995. 一个有限域嵌套细网格模式的设计及其预报结果的检验. *热带气象学报*, 11(4): 342-353

周天军,张学洪,王绍武. 1999. 全球水循环的海洋分量研究. *气象学报*, 57(3): 264-282

Alan R, Schlosser C A, Vinnikov K Y, et al. 1998. Evaluation of AMIP soil moisture simulations. *Global and Planetary Change*, 19: 181-208

Anthes R. 1977. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Mon Wea Rev*, 105: 270-286

Atlas R, Wolfson N, Terry J. 1993. The effects of SST and soil moisture anomalies on GLA model simulations of the 1988 U. S. summer drought. *J Climate*, 6: 2034-2048

Beljaars A C M, Viterbo P, Miller M J, et al. 1996. The anomalous rainfall over the United States during July 1993; Sensitivity to land surface parameterization and soil moisture anomalies. *Mon Wea Rev*, 124: 362-382

Bosilovich M, Sun W-Y. 1999. Numerical simulation of the 1993 midwestern flood: Land-atmosphere interactions. *J Climate*, 12: 1490-1505

Dickinson R E, Errioco R M, Giorgi F, et al. 1989. A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, 15: 383-422

Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. 1993. Biosphere-Atmosphere Transfer Schemes (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note/TN-387 + STR, 72pp

Dirmeyer P A, Dolman A J, Nobuo S. 1999. The pilot phase of the Global Soil Wetness Project. *Bull Amer Meteor Soc*, 80: 851-878

Dirmeyer P A. 2000. Using a global soil wetness data set to improve seasonal climate simulation. *J Climate*, 13: 2900-2922

Dirmeyer P A, Gao X, Zhao M, et al. 2005. The Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2): Multi-Model analysis and implications for our perception of the land surface. COLA Technical Report 185

Dirmeyer P A, Gao X, Zhao M, et al. 2006. Supplement to GSWP2: Details of the forcing data. *Bull Amer Meteor Soc*, 87: s10-s16

Douville H, Chauvin F, Broqua H. 2001. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J Climate*, 14: 2381-2403

Douville H. 2002. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. *J Climate*, 15: 701-720

Douville H. 2003. Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *J Hydrometeorol*, 4: 1044-1066

- Fennessy M J, Shukla J. 1999. Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. *J Climate*, 12: 3167-3180
- Gao X, Zhao Z, Ding Y, et al. 2001. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. *Adv Atmos Sci*, 18: 1224-1230
- Gao X, Zhao Z, Giorgi F. 2002. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 19: 927-942
- Gao X, Shi Y, Song R, et al. 2008. Reduction of future mosoon precipitation over China: comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteor Atmos Phys*, 100: 73-86
- Giorgi F, Bates G T. 1989. On the climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon Wea Rev*, 117:2325-2347
- Giard D, Bazile E. 2000. Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model. *Mon Wea Rev*, 128: 997-1015
- Giorgi F, Mearns L O, Shields C, et al. 1996. A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1988 drought and the 1993 flood over the central United States. *J Climate*, 9: 1150-1162
- Goswami B N, Wu G, Yasunari T. 2006. The annual cycle, intraseasonal oscillations, and roadblock to seasonal predictability of the Asian summer monsoon. *J Climate*, 19: 5078-5099
- Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1994. Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech. Note/TN-398+STR, 121pp
- Guo W, Wang H. 2003. A case study of the improvement of soil moisture initialization in IAP-PASSCA. *Adv Atmos Sci*, 20: 845-848
- Hong S, Pan H. 2000. Impact of soil moisture anomalies on seasonal, summertime circulation over North America in a regional climate model. *J Geophys Res*, 105: 29,625-29,634
- Hu Y, Ding Y, Liao F. 2009. An improvement on summer regional climate simulation over East China: The importance of data assimilation of soil moisture. *Chinese Sci Bull*, 54: 2388-2394
- Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech. Note/TN-420+STR, 152pp
- Kim J-E, Hong S-Y. 2007. Impact of soil moisture anomalies on summer rainfall over East Asia: A regional climate model study. *J Climate*, 20: 5732-5743
- Koster R D, Suarez M J, Heiser M. 2000. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. *J Hydrometeor*, 1: 26-46
- Koster R D, Dirmeyer P A, Guo Z, et al. 2004a. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305: 1138-1140
- Koster R D, Suarez M J, Liu P, et al. 2004b. Realistic initialization of land surface states: Impacts on subseasonal forecast skill. *J Hydrometeor*, 5: 1049-1063
- Li Haibin, Robock A, Liu Suxia, et al. 2004. Evaluation of reanalysis soil moisture simulations using updated Chinese soil moisture observations. *J Hydrometeor*, 6:180-193
- Li H, Dai A, Zhou T, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950 – 2000. *Climate Dynamics*, 34: 501-514, doi: 10.1007/s00382-008-0482-7
- Namias J. 1959. Persistence of mid-tropospheric circulations between adjacent months and seasons// Bolin B. The Atmosphere and the Sea in Motion: Scientific Contributions to the Rossby Memorial Volume. Rockefeller Institute Press, 240-280
- Paegle J, Mo K C, Nogues-Paegle J. 1996. Dependence of simulated precipitation on surface evaporation during the 1993 United States summer floods. *Mon Wea Rev*, 124: 345-361
- Pal J, Small E E, Eltahir E A B. 2000. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation process within RegCM. *J Geophys Res*, 105: 29579-29594
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J Climate*, 15: 1609-1625
- Robock A, Vinnikov K Y, Srinivasan G, et al. 2000. The global soil moisture data bank. *Bull Amer Meteor Soc*, 81:1281-1299
- Schar C, Luthi D, Beyerle U, et al. 1999. The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *J Climate*, 12: 733-741
- Seth A, Giorgi F. 1998. The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J Climate*, 11: 2698-2712
- Shukla J, Mintz Y. 1982. Influence of land-surface evapotranspiration on the Earth's climate. *Science*, 215: 1498-1501
- Simmons A J, Gibson J K. 2000. The ERA-40 Project Plan, ERA-40 Project Report Series No 1. ECMWF, Shinfield Park, Reading, UK, 63pp
- Srinivasan G, Robock A, Entin J K, et al. 2000. Soil moisture simulations in revised AMIP models. *J Geophys Res*, 105: 635-644
- Walker J P, Houser P. 2001. A methodology for initializing soil moisture in a global climate model: Assimilation of near-surface soil moisture observations. *J Geophys Res*, 106: 11,761-11,774
- Wolfson N, Atlas R, Sud Y C. 1987. Numerical experiments related to the summer of 1980 U. S. heat wave. *Mon Wea Rev*, 115: 1345-1357
- Wu B, Zhou T. 2008. Oceanic origin of the interannual and interdecadal variability of the summertime Western Pacific subtropical high. *Geophys Res Lett*, 35, L13701, doi: 10.1029/2008GL034584
- Xue Y, Juang H-M H, Li W P, et al. 2004. Role of land surface process in monsoon development: East Asia and West Africa. *J*

- Geophys Res, 109: 1-24
- Yang F, Kumar A, Lau K M. 2004. Potential predictability of U. S. summer climate with "perfect" soil moisture. *J Climate*, 5: 883-895
- Yang S, Lau L M. 1998. Influences of sea surface temperature and ground wetness on Asia summer monsoon. *J Climate*, 11:3230-3246
- Yeh T C, Wetherald R I, Manabe S. 1984. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change: A numerical experiment. *Mon Wea Rev*, 112: 474-490
- Yu R, Li W, Zhang X, et al. 2000. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3. *Adv Atmos Sci*, 17: 503-518
- Yu R, Wang B, Zhou T. 2004. Climate effects of the deep continental stratus clouds generated by Tibetan Plateau. *J Climate*, 17: 2702-2713
- Zeng X B, Zhao M, Dickinson R E. 1998. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J Climate*, 11: 2628-2644
- Zhang H, Frederiksen C S. 2003. Local and nlocal impacts of soil moisture initialization on AGCM seasonal forecasts: A model sensitivity study. *J Climate*, 16: 2117-2137
- Zhou T, Li Z. 2002. Simulation of the East Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Climate Dyn*, 19: 167-180
- Zhou T, Yu R. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 110, D08104, doi:10.1029/2004JD005413
- Zhou T, Yu R. 2006. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Climate*, 19: 5843-5858
- Zhou T, Yu R, Li H, et al. 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century. *J Climate*, 2: 3833-3852
- Zhou T, Wu B, Wang B. 2009a. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of Asian-Australian Monsoon? *J Climate*, 22: 1159-1173
- Zhou T, Yu R, Zhang J, et al. 2009b. Why the Western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s. *J Climate*, 22: 2199-2215
- Zhou T, Gong D, Li J, et al. 2009c. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian summer monsoon: Recent progress and state of affairs. *Meteor Z*, 18: 455-467