

2004 年南海夏季风的爆发及中南半岛陆面过程的可能影响 II：数值试验^{* 1}

蒙伟光 郑 彬

中国气象局热带海洋气象研究所, 广州, 510080

摘 要

在对南海夏季风的爆发及中南半岛陆面过程的可能影响进行了诊断分析的基础上,应用 MM5/NOAH LSM 模式,研究了中南半岛陆-气相互作用对 2004 年南海夏季风爆发过程的可能影响。结果发现:在南海夏季风爆发前,中南半岛-南海地区低层气温差确实出现低值,甚至负值;尽管短期内中南半岛土壤湿度和降水的变化没有引起季风爆发日期的改变,但对季风爆发的强度有影响。土壤湿度和降水变化引起的干异常可导致地表感热通量的增大和地表温度的升高,致使中南半岛与南海之间低层的温差异常(负温差)减小,季风爆发强度减弱;不同的是,湿异常可引起季风爆发强度增强。这一结果说明,在南海夏季风爆发前期,中南半岛上空对流活动和降水异常及其引起的土壤湿度的异常变化在一定程度上会影响到季风爆发的过程。文章还比较了不同温湿地表条件下低层大气状态的差异和地表能量、水分平衡过程的不同,分析了陆-气相互作用对季风活动产生影响的物理机制。

关键词: 南海季风, 中南半岛, 陆面过程, 数值试验。

1 引 言

陆面性质的变化通过陆面过程的作用可影响到大气的环流状况。到目前为止,基于外场试验研究和 GCM 模式的模拟研究提供越来越多的证据表明,区域气候乃至全球气候的变化与陆-气相互作用有密切的联系^[1-2]。其中许多工作对地表土壤湿度异常以及植被覆盖变化的作用给予了更多的关注。如过去已有不少工作研究了南美亚马逊(Amazon)热带雨林植被破坏对气候可能带来的影响问题^[3-4]; Wei 和 Fu 等^[5]曾研究了我国华北地区草原植被沙漠化的可能效应; Delworth 和 Manabe 等^[6]曾讨论了土壤的湿润程度是如何影响能量通量在感热和潜热通量之间的再分配,从而影响到大气环流的。

陆地上,由于降水而引起的土壤湿度变化不仅改变了感热输送和地表长波辐射的大小,引起低层大气热状况的变化,同时还会通过蒸发作用反过来影响大气的降水。不少数值模拟结果都强调了土壤

湿度和降水之间的正反馈作用^[7-8]。

近年来已有一些研究工作注意到了中南半岛陆面性质变化可能对区域气候带来的影响问题,如 Kanai 等^[9]和 Sen 等^[10]的工作,都对这一区域森林植被破坏可能对中南半岛及其下游地区季风降水的影响问题进行了研究。但针对这一地区土壤湿度变化与降水之间的联系及其在南海季风建立过程中所起的作用等问题的研究还不多见,开展这方面的研究是有必要的。

利用 NCEP 资料对 2004 年南海夏季风爆发前后的环流形式进行诊断分析^[11]发现,当对流活动从孟加拉湾移到中南半岛后,可引起中南半岛平均降水量的增加和土壤湿度的增大,并导致陆面过程发生改变。由此引起的中南半岛与南海低层大气之间温差的异常变化,可为南海夏季风的爆发提供有利的条件。本文在此基础上,应用数值模拟试验的方法,对南海夏季风爆发前后中南半岛陆面特征量的变化进行验证,并研究了中南半岛土壤湿度以及降

* 初稿时间:2005 年 4 月 25 日;修改稿时间:2005 年 8 月 13 日。

资助课题:国家科技部社会公益研究专项“南海夏季风活动的监测及服务研究(2002DIB10053)”,广东省自然科学基金(5300001)。

作者简介:蒙伟光,男,1962 年生,博士,副研究员,研究方向:中尺度气象的数值模拟和预报,陆-气相互作用。

水变化与季风爆发和强度的关系问题,试图从物理上进一步分析说明陆面过程可能对南海夏季风活动产生的影响。

2 模式、资料和试验方案设计

数值试验采用的是美国 Pen/NCAR 的 MM5V3.6 模式。尽管 MM5 是一个有限区域的中尺度非静力平衡模式,但也有不少研究工作将其用于区域气候的模拟研究上,并取得了较好的效果^[12-13]。特别是模式中耦合的陆面过程模式 NOAH LSM,为研究陆面过程的影响提供了便利条件。

试验中模式物理过程方面我们选用了 Anthes-Kou 积云对流参数化方案, MRF 边界层方案以及云辐射方案等。试验区中心点的位置为 22°N, 110°E, 水平格距为 45 km, 范围大小为 121×163 个格点, 垂直方向分为 27 层, 模式顶取为 50 hPa。

在陆-气相互作用的研究中,土壤的湿度和温度是难以获得的资料,因此在过去的试验研究中,不少工作采用极端值驱动的方法,如土壤湿度在整个模拟试验中取为枯萎点的值或场容量的最大值等。在我们的研究中,控制试验的土壤湿度和温度的初始资料和边界条件与模式其他物理量的初值、边值资料一样均取自 NCEP(2.5°×2.5°分辨率)每日 4 次的再分析资料。

数值试验的主要目的是为了考察陆-气相互作用特别是中南半岛土壤湿度以及降水异常可能对南海夏季风爆发产生影响的问题。土壤湿度的异常变化可由前期降水异常造成,通过初始土壤湿度大小

表现出来,也可以由所研究时段降水的异常引起。因此除控制试验(CNTL)之外,在所进行的一系列敏感试验中(见下文),通过人为改变初始土壤湿度大小、改变降落地面雨量的大小来描述土壤湿度和降水的异常变化。考虑到 2004 年南海夏季风在 5 月 19 日爆发,试验中模式均从 2004 年 5 月 16 日 00:00UTC 开始积分,积分一个星期,到 23 日 00:00 UTC 结束。

3 控制试验结果和观测分析结果的比较

图 1 是控制试验模拟的 2004 年 5 月 18 和 19 日 850 hPa 平均风场,可以看到模式成功再现了西太平洋副热带高压在季风爆发前的东移减弱以及西风穿越中南半岛并到达南海地区的过程。例如,模拟的 18, 19 日孟加拉湾一带的低槽以及槽前的西南气流、特别是南海一带气流的演变与 NCEP 分析资料^[11]相似,18 日中南半岛南部东边南海上的气旋性环流也开始减弱,19 日已转为比较一致的偏西和西南气流,模拟的南海季风也是在 5 月 19 日爆发。

模式模拟的降水与实际情况比较也是可信的。由于资料的原因,主要查对了季风爆发前中南半岛以及孟加拉湾一带卫星云图反映的对流云团的活动情况,降水的分布与这一地区对流云团的活动和发展对应得很好。而且从模拟的表层土壤湿度分布看,中南半岛土壤比较湿润的地方与降水的中心区对应,中南半岛的中北部地区,土壤湿度比较大,而东南部由于降水较少,土壤湿度比较干燥(图略),说明地表土壤湿度的变化与降水关系是非常密切的。

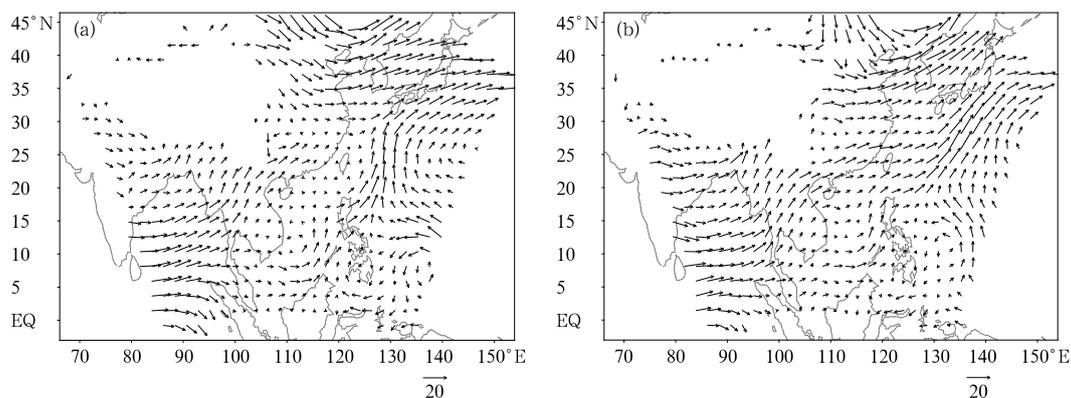


图 1 控制试验模拟的 850 hPa 平均风场 (a. 2004 年 5 月 18 日, b. 2004 年 5 月 19 日)

Fig. 1 850 hPa mean wind field simulated by control experiment (a. 18 May 2004, b. 19 May 2004)

4 中南半岛土壤湿度和降水异常变化对南海夏季风爆发过程的影响

4.1 不同试验中土壤湿度的变化特征

考虑到土壤湿度和降水的关系,除了控制试验之外,我们设计了以下的两组试验:

第一组:试验 MDPN:试验中初始土壤湿度减小 60%;试验 MNPD:模式积分过程中降落到地面的降水量减少 80%;试验 MDPD:试验中初始土壤湿度减小 60%,同时模式积分过程中降落到地面的降水量减少 80%。

第二组:试验 MIPN:试验中初始土壤湿度增大 30%;试验 MNPI:模式积分过程中降落到地面的降水量增多 30%;试验 MIPI:试验中初始土壤湿度增大 30%,同时模式积分过程中降落到地面的降水增多 30%。

不同试验中土壤湿度和降水的调整针对区域 $5^{\circ}\text{--}23^{\circ}\text{N}$, $90^{\circ}\text{--}113^{\circ}\text{E}$ 进行,包含整个中南半岛。

图 2 主要给出了不同试验模拟的中南半岛区域

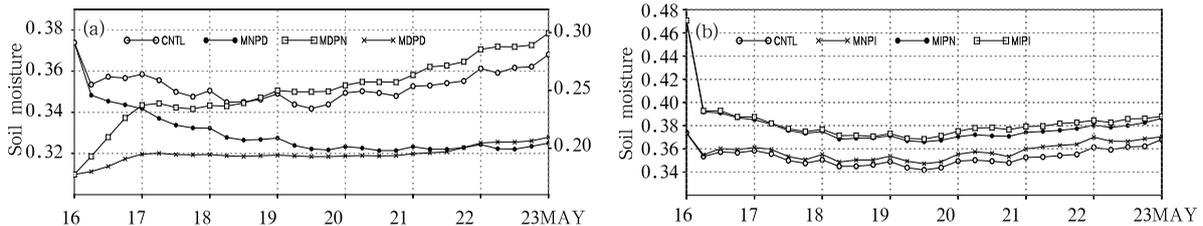


图 2 不同试验模拟的表层土壤湿度随时间的演变

(a. 第一组试验,其中试验 MDPN 和 MDPD 对应右边的纵坐标, b. 第二组试验)

Fig. 2 Evolution of surface layer soil moisture for different experiments

(a. group 1, MDPN and MDPD corresponding to right y axis labels, b. group 2)

时,增大降落至地面的降水量(试验 MNPI)并没有很明显地增大土壤湿度。这与预想的结果有些相悖。但也不难解释,在比较潮湿的情况下,即使有更多的降水降落地面,土壤湿度也不能无限增大,每一种土壤类型都有它的场容量(饱和点),超过这一极限,这些降水将会以径流的方式表现出来。而且由于降水的增大调整仅是针对原控制试验中有降水发生的网格点进行的,原来没有降水发生的网格点其降水量也无法增大,相应土壤湿度也不会发生明显的变化,这也是区域平均土壤湿度增大程度不高的一个原因。

但增大初始土壤湿度可以使随后积分过程中的

(用 $10^{\circ}\text{--}20^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{--}110^{\circ}\text{E}$ 代表)平均表层土壤湿度随时间的变化情况。图 2a 对应的是第一组试验,试验 CNTL 模拟的这一区域表层土壤湿度的变化与 NCEP 资料的分析结果还是相似的(见文献[11]的图 7a)。在 MNPD 试验中,区域平均土壤湿度明显下降,而且随着积分时间的延长,土壤变得干燥,与原控制试验结果相差越来越大,说明土壤湿度变化与降水的关系相当密切。如果减小初始土壤湿度,则积分过程中是否改变降落至地面的降水量两者的结果相差比较大,在 MDPN 试验中,由于原有地表面能量、水分平衡过程的约束和降水的作用,地表的湿度很快(约 1d)可回升到一个比较高的值;而在 MDPD 试验中,土壤湿度尽管在开始的时候仍有一些增大,但在整个积分过程中都维持在比较小的值,而且变化不大。因此仅通过减小初始土壤湿度大小不能控制整个积分过程中土壤湿度维持在比较小的值,需要同时减少降水量才能做到这一点。

图 2b 对应的是第二组试验的结果,也就是初始土壤湿度或降水量增大的情况。初始土壤湿度不变

土壤湿度维持在一个比较高的值。从图 2b 可以看到, MIPN 和 MIPI 两个试验在开始积分的短时间内,初始时刻增大的土壤湿度很快减小(这可能也是原有地表能量和水分平衡过程的约束引起的),但在随后的过程中却都可以保持有比较高的值。此时降水的影响不大,试验 MIPI 土壤湿度仅比试验 MIPN 略高一些可以说明这一点。

从这些不同试验土壤湿度的变化特征可以看出:土壤湿度的变化与降水的大小密切相关,特别是在初始土壤湿度比较干燥的时候,降水的增多可以明显地增大土壤湿度;而在初始土壤湿度比较潮湿的情况下,降水的减少可以引起土壤湿度减小,但降

水的增多并不能明显引起土壤湿度增大。

两个试验一个对应的是比较低的土壤湿度(0.20左右),称之为干异常,另一个对应有比较高的土壤湿度(0.38左右),称为湿异常。这里通过这两个试验结果的对比分析来了解中南半岛区域土壤湿度和降水的异常变化是否影响了南海季风的建立过程。

4.2 土壤湿度干、湿异常对季风建立过程的影响

图3分别给出的是MDPD和MIPI试验引起的季风爆发前3d平均得到的中南半岛表层土壤湿度的异常情况。与试验CNTL的结果比较,试验MDPD引起了土壤湿度的干异常,在中南半岛中北部,土壤湿度的减小少一些(下降了40%—45%),而原来比较干燥的半岛东西两侧,土壤湿度的减小要大一些(可达到60%)。相反,试验MIPI使整个中南半岛区域的土壤湿度都增大了,在原来比较湿润的

地区土壤湿度增大较小,土壤湿度的增大主要表现在原来比较干燥的地区(可达到原来的15%—20%)。

土壤干湿异常引起的近地面温度和湿度的变化由图4给出。可以看到,由于陆面过程的作用,土壤湿度变小时,中南半岛区域的地面温度有明显的升高,特别是在原来土壤比较干燥、降水量比较小的东西两侧,温度的升高更加明显,可以达到2—3℃;不同的是,当土壤变湿时,地面温度的变化并不十分明显,很少地方的温度降低超过-0.5℃。与温度的变化相类似,土壤变干时,近地面的湿度明显降低,也是在中南半岛东西两侧比湿下降的幅度比较大,可以达到-2—-3 g/kg。而当土壤变湿时,近地面比湿的变化也不十分明显,很少地方比湿升高超过0.5 g/kg。

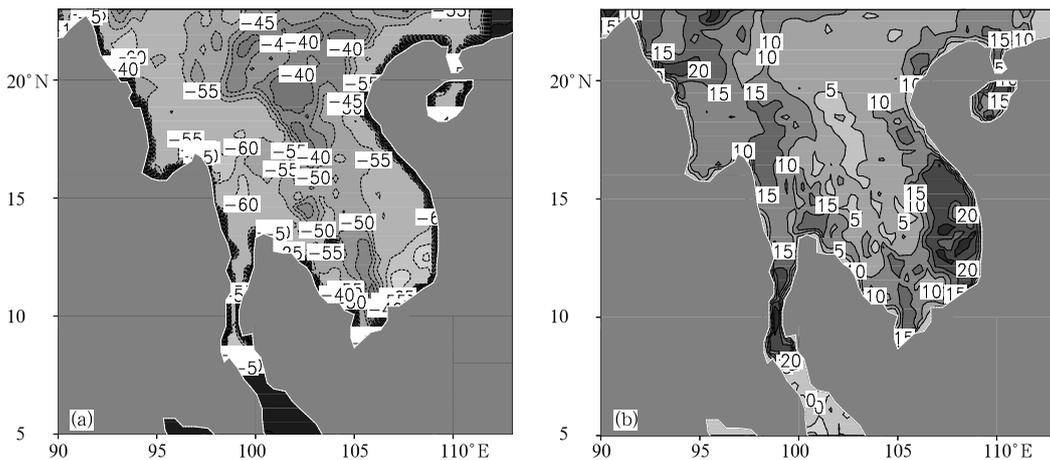


图3 试验MDPD(a)和MIPI(b)引起表层土壤湿度变化的百分比
(与试验CNTL的比较,16—18日3d平均)

Fig. 3 Surface layer soil moisture variations in percentage for experiment MDPD (a) and MIPI (b)
(16—18 May 3-day average comparing to CNTL)

其结果是,当中南半岛的土壤变干时,原有的中南半岛与南海之间低层的气温差(负温差)变小,而当土壤变湿时,两个区域之间低层的气温差与原控制试验CNTL相比变化不明显。图5是由不同试验结果得到的中南半岛与南海地区低层平均气温差的变化情况,各区域纬度均取10°—20°N,中南半岛地区用100°—110°E表示,南海地区用110°—120°E表示。与文献[11]的图5比较,尽管数值上有差别,试验CNTL描述的这两个区域低层温度差的变化趋势与NCEP资料分析结果还是很相似的,从16日开始,正的温差逐渐减小,17日后出现负的温差,

一直到19日季风爆发,温差仍是负值。尽管随后的温差转为正值,但其数值比较小,与分析结果的这种差别可能是模拟结果的其他一些不确定因素引起的。而与控制试验结果比较,试验MDPD减小了负的温差,试验MIPI引起的温差变化不明显。

在诊断分析^[11]中曾指出,中南半岛与南海低层大气之间出现负的温差,是有利于南海夏季风爆发的;而且这种低层气温差与南海夏季风的活动还有密切的关系,当温度差为负值时,南海夏季风往往进入活跃或非活跃期,而当温度差为正值时,南海夏季风进入中断期,对这一现象作进一步的分析是有意

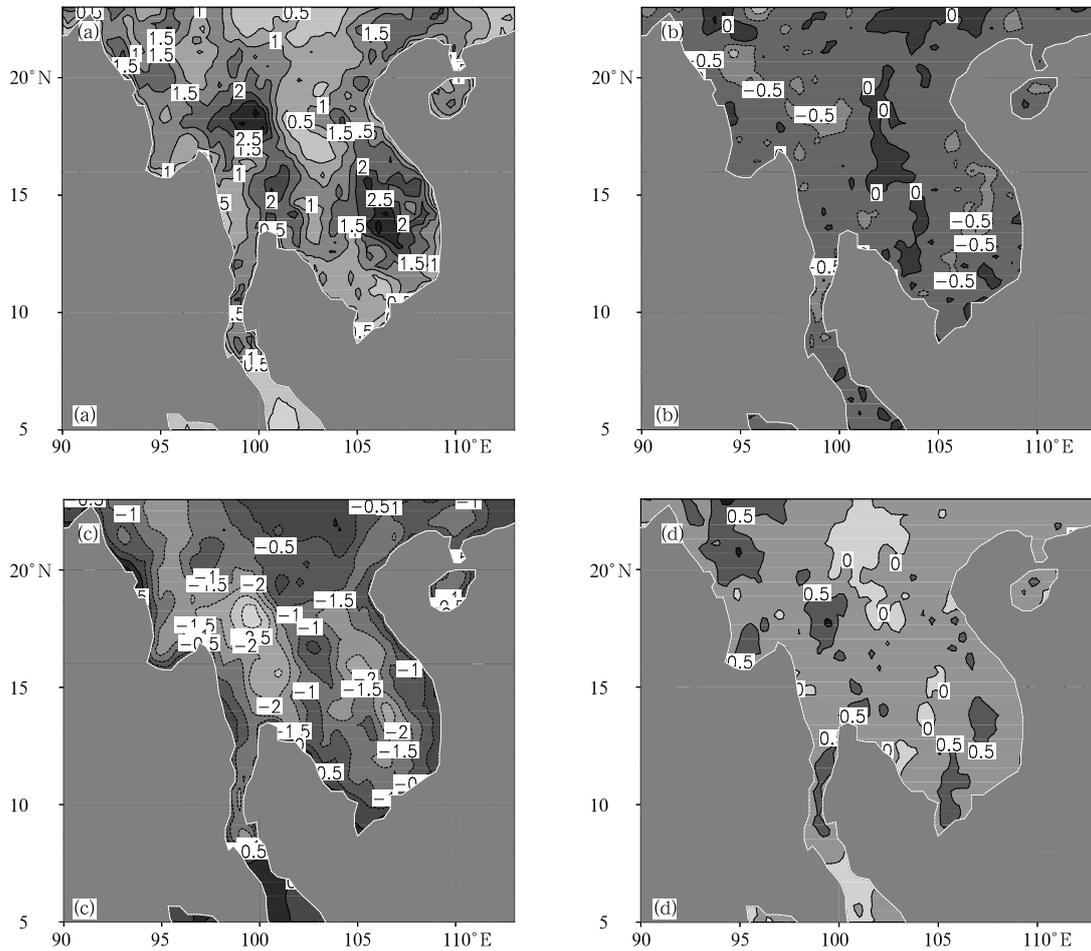


图 4 土壤湿度干异常(a,c)和湿异常(b,d)引起的地面 2 m 高度处温度(°C; a,b)和比湿(g/kg; c,d)的变化(与试验 CNTL 的比较,16—18 日的平均结果)

Fig. 4 Variations of 2 m temperature (°C; a,b) and mixing ratio (g/kg; c,d) induced by the soil moisture dry (a,c) and wet (b,d) anomalies (16-18 May 3-day average comparing to CNTL)

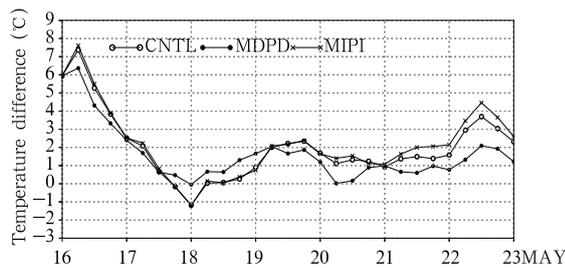


图 5 不同试验模拟得到的中南半岛与南海之间低层(1000—850 hPa 平均)气温差的时间演变

义的。

从试验 MDPD 和 MIPI 模拟的南海夏季风建立的过程来看(图略),尽管短期内土壤湿度的干、湿异常没有影响到季风如期在 19 日的爆发,但还是影响到了季风爆发的强度。这由图 6 给出的季风爆发

后 19—21 日平均 850 hPa 高度场和风场的变化(与试验 CNTL 比较)得到证实。如图 6a 中孟加拉湾至中南半岛一带 850 hPa 的高度场升高了,而图 6b 中大部分地区的高度场是下降的,也就是说在中南半岛地区,土壤的干异常与孟加拉湾至中南半岛一带的低压槽减弱相对应,湿异常与低压槽的增强相对应。从 850 hPa 风场的变化也可以看出,与干异常对应中南半岛上空出现了一个偏差的反气旋环流叠加在正常环流上,其南部的东风减弱了中南半岛上空的偏西和西南气流,使得季风爆发的强度减弱。相反,与湿异常对应出现了一个偏差的气旋性环流,其结果增强了中南半岛上空的西风气流,季风爆发强度增强。显然低层大气对干异常的响应强度要比对湿异常的响应强度强一些,所引起的 850 hPa 上

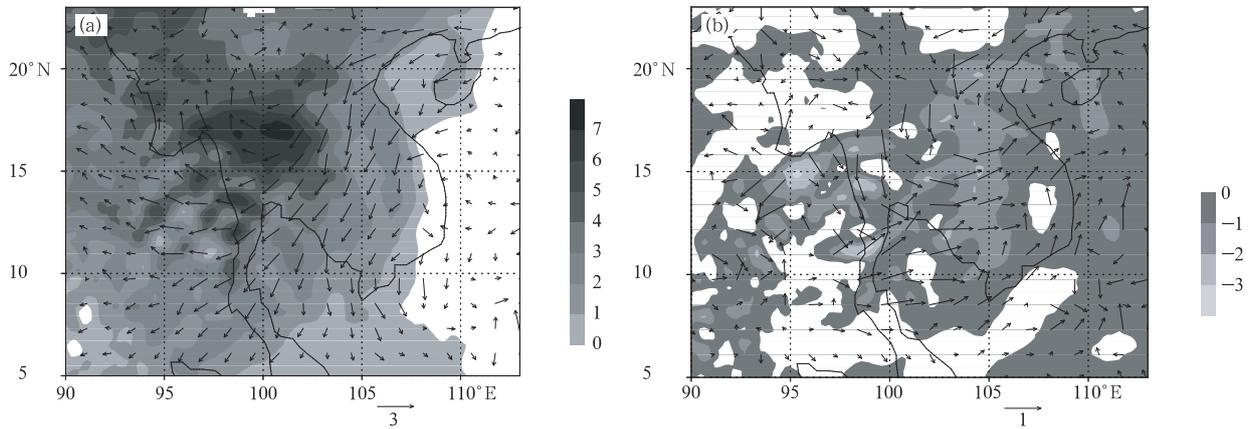


图6 土壤湿度干异常(a)和湿异常(b)引起的850 hPa的高度差(gpm,阴影区)和风场差
(与试验CNTL的比较,19—21日的平均结果)

Fig. 6 Geopotential height difference (gpm, shaded area) and wind field difference induced by soil moisture dry (a) and wet (b) anomalies (19—21 May 3-day average comparing to CNTL)

的风速差可达到3 m/s,而湿异常引起的风速差多数小于1 m/s。

应该指出的是,土壤湿度异常与季风强度变化的关系并不是固定的。如 Douville 等^[14]的研究结果表明,在印度地区,土壤干(湿)异常是与季风槽或西南季风的增强(减弱)相对应,这与我们的结果正好相反。我们认为这可能与印度半岛地区陆地与海洋的南北向对比分布有关,印度半岛地区干(湿)异常引起的南北向环流正好是加强(减弱)了印度西南季风,而在中南半岛地区,相对于南海来说海陆的对比分布是东西向的,中南半岛干异常引起的东西向环流在低层减弱了西风,使季风强度减弱。

由东西向的垂直剖面图可以更清楚地看到这一

点。图7是沿16°N由试验CNTL和试验MDPD 3 d(5月16—18日)平均得到的纬向剖面图。对照分析可以更清楚地看出,由于干异常引起感热通量加大和蒸发蒸腾量减小,近地面的相对湿度减小了(从原来的80%以上降到了80%以下),由此而引起的地表温度的升高引发了上升运动的加强。在这种情况下,对流层低层上升运动发展得更加深厚(图7b),暖湿空气被抬升到更高的高度,垂直环流的发展使得低层来自南海地区的偏东气流加强,减弱了中南半岛上空的西风,季风减弱与这一过程是有关联的。土壤湿度减小引起局地上升运动发展的现象,在已有的一些研究结果中也有发现,如文献[15]在研究中国北方地区干旱化的影响时也曾指出,土壤含水

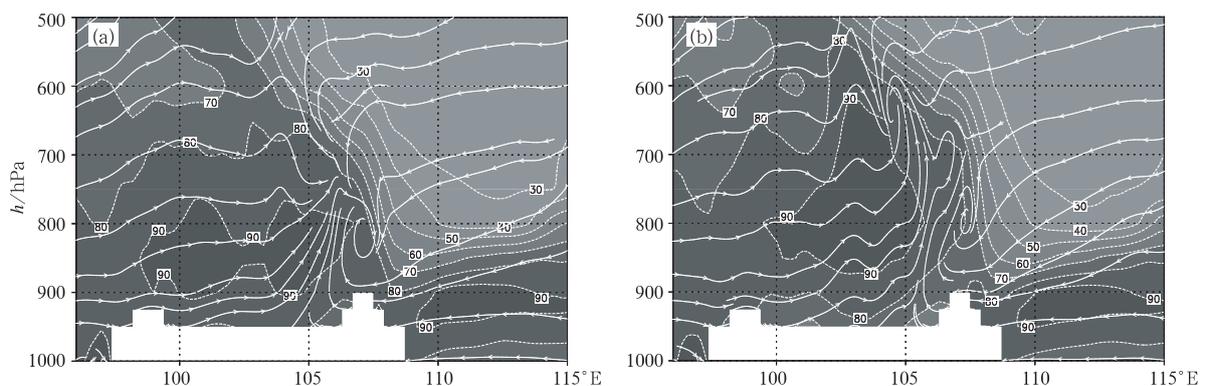


图7 沿16°N 5月16—18日3 d平均的垂直纬向剖面
(箭头实线为流线,阴影区为相对湿度)

Fig. 7 Cross section of vertical circulation and humidity along 16°N
(16—18 May 3-day average, solid lines with arrow are streamlines, shaded areas are humidity)

量的减少在造成地面潜热通量减小、感热通量增加和陆面温度升高的同时,是有利于辐合上升气流发展的。但也需要指出的是,这种垂直环流的变化只是在干异常的情况下表现比较明显,在湿异常的情况下没有太明显的不同。

4.3 土壤干、湿异常对地表能量和水分平衡过程的影响

土壤湿度变化通过影响其本身的热力性质和水文过程,改变了地表向大气输送的感热、潜热和长波辐射通量的大小,从而影响到天气和气候的变化。这一过程从地表能量和水分平衡的角度来讲,是通过影响和改变地表能量、水分的再分配来完成的。

表 1,2 分别给出了不同试验地表水分和能量平衡的状况,表中的数据由季风爆发前 3 d 针对中南半岛区域求平均得到。

在干异常试验 MDPD 中,模式的平均降水量和表

层土壤湿度均下降了约 25%,表层的径流量也显著减少。由此而引起地面的蒸发蒸腾量减少,潜热通量下降了约 37%。其结果是地表温度升高了 1.33 °C,感热通量增大了 1 倍多。波文比从原来的 0.22 增大到了 0.75,也就是说此时地表获得的净辐射大部分以感热的形式加热大气。这就是在干异常情况下,中南半岛低层温度升高、与南海之间低层温差异常减小、季风爆发强度减弱的原因之一。而在湿异常的试验 MIPI 中,正如前面分析的那样,土壤湿度和降水量的变化并不是很明显,很大一部分原因是因为土壤湿度升高达到其场容量后,就会以地表径流表现出来。由表 1 可以看到,在这种情况下地表径流确实是增大了,超过原控制试验的值将近 2 倍,而降水量和表层土壤湿度只分别增多了 1.32%和升高了 3.77%。尽管变化的幅度不大,该试验中地表的蒸发蒸腾和潜热通量还是增多了约 6%,而感热通量则减少了

表 1 地表水分平衡
Table 1 Land surface hydrology budgets

试验名称	$S_m(\%)$	E_t	$R_o(\text{mm})$	$P(\text{mm})$	R_o/P
CNTL	0.53	2.74	1.10	0.76	1.45
MDPD	0.40	1.73	0.02	0.57	0.04
MDPD-CNTL	-0.13 (24.53% ↓)	-1.01 (36.90% ↓)	-1.08 (98.18% ↓)	-0.19 (25.00% ↓)	-1.41 (97.24% ↓)
MIPI	0.55	2.91	3.20	0.77	4.16
MIPI-CNTL	0.02 (3.77% ↑)	0.17 (6.20% ↑)	2.10 (190.90% ↑)	0.01 (1.32% ↑)	2.71 (186.90% ↑)

S_m 地表湿度; E_t 蒸发蒸腾; R_o 地表径流; P 降水量; R_o/P 地表径流比。

表 2 地表能量平衡
Table 2 Land surface energy budgets

试验名称	$T_s(\text{K})$	$L(E+T)(\text{W}/\text{m}^2)$	$H(\text{W}/\text{m}^2)$	R_N	B
CNTL	301.01	79.29	17.35	202.34	0.22
MDPD	302.34	49.96	37.65	196.98	0.75
MDPD-CNTL	1.33	-29.33 (36.99% ↓)	20.3 (117.00% ↑)	-5.36	0.53 (240.91% ↑)
MIPI	300.83	84.02	14.86	208.36	0.18
MIPI-CNTL	-0.18	4.74 (5.98% ↑)	-2.49 (14.35% ↓)	6.02	-0.04 (18.18% ↓)

T_s 地表温度; $L(E+T)$ 潜热通量; H 感热通量; R_N 净辐射; B 波文比。

约 14.5%,由此造成平均地表温度下降 0.18°C 左右。这些特征与前面的分析结果是一致的,也是合理的。

5 总结与讨论

(1) 控制试验表明,MM5/NOAH LSM 模式可

以较好地模拟 2004 年南海夏季风爆发的过程。模式成功地再现了西太平洋副热带高压在季风爆发前的东移减弱过程以及西风穿越中南半岛并到达南海地区的过程,模拟的南海季风也如期在 5 月 19 日爆发。

(2) 短期内减少或增加中南半岛区域的土壤湿

度和降水尽管没有改变南海季风爆发的日期,但对季风爆发的强度有影响。降水和土壤湿度减少引起的干异常可导致该地区地表温度的升高,从而引起中南半岛区域与南海之间低层温差异常的减小,季风爆发的强度减弱;相反,中南半岛土壤的湿异常可引起季风爆发增强。

(3)中南半岛降水和土壤湿度的变化,引起地表能量和水分平衡过程变化,并通过陆-气之间的相互作用,影响低层大气的状态,对季风的的活动造成了影响。正如所期待的那样,土壤湿度的异常减少,导致了地表感热通量的增大和地表温度的升高;而土壤湿度的增大,引起了地表潜热通量的增大和感热通量的减少,其结果导致地表温度下降。

(4)从试验结果看,中南半岛低层大气状态对土壤湿度干异常的响应要比对湿异常的响应要强。季风爆发前期中南半岛降水和土壤湿度减少引起的干异常可明显引起近地面温度升高和湿度下降,但湿异常所引起的地面温度的降低和湿度的增大并不十分明显,可能与初始土壤湿度的大小还有密切的关系。

从这些结果可以看到,在诊断分析^[11]中提出的关于中南半岛陆面过程影响南海夏季风爆发的概念性框架还是可信的。当然这仍需要更多观测事实和更进一步的模拟试验和诊断分析结果的支持。

参考文献

- [1] Charney J G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1975, 101: 193-202
- [2] Dirmeyer P A, Shukla J. Observational and modeling studies of the influence of soil moisture anomalies on the atmospheric circulation. In: Shukla J, Ed. *Predictions of Interannual Climate Variations*. NATO Series I, 6: 1-23, Springer-Verlag
- [3] Chu P S, Yu Z P, Hasterrath S. Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: Which way has it gone? *Bull Amer Meteor Soc*, 1994, 75: 579-583
- [4] Dickinson R E, Henderson-Sellers A. Modeling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterization. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1988, 114: 439-462
- [5] Wei H, Fu C. Study of the sensitivity of a regional model in response to land cover change over northern China. *Hydrol Process*, 1998, 12: 2249-2265
- [6] Delworth T L, Manabe S. The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. *J Climate*, 1988, 1: 523-547
- [7] 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. *气象学报*, 2000, 58(3): 278-287
Ma Zhuguo, Wei Helin, Fu Chongbin. Relationship between regional soil moisture variation and climatic variability over east China. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2000, 58(3): 278-287
- [8] 王万秋. 土壤湿度异常对短期气候影响的数值模拟试验. *大气科学*, 1991, 15(5): 115-123
Wang Wanqiu. Numerical experiments of the soil temperature and moisture anomalies effects on short term climate. *Scientia Atmos Sinica (in Chinese)*, 1991, 15(5): 115-123
- [9] Kanae S, Oki T, Musiak K. Impact of deforestation on regional precipitation over the Indochina Peninsula. *J Hydro-meteor*. 2001, 2: 51-70
- [10] Sen O L, Wang Y Q, Wang B. Impact of Indochina deforestation on the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 2004, 17: 1366-1380
- [11] 郑彬, 蒙伟光. 2004年南海夏季风的爆发及中南半岛陆面过程的可能影响 I: 诊断分析. *气象学报*, 2006, 64(1):
Zheng Bin, Meng Weiguang. The features of South China Sea summer monsoon onset of 2004 and the possible effects of land-surface process in Indo-China Peninsula. I: Diagnostic study. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2006, 64 (1):
- [12] 吴池胜, 王安宇, 冯瑞权等. 1994年南海夏季风爆发的数值模拟和分析研究. *大气科学*, 2001, 25(4): 455-464
Wu Chisheng, Wang Anyu, Fong Soikun, et al. A numerical study of the onset of the South China Sea summer monsoon of 1994. *Scientia Atmos Sinica (in Chinese)*, 2001, 25(4): 455-464
- [13] 汤剑平, 苏炳凯, 赵鸣等. 东亚区域气候的长期数值模拟研究. *气象学报*, 2004, 62(6): 752-763
Tang Jianping, Su Bingkai, Zhao Ming, et al. Long term climate change numerical simulation in East Asia. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2004, 62(6): 752-763
- [14] Douville H, Chauvin F, Broqua H. Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J Climate*, 2001, 14: 2381-2403
- [15] 王安宇, 冯瑞权, 唐天毅等. 土壤干旱化对短期气候影响的数值模拟. *高原气象*, 2004, 23(5): 580-586
Wang Anyu, Fong Soikun, Tong Tinggai, et al. Numerical simulation of the effect of soil drought on short-term climate in North China. *Plateau Meteor(in Chinese)*, 2004, 23(5): 580-586

THE FEATURES OF SOUTH CHINA SEA SUMMER MONSOON ONSET OF 2004 AND THE POSSIBLE EFFECTS OF LAND-SURFACE PROCESS IN INDO-CHINA PENINSULA II: NUMERICAL SIMULATION

Meng Weiguang Zheng Bin

Institute of Tropical and Marine Meteorology, CMA, Guangzhou 510080

Abstract

Based on the diagnostic studies in part I, this second companion paper addresses the issue of possible effects of land-surface process over Indo-China Peninsula on the establishment of 2004 South China Sea (SCS) summer monsoon by using the MM5/NOAH LSM modeling systems. A series of numerical simulations were performed in order to investigate the sensitivity of SCS summer monsoon onset to regional soil moisture and precipitation anomalies. It is found that though the SCS summer monsoon onset date is essentially unaltered, soil moisture and precipitation anomalies over Indochina peninsula can make contributions to the intensity variations of SCS summer monsoon. Dry anomalies induced by the decrease of initial soil moisture and precipitation are associated with sensible heat flux increase and positive surface air temperature anomalies, which may lead to the decrease of low-level air temperature difference (negative difference) between Indo-China Peninsula and SCS, and then weaken the SCS summer monsoon. In contrast, wet anomalies may intensify the SCS summer monsoon. These results reveal that prior to the SCS summer monsoon onset, convection, and precipitation variations over the Indo-China Peninsula and the associated soil moisture anomalies to some extent affect the SCS summer monsoon establishment process. The article also discusses the associated low-level atmospheric condition and land surface energy and hydrology budgets over different land surface properties, analyzes the corresponding physical mechanisms of how land surface process affects the SCS summer monsoon.

Key words: South China Sea (SCS) summer monsoon, Indo-China peninsula, Land surface process, Numerical simulation.