

湿地边界层通量影响热带气旋 登陆维持和降水的数值试验^{*}

李 英 陈联寿

(中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081)

摘 要

用 MM5v3 模式及其 TC Bogus 方案对台风 Nina(7503)在中国大陆上的维持加强过程进行模拟,并通过各种敏感性试验,研究了饱和湿地对热带气旋在大陆上维持和降水的影响。结果表明:湿地边界层内各通量对登陆热带气旋的强度、结构及其降水具有明显影响。潜热通量和感热通量均有利于热带气旋的维持和加强,其中潜热输送的作用显著,感热输送的作用较小。潜热和感热通量有利于热带气旋雨带螺旋结构的维持,对台风降水分布有明显影响,动量通量对热带气旋风场有显著的削弱作用,是其能量耗散、低压堵塞的主要原因,但对台风降水具有局地增幅作用。

关键词: 湿地, 边界层通量, 登陆台风, 数值试验。

1 引 言

热带气旋(TC)海气界面的热量和动量交换对 TC 的发展和维持起着重要作用^[1]。TC 登陆后,直接来自海面的水汽输送被切断,热带气旋因地面摩擦而减弱、消亡。但也有不少 TC 登陆后仍可长久维持甚至有所加强,引起大范围持续性强降水。Nina(7503), Todd(9608)及 Winnie(9711)台风均如此。其中 Nina 深入内陆维持 4~5 d,甚至再次加强,造成了著名的河南“75.8”特大暴雨。陈联寿^[2]指出,如果登陆后的 TC 环流停滞在一片大的水面(湖泊、水库)上或一片被台风暴雨浇出的饱和湿土上,则能维持较长时间,同时,TC 暴雨下饱和土壤层和积水对 TC 产生水汽反馈,反过来加剧该地的暴雨。Kong^[3]分析了热带风暴 Allison(2001)残余低压在内陆异常加强的原因,认为前期连续性暴雨使地面饱和,这一暖湿地上对流的发展是 Allison 再次加强的一个重要原因。Shen 等^[4]用 GFDL 飓风模式研究了陆上水表对登陆台风的影响,结果表明,0.5 m 深的水层仍能明显减缓台风登陆后的衰减,并保持一定强度。而在实际预报中,这种湿地的

影响往往被忽视,而放松了对 TC 再度引起灾害的警惕。

下垫面通过感热、潜热和动量的输送对 TC 产生影响,而这些物理过程基本都发生在 TC 边界层中,同时 TC 的动能大多也在边界层被消耗掉。Charney 等^[5]首先提出的 CISK 理论解释了 TC 发展与潜热正反馈的相互作用过程,其中边界层的潜热输送和摩擦辐合作用是非常重要的。Ooyama^[6]强调边界层能量交换对维持 TC 积云对流的重要性。Korolev 等^[7]研究了两个 TC 海-气热量和水汽交换。Schade 等^[8]用一个简单的海气耦合模式,分析了海洋下垫面对 TC 强度的影响。张福青^[9]研究了海洋边界层通量对成熟台风的影响,结果表明台风边界层各通量的垂直输送对其路径影响很小却对其维持非常重要。这些研究均强调台风边界层过程对 TC 维持发展的重要影响。对于一个登陆 TC,其下垫面特征与海洋已有很大不同,那么在一片 TC 暴雨下的饱和湿地上,感热、潜热以及动量的陆气交换对 TC 有何影响?

本文以 Nina 为例,采用具有高分辨率行星边界层参数化方案的中尺度模式对其在陆上的维持加强

* 初稿时间:2005 年 5 月 6 日;修改稿时间:2005 年 7 月 17 日。

资助课题:科技部国家重点基础研究发展规划项目(2004CB4181301)和国家自然科学基金项目(40575018)。

作者简介:李英,女,1968 年生,云南人,博士、副研究员,从事热带气旋研究。Email:liyings@cma.gov.cn

过程进行数值模拟。并通过多个敏感性试验,探讨湿地边界层各通量对 TC 在陆上维持和降水的影响。

2 模式、试验方案以及资料

采用 PSU/NCAR 非静力平衡中尺度模式 MM5v3。设计双向反馈的两重嵌套网格(图 1), 格距分别为: 60 和 20 km, 使用 30' 和 10' 地形数据。模式区域中心点为(31°N, 113°E), 格点数分别为 49×49 和 94×94, 垂直方向为 23 层 σ 坐标。粗、细网格分别采用 Grell 和 Kain-Fritsch 对流参数化方案, 侧边界为 6 h 时变边界。均采用 Reisner 软雹方案和 Blackadar 高分辨率行星边界层参数化方案。Blackadar 边界层参数化方案^[10] 主要根据总体 Richardson 数, 将边界层分为两种湍流混合方式。一种是夜间方式, 它通常是稳定或边缘不稳定状态, 采用 K 理论计算通量和预报模式变量, 下垫面通量只直接影响最低层大气。另一种是自由对流方式, 在此方式下, 来自下垫面的强烈加热使对流层低层出现高值地面热通量和超绝热层。在这种不稳定条件下, 随着最低层暖空气上升, 与上边界层各层空气交换热量水汽, 从而增加湿环境。此时垂直混合不自由由垂直梯度所决定, 而是由整个混合层的热力结构所决定。在这种方式下, 可模拟出真实的反梯度通量。

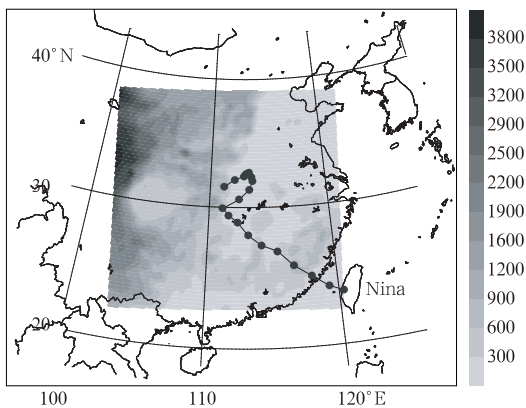


图 1 模式的粗、细网格区域和地形高度 (m, 阴影) 及 Nina 的登陆路径

Fig. 1 The domain of coarse mesh, fine mesh and topographic height (shaded area, m) in the simulation

该方案采用地面能量收支方程

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - L_v E_s \quad (1)$$

计算地面温度 T_g 。式中, C_g 为单位面积地面层热

容量, R_n 为净辐射通量, H_m 为进入土壤内层的热流量, H_s 是地表输给大气的感热通量, L_v 为水汽蒸发潜热, E_s 是地表水汽通量。其中 H_s 和 E_s 为

$$H_s = c_{pm} \rho_a k u_* T_* \quad (2)$$

$$E_s = M \rho_a k u_* I^{-1} (q_{vs}(T_g) - q_{va}) \quad (3)$$

式中, c_{pm} 为湿空气的定压比热, ρ_a 为模式最低层空气密度, k 为 Karman 常数, u_* 为地表摩擦速率, T_* 为地表摩擦温度。 M 是水汽有效率, 其变化范围从湿地表的 1.0 到无蒸发潜能地表的 0.0, 它是下垫面状况的函数。 q_{vs} 为饱和水汽混合率, q_{va} 为模式最低层水汽混合率, I^{-1} 是静力稳定度和地表摩擦速率的函数。该方案考虑了地面特征的真实变化。对每一格点指定一个土地使用指数, 该指数代表一组地面参数的特定组合(包括反射率、水汽有效率、热惯性、发射率和粗糙度等), 从而影响地面能量的收支。按以下公式计算地表动量通量 τ_s 。

$$\tau_s = \frac{\mathbf{v}}{V_a} \rho_a u_*^2 \quad (4)$$

式中, \mathbf{v} 是水平风矢量, V_a 为模式最低层风速大小。

边界层过程主要包括感热、潜热以及动量通量的交换。在一片接近饱和的湿地上, 其地面空气密度、气温、水汽有效率、地表反射率、粗糙度、摩擦速率以及稳定度等都与非湿地有显著不同。而这些量直接决定着边界层热量、动量通量的大小和分布。湿地的影响将直接或间接地体现在这些通量的参数化中。

采用全国 600 个基准观测站的降水量资料和中国气象局《台风年鉴》以及 NCEP 一日 4 次的再分析资料。NCEP 资料的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向 17 层。土壤体积含水量为 0~10 cm 和 10~200 cm 土壤层。鉴于客观分析场分辨率较低, 对台风的描述具有一定误差, 主要是定位不准和强度偏弱。本文采用 MM5v3 中的 TC Bogus 方案^[11~12], 在模式积分初始场中加入一个对称的人造涡旋。设计了 6 种方案进行试验, 包括一个控制试验和 5 个敏感性试验。

控制试验: 对台风强度进行模拟, 并作为各敏感性试验对比的基础。

敏感性试验 A: 不计边界层动量通量和热量通量试验。讨论边界层作用的整体效应对台风维持的影响;

敏感性试验 B: 不计边界层热量通量;

敏感性试验 C: 不计边界层潜热通量;

敏感性试验 D: 不计边界层感热通量;

敏感性试验 E: 不计边界层动量通量。

后 4 个试验的目的在于讨论各通量对台风影响的相对重要性。

3 Nina(7503)深入内陆并停滞

7503 号强台风(Nina)于 1975 年 8 月 4 日 02 时(北京时,下同)在福建晋江登陆,随后减弱为低压经江西、湖南、湖北到达河南。5~7 日 Nina 在湖南、湖北一带停滞打转,长期不消,甚至有所加强。分析 Nina 的登陆路径和相应中心海平面气压变化(图 2),发现 Nina 登陆后强度迅速衰减,6 日 08 时到达湖北,中心气压从登陆时的 975 hPa 填塞为 997 hPa,但随后强度有所加强,6 日 14 时至 7 日 14 时中心气压维持 995 hPa。Nina 停滞打转期间,暴雨过程连续发生。图 2a 显示了 5 日 20 时至 7 日 20

时的累计降水量分布(仅给出不小于 30 mm 区域),在河南伏牛山的迎风坡,24 h 降雨 1062 mm。由于 Nina 在同一地区带来的连续性强降雨,其下垫面变得非常潮湿,出现积水(洪水)。从 Nina 停滞打转期间(1975 年 8 月 5~8 日)925 hPa 相对湿度的分布(图略)可以看出,台风活动地区对应着大范围相对湿度大于 95% 的区域,台风区的相对湿度高达 100%,说明台风近地面大气湿度已饱和或近饱和。

由于长时间积水,台风活动地区土壤层具有很高的含水量。图 2c,d 分别为 8 月 7 日 14 时 0~10 cm 和 10~200 cm 土壤体积含水量分布。图中显示,台风活动区域浅层和深层土壤的体积含水量分布相似(实线),对应一大值区域,其值均已超过 0.40。参考模式所用的土壤类型(表略),各土壤类型中最大的体积含水量为 0.476,而台风下垫面土

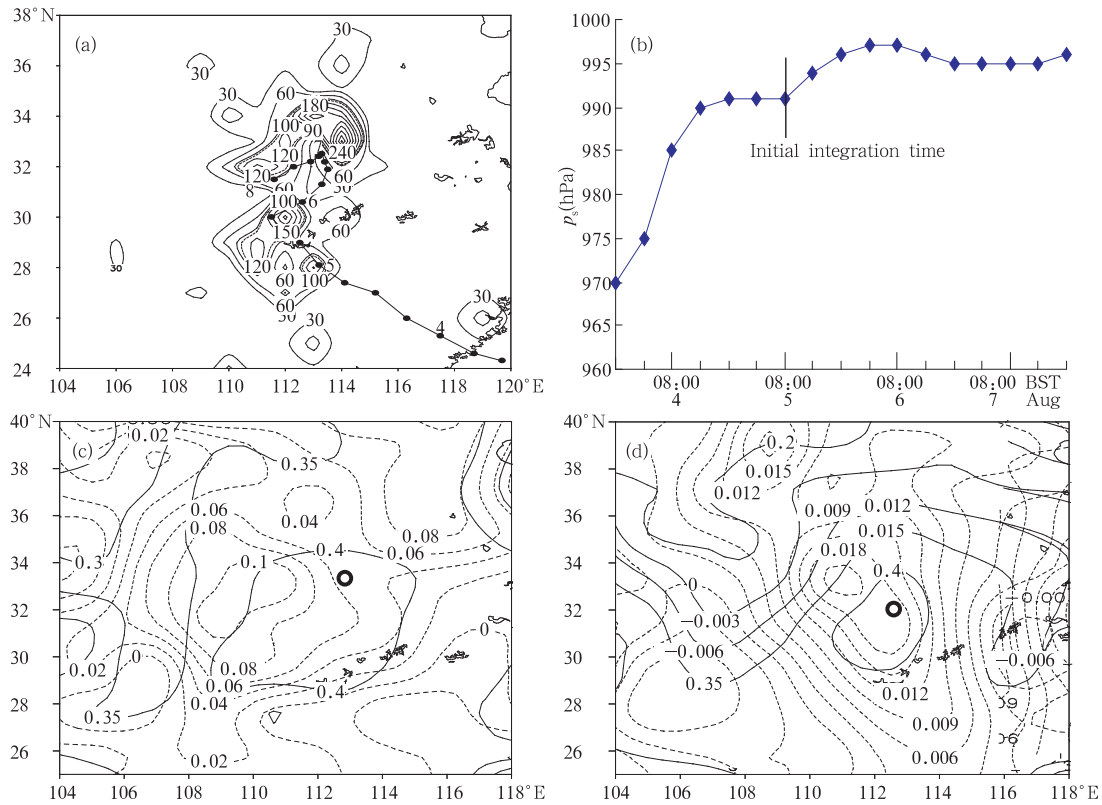


图 2 Nina 登陆实况

(a. Nina 6 h 一次的路径及 1975 年 8 月 5 日 20 时至 7 日 20 时的雨量(≥ 30 mm)分布; b. Nina 中心海平面气压(hPa)变化曲线; c, d. 分别为 1975 年 8 月 7 日 14 时 0~10 cm 与 10~200 cm 土壤层土壤体积含水量(百分比,实线)及其与前 72 h 的差值(百分比,虚线);空心圆指示台风中心位置)

Fig. 2 Nina's track with 6 h interval and precipitation distribution from 1975. 8. 5. 20 to 1975. 8. 7. 20(BTS) (a, only ≥ 30 mm), variation curve of Nina's minimum sea level pressure (p_{\min}) after landfall (b, abscissa represents date), the volumetric soil moisture between 0-10 cm (c), 10-200 cm (d) (fraction, solid lines) and its departure from the one before 72 h (dashed lines; circles indicate TC centers)

壤体积含水量已超过了 0.4,说明其已饱和或接近饱和。图中可见,深层土壤近饱和区的范围小于浅层土壤,主要位于湖北和河南,这与持续强降水发生区域对应。图中还给出相应时次浅、深层土壤体积含水量与 72 h 前的差值(虚线)。可以看出,在台风停滞打转地区,土壤体积含水量明显增加。大值中心位于台风中心附近,浅层土壤增加 0.1,深层增加 0.02。这反映了地表积水的向下渗透作用。

上述分析表明,由于 Nina 深入内陆并停滞引起持续性强降水,台风下垫面近地面大气以及土壤层

均已饱和或接近饱和,表现出明显的湿地特征。本文针对这一阶段,以 1975 年 8 月 5 日 08 时为模式积分初始时间,取积分步长 150 s,积分 60 h,对其间 Nina 强度变化进行模拟。

4 试验结果分析

表 1 显示 Nina 6 h 一次的海平面气压实况及 6 个试验的细网格输出的结果。表中 × 表示台风低压环流消失。粗网格输出的气压值略高于细网格,限于篇幅未给出。下文均为细网格输出结果。

表 1 试验时段(1975 年 8 月 5 日 08 时~7 日 20 时)Nina 海平面气压(hPa)实况以及试验结果

Tabel 1 Nina's p_{\min} of observation and simulations(hPa) during integration period respectively

日.时	实况	控制试验	试验 A	试验 B	试验 C	试验 D	试验 E
5.08	991	991	991	991	991	991	991
5.14	994	994	994	996	995	995	990
5.20	996	995	995	998	996	996	889
6.02	997	997	997	1000	998	996	991
6.08	997	998	999	1002	1000	998	994
6.14	996	995	999	1002	1001	998	990
6.20	995	995	1000	1003	1002	999	888
7.02	995	995	1000	1003	1002	999	886
7.08	995	997	1002	1005	1005	1002	889
7.14	995	994	×	×	×	1003	887
7.20	996	995	×	×	×	×	888

4.1 控制试验

控制试验的模拟结果显示,一个与 Nina 观测强度一致的 Bogus 台风被成功地加入到模式的初始场中(图略),其中心海平面气压的预报值及其变化趋势与观测十分吻合(表 1),并成功预报出 6 日 08 时以后台风低压的加强和维持过程。图 3a,b 分别为积分 30 h 的 700 hPa 流场和地面气压场,可以看出,积分 30 h(1975 年 8 月 6 日 14 时),台风涡旋结构明显,气旋性环流比 6 h 前更为完整,其地面中心气压已从 6 h 前的 998 hPa 加深至 995 hPa。与观测路径(图 2a)相比,模式预报出 Nina 停滞打转的运动特征(图 3c),但预报的台风位置偏东,其中积分 24 h 后较为明显,偏东 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$,且向北移动稍快。预报的降水分布(图略)也比实况偏东偏北,降水量偏小,其最大降水仅为 150 mm。但控制试验对 Nina 强度的模拟成功。

从模式输出的边界层潜热通量和感热通量的分布看(图略),与白天相比,夜间潜热通量值明显减少,而感热通量在夜间一般为负值。从模式积分期间的平均情况看(图 3c,d),台风区域的潜热输送量

和感热通量均为正值,边界层能量向上输入台风。Nina 在陆上活动期间,潜热通量高值区(阴影)位于其东侧,西侧为低值区。感热通量的分布正好相反,高值区在西侧(阴影)而低值区在东侧,台风路径位于高低值之间。

4.2 敏感性试验

4.2.1 台风地面气压的响应

图 4 给出各敏感性试验预报的台风中心海平面气压与控制试验的偏差。图中显示,试验 A,B,C 和 D 均对台风强度起着削弱和衰减作用。积分 48 h 以后,台风低压环流基本消失,并且整个积分期间台风低压均无加强过程。其中试验 B(方块线)对低压的填塞作用最为明显,积分 24 h,即衰减掉 2~4 hPa,积分至 24 h 以后衰减幅度更大,为 7~8 hPa,积分 48 h 后低压环流消失。这说明边界层热量通量对台风低压维持的影响非常明显。

试验 A(菱形线)对台风强度的衰减作用不如 B 明显,尤其在积分至 18 h 期间台风低压并无衰减,积分 24 h 以后才迅速减,积分 48 h 后填塞。这说明若没有边界层的作用,台风还可短暂维持。其

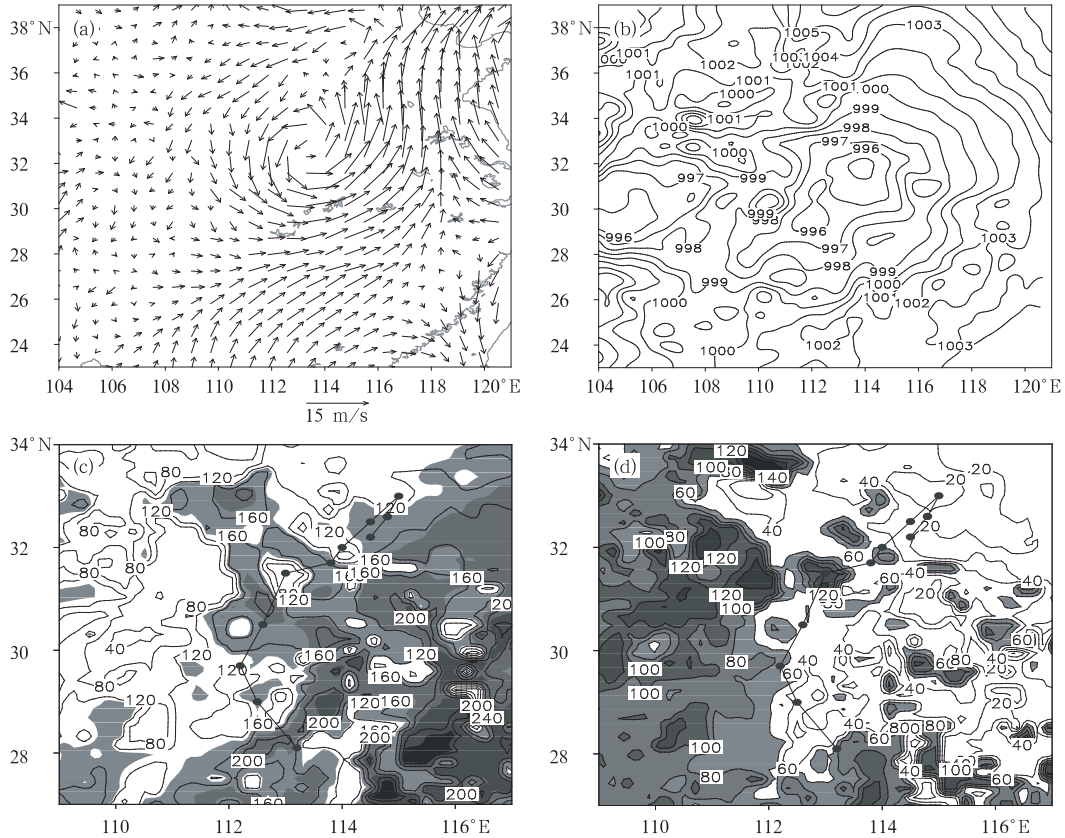


图 3 积分 30 h(1975 年 8 月 6 日 14 时)的 700 hPa 流场(a)和海平面气压场(b)以及模式积分期间的平均潜热通量(W/m^2 ;c)和平均感热通量(W/m^2 ;d)

Fig. 3 700 hPa wind vectors field(a), p_{min} distribution(b) at 30 h integration, latent heat flux (W/m^2 ;c) and sensible heat flux (W/m^2 ;d) averaged on integration period basis

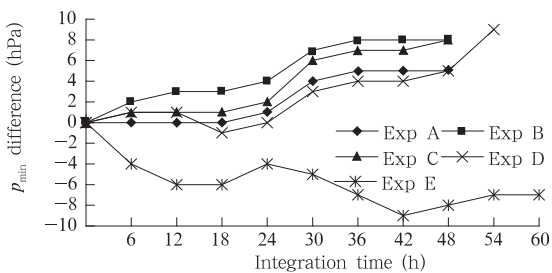


图 4 各敏感性试验与控制试验台风中心的海平面气压偏差(hPa)

Fig. 4 Differences of p_{min} between the sensitive experiments and the Control

原因主要是,该试验在不考虑边界层热量输送的同时,也不考虑边界层对台风的摩擦耗散作用,而台风还可依靠自身能量或从自由大气中获取能量暂时维持。比较试验 A(无边界层影响)与试验 B(仅有动量通量)可知,边界层动量通量(摩擦)不利于台风低压的维持和加强。

潜热通量(试验 C, 三角线)和感热通量(试验 D, 叉号线)均对台风强度产生影响,而无潜热时 TC 的衰减比无感热时明显。取积分至 48 时平均,试验 B(无潜热和感热)衰减的地面气压为 4.8 hPa,试验 C(无潜热)和 D(无感热)的衰减分别为 3.7 hPa 和 1.9 hPa。另外,试验 C 积分 48 时后低压环流消失,试验 D 可延长至 54 时。这表明边界层热量通量输送有利于台风的加强和维持,其中潜热输送起主要作用。

试验 E 的结果进一步表明边界层动量通量(星号线)不利于台风维持,若不考虑边界层动量通量的作用,Nina 将明显加深。图中显示,积分到 42 时台风低压加深达到最大值,这可能与台风移至河南南部山区,地形粗糙度加大,摩擦增强,动量耗损很大有关。

上述分析表明,湿地边界层对 Nina 的强度变化有显著影响。地表热量通量有利于登陆台风的维

持,而动量通量(摩擦作用)是其衰减的主要因子。试验结果还表明,各敏感性试验对台风中心位置的模拟结果不尽相同(图略),积分 24 h 以前预报的台风中心位置与控制试验相差不大,之后试验 A、B、C 和 D 台风低压停滞少动,最北至 31°N 附近,试验 D 台风低压的移动稍快于控制试验,最北至 34°N 附近,说明边界层通量的输送对台风的移动也有一定影响。

4.2.2 台风风场的响应

从控制试验及各敏感性试验积分 30 h 的 700 hPa 风场和涡度场(图 5 和图 6 中 a,d,g)、200 hPa 风场和散度场(图 5 和图 6 中 b,e,h)及 200 hPa 与 700 hPa 相对涡度之差 $\Delta\zeta_{200-700}$ (图 5 和图 6 中 c,f,i)来看,控制试验中,积分 30 h 时 Nina 台风低压再次加强,其低层风场的气旋性环流比较完整,维持

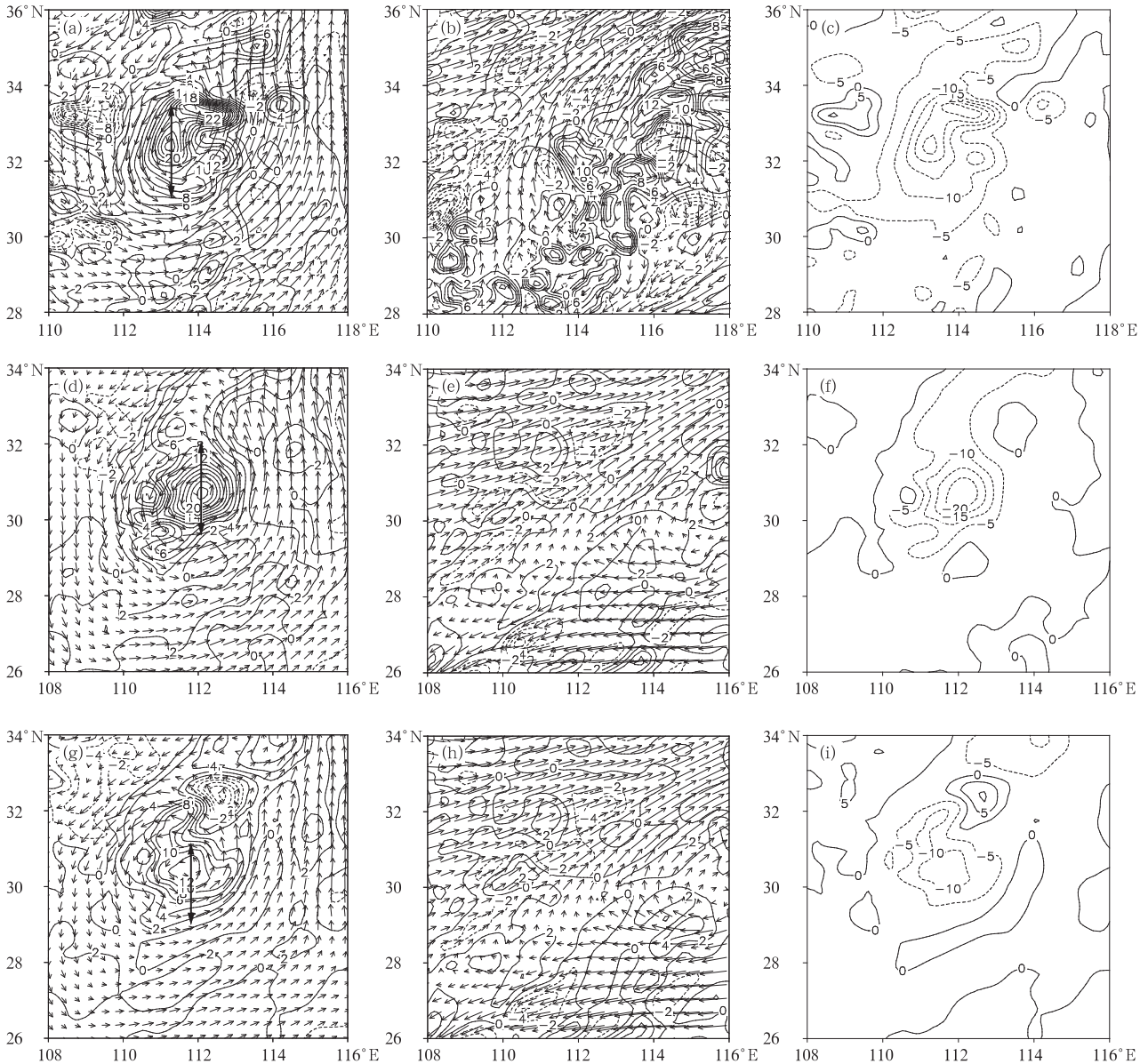


图 5 积分 30 h(1975 年 8 月 6 日 14 时)各试验 700 hPa 风场和涡度场(10^{-5} s^{-1} ; a,d,g)、200 hPa 风场和散度场(b,e,h)及相对涡度场 $\Delta\zeta_{200-700}$ (c,f,i) (a,b,c. 控制试验;d,e,f. 试验 A;g,h,i. 试验 B)

Fig. 5 700 hPa wind vectors and vorticity (10^{-5} s^{-1} ; a,d,g), 200 hPa wind vectors and divergence (10^{-5} s^{-1} ; b,e,h) and $\Delta\zeta_{200-700}$ distributions

(10^{-5} s^{-1} ; c,f,i) at 30 h integration (a,b,c. Control Exp;d,e,f. Exp A;g,h,i. Exp B)

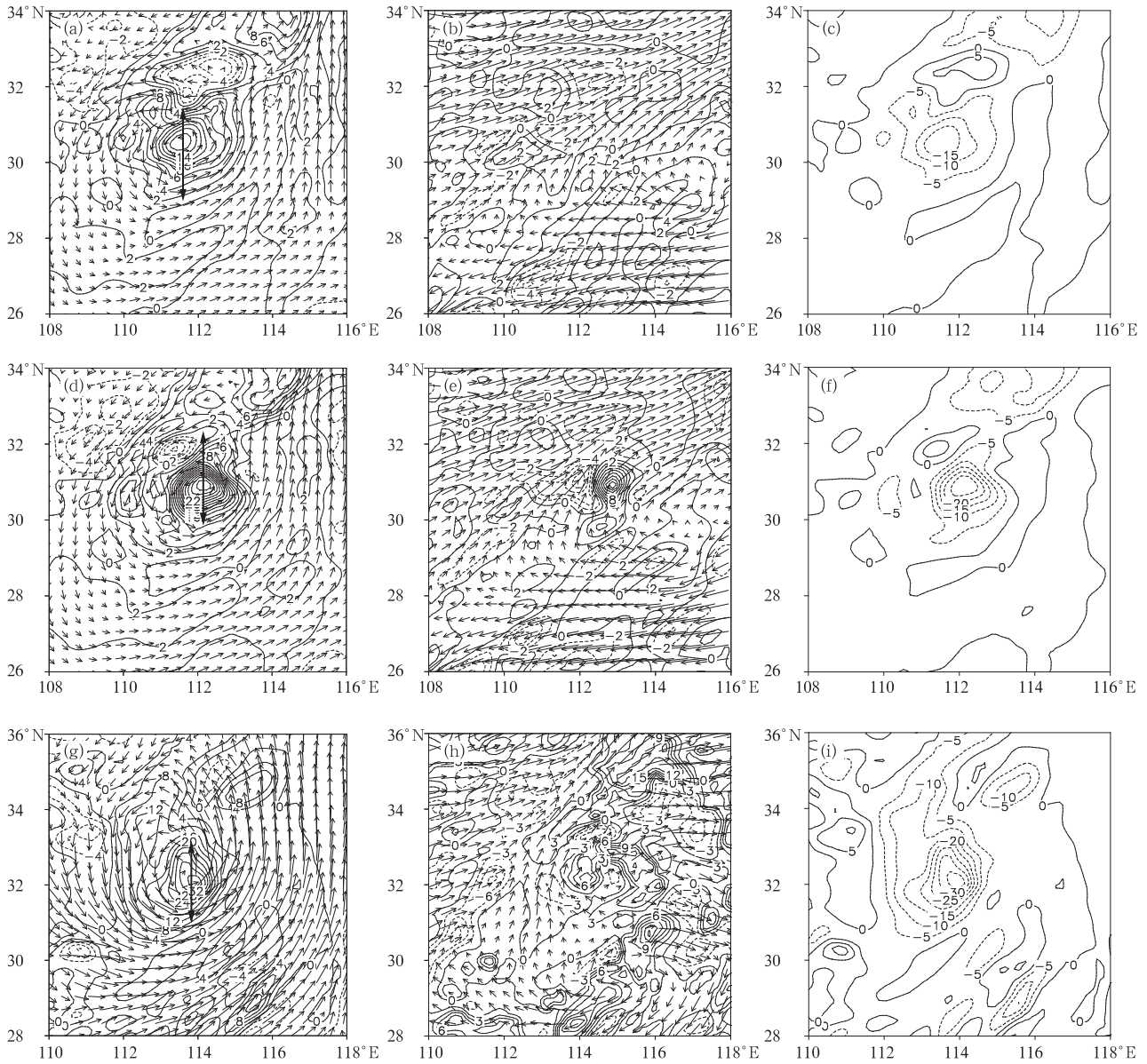


图 6 积分 30 h(1975 年 8 月 6 日 14 时)各试验 700 hPa 风场和涡度场(10^{-5} s^{-1} ; a, d, g)、200 hPa 风场和散度场(b, e, h)及相对涡差场 $\Delta\zeta_{200-700}$ (c, f, i) (a, b, c. 试验 C; d, e, f. 试验 D; g, h, i. 试验 E)

Fig. 6 700 hPa wind vectors and vorticity(10^{-5} s^{-1}) fields(a, d, g), 200 hPa wind vectors and divergence (10^{-5} s^{-1} ; b, e, h) and $\Delta\zeta_{200-700}$ distributions (10^{-5} s^{-1} ; c, f, i) at 30 h integration (a, b, c. Exp C; d, e, f. Exp D; g, h, i. Exp E)

$24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度中心, 高层具有较强的反气旋流出气流, 对应 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的强辐散区, 高低层流场的这种配置有利于台风上升运动的维持。以 200 与 700 hPa 的相对涡度之差 $\Delta\zeta_{200-700}$ 来表示台风的发展程度, 当上下层涡度差值小于零, 表明台风维持和发展, $\Delta\zeta_{200-700}$ 的值越小, 台风的发展越强。图中显示, 控制试验中台风区域的 $\Delta\zeta_{200-700}$ 负值中心为 $-25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

比较试验 A 与控制试验, 不考虑边界层作用, 台风高层反气旋环流和散度明显减弱, 低层台风低压、风速减小, 气旋性涡度减弱。因此其 $\Delta\zeta_{200-700}$ 负值减弱, 其中心值为 $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

试验 B、试验 A 与控制试验三者的比较分析发现, 同时去除潜热通量和感热通量的输送时, 台风高层风场辐散明显减弱, 程度类似于试验 A, 但低层气旋性环流的削减比试验 A 更为明显, $\Delta\zeta_{200-700}$ 负值

中心仅为 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。表明边界层的热量通量交换对台风的发展有重要影响,同时动量通量对台风低层风场有明显的削弱作用。

试验 C(无潜热通量)结果显示,其低层涡度和高层散度场与试验 B 相似,同样对台风风场具有明显的削弱作用,只是其削减的程度不如后者明显,其 $\Delta\zeta_{200-700}$ 负值中心为 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

试验 D 的结果显示,无感热通量对台风强度的削弱不明显,其低层仍具有 $28 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的涡度中心(大于控制试验),高层也有小范围的强辐散区,其 $\Delta\zeta_{200-700}$ 负值中心为 $-25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (与控制试验相当)。但其气旋性风场的强度和完整性都不如控制试验明显,尤其是在台风环流北部,负涡度区向南侵入台风正涡度区,削弱了低压环流的气旋性。同时高层散度区的强度和范围也不如控制试验明显。因此,去除感热通量的作用后,同样不利于台风环流的稳定维持。我们注意到,试验 B,C 与试验 D 相似,均在台风环流北部出现负涡度区向南侵入台风正涡度

区的现象,说明边界层热量交换影响台风风场结构。

试验 E 的结果表明摩擦耗散对台风的维持和发展具有显著影响。不考虑台风与边界层动量通量的交换,台风低层气旋性环流将明显发展,同时高层反气旋环流加强,对应 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的散度大值带。此时 $\Delta\zeta_{200-700}$ 具有 $-30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的强中心,比控制试验加强了 5 个单位。对比试验 E(无动量通量)与试验 B(仅有动量通量)进一步表明,台风与边界层动量交换是登陆台风环流衰减的主要因子。

4.2.3 台风热力场的响应

图 7 显示积分 30 h 各试验过台风中心南北向的相当位温垂直剖面。从控制试验结果看,台风中心上空高层(低层)有向下(上)延伸的 θ_e 大值区,相对低值区出现在 400 hPa 附近。台风中心南、北侧中低层各有一个 θ_e 的低值区,台风中心与南北侧低值区之间的 θ_e 线梯度大(对应台风眼壁区的强上升运动)。相当位温的这种分布体现了台风的暖湿结构^[1]。

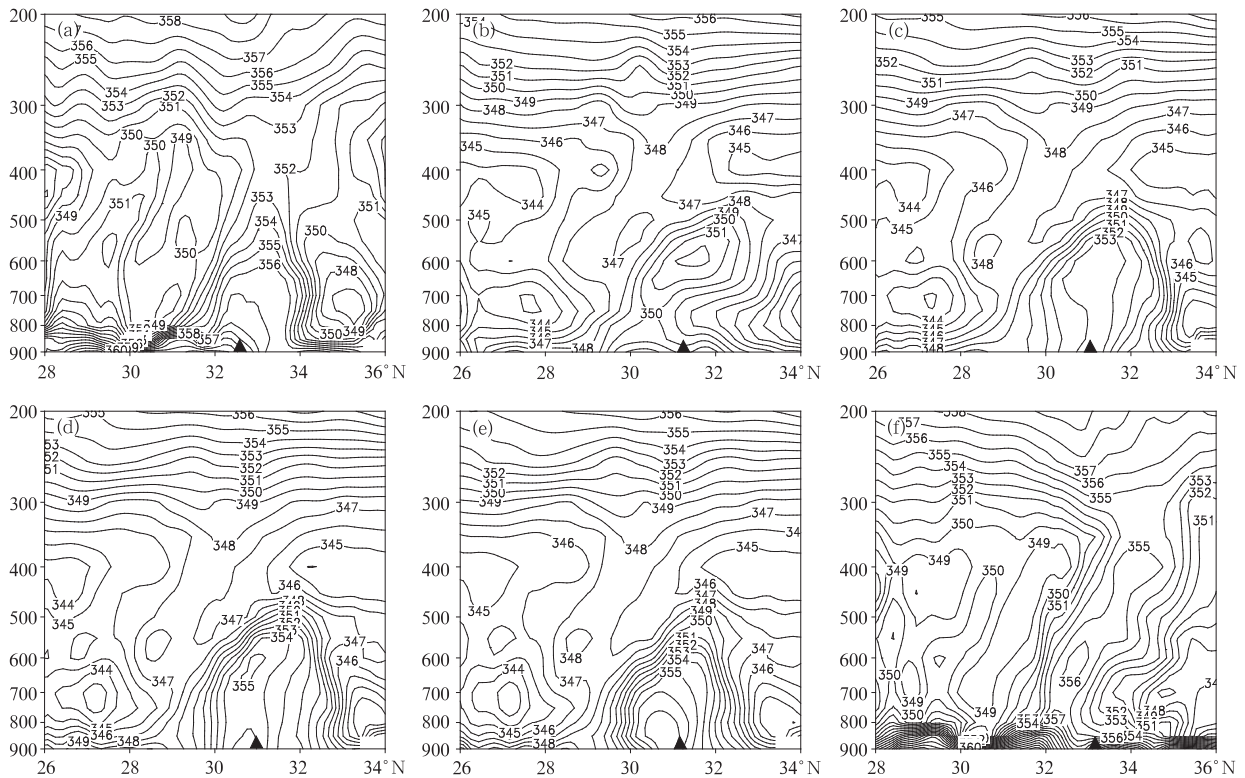


图 7 各试验积分 30 h(1975 年 8 月 6 日 14 时)过台风中心的相当位温 θ_e (K) 经向垂直剖面
(经向剖面位置如图 5a,d,g 和图 6 a,d,g 中的双向箭头所示,图中三角形指示台风中心位置)

Fig. 7 Meridional vertical section of θ_e (K) at 30 h integration time

(a. Control Exp, b. Exp A, c. Exp B, d. Exp C, e. Exp D, f. Exp E; black triangles indicate TC centers)

相比之下, 试验 A, B, C 和 D 均使台风低层气团的暖湿性减弱。北方冷空气自中高层侵入台风内部, 使其典型的正压热力结构特征被破坏。这主要是因为下垫面的热量和水汽输送切断后, 台风高空的水汽量减少, 潜热释放对高层大气的加热减弱, 不利于台风暖湿结构的维持。比较试验 C 与 D, 潜热通量对台风低层大气的加热程度大于感热通量。试验 E 的结果表明, 不考虑边界层动量交换时, 台风因摩擦耗散失去的能量大为减少, 与控制试验相比, 其近地面相当位温值要大得多。同时, 由于其垂直上升运动的增强, 低层暖湿气流向上输送更为强烈 (355 K 的相当位温线升至 400 hPa 以上, 而控制试验仅至 600 hPa 附近), 释放大量的凝结潜热, 为台风涡旋的维持和发展提供能量。由此可见, 湿地边界层潜热通量和感热通量是登陆台风变性之前维持和加强的主要能源。

4.2.4 台风降水的响应

比较各敏感性试验与控制试验积分 48 h 的雨量分布 (图 8) 发现, 湿地边界层各通量的输送对台

风降水强度和范围有重大影响。去除边界层的作用 (试验 A), 台风降水量大为减少, 最大降水从控制试验的 150 mm 减至 70 mm 左右。其中热量通量对台风降水的强度和分布起主要作用。试验 B (去除热量通量)、试验 C (去除潜热通量) 和试验 D (去除感热通量) 的雨量与控制试验相比, 雨量减少且降水范围均明显收缩, 其中潜热通量对降水的影响大于感热通量。对于边界层仅有热量通量的试验 E, 与控制试验相比, 台风降水范围变化不大但分布有所不同, 其强降雨带出现在台风以北外围地区。值得注意的是, 此时台风雨带呈螺旋状分布, 表明边界层热量通量有助于台风螺旋结构的维持。

边界层动量通量有利于台风降水增幅。比较试验 A (无边界层作用) 与试验 B (仅有动量通量作用) 可以看出, 动量通量的作用使 (31°N, 112°E) 附近的雨量明显增多, 最大雨强从 40 mm 增至 100 mm。从模式输出的地形高度分布可以看出 (图 1), 那里处于山区迎风坡, 地形抬升强迫造成动量通量向上输入台风, 从而使雨量增幅, 这与观测事实一致^[13]。

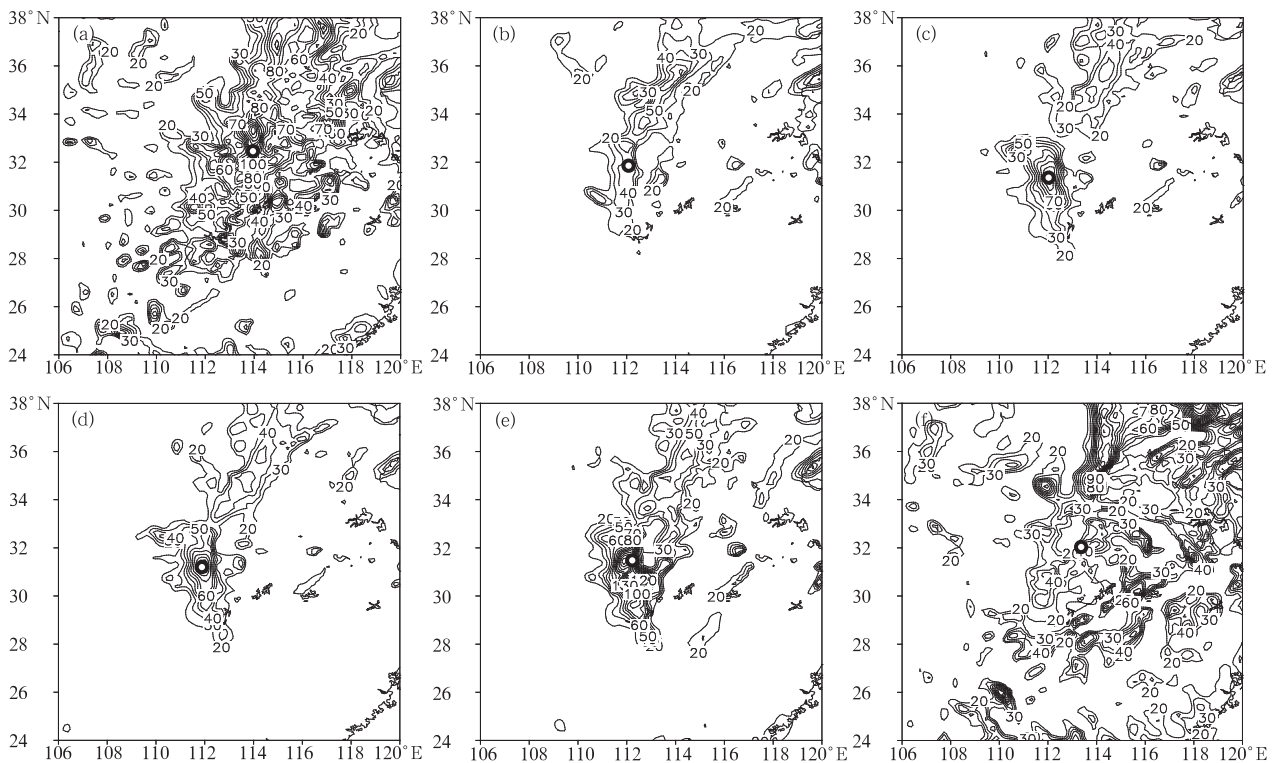


图 8 各试验积分 48 h (1975 年 8 月 7 日 00 时) 累计降水分布
(仅给出 ≥ 20 mm 的区域; 空心圆指示台风中心位置)

(a. Control Exp.; b. Exp. A; c. Exp. B; d. Exp. C; e. Exp. D; f. Exp. E; dots indicate TC centers)

Fig. 8 Accumulated precipitation distributions (only ≥ 20 mm) after 48 h simulation

(a. Control Exp.; b. Exp. A; c. Exp. B; d. Exp. C; e. Exp. D; f. Exp. E; circles indicate TC centers)

试验 C 和 D 的结果也表明边界层动量通量对台风降水的增幅作用。这两个试验里,由于动量通量与潜热或感热共同作用,降水增幅更明显。而从无动量通量的试验中(A 和 E)可以看出,(31°N,112°E)附近的强降水区消失。有研究表明^[14],降水的增幅也是台风能量耗散的机制之一。

5 结论和讨论

台风边界层过程对其发生、发展有重要影响。TC 登陆后的陆地下垫面与登陆前的海洋下垫面的特征已有很大不同。在 TC 暴雨下,陆面常呈现出一种近饱和的湿地特征,本文对这种湿地边界层过程对 TC 的影响进行了数值研究。在对一个深入内陆停滞并加强台风 Nina(7503)成功模拟的基础上,设计 5 个试验方案来探讨湿地边界层各通量对其影响,结果表明:

湿地边界层通量对登陆台风的强度和结构有重要作用,从而影响其维持和衰减。潜热和感热通量输送均有利于台风的维持加强,其中潜热通量的作用显著,感热通量的作用较小。动量通量则是台风低压填塞的主要原因。边界层热量交换影响台风的风场分布和热力结构,潜热和感热通量有利于台风气旋性风场和正压结构的维持。动量通量则使台风低压能量耗散、环流削弱。潜热和感热通量有利于台风雨带螺旋结构的维持,对台风降水分布有明显影响。动量交换对台风降水具有局地增幅作用。

登陆热带气旋暴雨造成下垫面饱和湿地特征,湿地又通过边界层过程对热带气旋强度和降水产生影响。湿地边界层结构及其对热带气旋的反馈作用尚需进一步观测研究和分析。

参考文献

- [1] 陈联寿,丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京:科学出版社,1979. 491pp
Chen Lianshou, Ding Yihui. Introduction to West Pacific Typhoons. Beijing: Science Press, 1979. 491pp
- [2] Chen Lianshou. Decay after landfall. WMO/TD, 1998, 875:1. 6. 1 ~1. 1. 7
- [3] Kong K. Anomalous intensification of the remnants of tropical storm Allison over land. Preprints, 25th Conference on Hurricane and Tropical Meteorology, San Diego CA. Amer Meteor Soc, 2002. 1-4
- [4] Shen W, Ginis I. A numerical investigation of land surface water on landfalling hurricanes. J Atmos Sci, 2002, 59(4): 789-802
- [5] Charney S W, Anthes R A. The numerical response of the tropical cyclone and the ocean. J Phy Ocea, 1979, 9:126~135
- [6] Ooyama K. Numerical simulation of the life cycle of Tropical cyclone. J Atmos Sci, 1969, 25(1):3~40
- [7] Koyolev V S, Pertrichenko S A, Pudov V D. Heat and moisture exchange between the ocean and atmosphere in tropical storms Tess and Skip. Sov Meteor Hydro 1990, 3: 92~94
- [8] Schade L R, Emanuel K A. The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere-ocean model. J Atmos Sci, 1999, 56: 642~651
- [9] 张福青,杜华武,蒋全荣. 成熟台风边界层作用的数值研究. 热带气象学报, 1994, 10(2):107~114
Zhang Fuqing, Du Huawu, Jiang Quanrong. Numerical study on effect of boundary layer on mature typhoon. J Tropical Meteorology (in Chinese), 1994, 10(2):107-114
- [10] Zhang D L, Anthes R A. A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparison with SESAME-79 data. J Appl Meteor, 1982, 21:1594~1609
- [11] Low-Nam S, Davis C. Development of a tropical cyclone bogussing scheme for the MM5 system. Preprint, The Eleventh PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop, June 25-27, 2001, Boulder, Colorado, 130-134. Available online at <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/workshop/workshop-program-2001.html>
- [12] Davis C, Low-Nam S. The NCAR-AFWA tropical cyclone bogussing scheme. A report prepared for the Air Force Weather Agency (AFWA). 12pp. Available online at <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5v3/v3prep.html>
- [13] 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,1980. 225pp
Tao Shiyan, et al. Rainstrom in China. Beijing: Science Press, 1980. 225pp
- [14] 励申申,寿绍文,王信. 登陆台风与其外围暴雨的相互作用. 气象学报, 1992, 50(1):33~41
Li Shenshen, Shou Shaowen, Wang Xin. The interaction between typhoon and its periphery rainstorm. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1992, 50(1):33-44

NUMERICAL STUDY ON IMPACTS OF BOUNDARY LAYER FLUXES OVER WETLAND ON SUSTENTION AND RAINFALL OF LANDFALLING TROPICAL CYCLONE

Li Ying Chen Lianshou

(*State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

Typhoon Nina(1975) moved into inland and then stagnated and sustained for 4—5 days after it made landfall in Fujian province of China on Aug. 4, 1975. Nina re-strengthened over inland resulting in severe flooding with the extreme rainfall of 1062 mm in 24 hours. Previous analysis indicated that the landfalling TC could sustain a longer time if it stagnated over a huge surface of a lake, reservoir or saturated wet land. Severe rainfall disaster may be arised from a certain TC remnant sunstained over land.

The impacts of land-air fluxes in saturated wet land boundary layer on TC sustention have been discussed. The PSU/NCAR non-hydrostatic meso-scale model MM5v3 and its TC Bogus scheme were employed to perform several sets of numerical simulation. Bi-directional feed-back double nested grid mesh was used and Grell and Kain-Fritsch convective parameterization schemes were adopted for coarse and fine mesh respectively. Reiser's scheme and the Blackadar PBL parameterization were employed in those experiments.

The results have shown that the vertical transfer of the physical quantities of the boundary layer over saturated wet land would affect the structure, intensity and rainfall of a landfalling typhoon to a great degree. Fluxes of latent and sensible heatings are favorable to tropical cyclone sustention and intensification, but the latent heat flux would play a major role in tropical cyclone intensification and sustention of spiral rain-band. They also affect the rainfall distribution. On the other hand, momentum flux would weaken TC circulation obviously and consume TC energy remarkably, but it somewhat increases the TC rainfall in local area.

Key words: Wet land, Boundary layer fluxes, Landfalling TC, Numerical experiments.