

0216 号台风降水及其影响降水机制的数值模拟试验^{*}

钮学新

杜惠良

(浙江省气象科学研究所, 杭州, 310017)

(浙江省气象台, 杭州, 310017)

刘建勇

(南京大学大气科学系, 南京, 210093)

摘 要

文中用 MM5 模式对 0216 号台风(森拉克)降水进行了数值模拟,取得了较好的效果。模拟得到的台风降水中心强度和位置以及降水的分布与实况基本相符。文中还对影响热带气旋降水的机制进行数值模拟试验。结果表明:冷空气入侵热带气旋外围可以大幅度增加热带气旋外围及倒槽的降水,但入侵到热带气旋中心附近的冷空气使热带气旋强度减弱,造成中心附近降水明显减少,但其外围与倒槽的降水明显加大;地形作用使迎风坡及降水中心增加雨量,背风坡雨量减少,从而使降水分布更不对称、更不均匀;大陆及其近海的湿度场对热带气旋降水有较大的影响。

关键词: 热带气旋降水,影响机制,数值模拟。

1 引 言

0216 号台风(森拉克)于 2002 年 8 月 29 日 14 时(北京时)在太平洋中部洋面生成,生成后朝西北偏西方向移动,强度加强、发展成台风,于 2002 年 9 月 7 日 18 时 30 分在浙江省温州市苍南县中南部沿海登陆(图 1)。而后向西南偏西方向移动,进入福建、江西省境内减弱消亡。该台风给浙江、福建等地带来了大暴雨和狂风,其中浙江过程雨量中心气象站记录为 297 mm、水文站记录达 413 mm,降水过程基本在 24 h 内完成,造成了严重的灾害(图 2a, 3a)。我们在预报服务中,虽然对 0216 号台风的总体降水预报比较正确,但降水量的预报精度尚不高。

热带气旋降水预报研究相对于热带气旋路径预报研究明显偏少,但 20 世纪 90 年代后也有一些出色的研究成果。江敦春等^[1,2]用 MM4 数值模式对几个台风进行了数值模拟,模拟雨量接近实况,并模拟出台风降水多时段(湿台风)和降水少时段(干台风)的过程特征,无地形雨量为有地形雨量的 40%

左右。蔡则怡、宇如聪^[3]用 LASG η 坐标数值模式作“75·8”暴雨中的 3 d 3 次暴雨过程的 24 h 数值模拟试验,模拟雨量中心为实况雨量中心(水文站记录)的 34%~49%,无地形计算的雨量为有地形的 1/10~1/4。陈逢流、刘铭^[4]用 MM4 模式对 9610 号热带风暴进行数值模拟,模拟雨量中心为气象站雨量中心的 3/4 左右,而无地形计算的雨量不到有地形计算所得的 1/10。还有一些用数值模拟、天气诊断和统计方法研究热带气旋降水的成果^[5~13]。

本文对 0216 号台风的降水进行了数值模拟,并针对地形、冷空气和水汽条件分别对热带气旋降水的影响进行了数值试验。

2 0216 号台风路径、强度和降水的数值模拟

用 MM5V3.5 模式对 0216 号台风的降水进行数值模拟试验。模式垂直分 23 层;水平方向三重嵌套,内圈格距为 15 km×15 km,覆盖华东大部分周边地区及西北太平洋的西部;中圈格距 45 km×45 km,覆盖华东、华南、华中、华北地区及西太平洋西

* 初稿时间:2003 年 9 月 9 日;修改稿时间:2004 年 8 月 10 日。

资助课题:科技部公益项目(2001DIA20026)和浙江省科技厅“浙江省暴雨预报系统研究”。

作者简介:钮学新,男,1943 年 8 月生,江苏吴县人,研究员,1967 年南京大学气象系毕业,主要从事天气动力学研究与预报。

部;外圈格距 $135\text{ km}\times 135\text{ km}$,覆盖大部分欧亚大陆和西北太平洋。地形采用 $5'\times 5'$ 的地形资料。积云对流参数化采用 Beths—Miller 方案。初值资料用 NCEP 再分析资料,并与国内外高空、地面气象站的探测资料一起进行三维同化处理;采用 Bogus 技术,将台风中心位置、中心气压输入模式中参与初始场分析。边界用 NCEP 预报场资料。计算时间步长为 90 s ,预报时效为 48 h ,模式每 1 h 输出一次。起报时间为 9 月 7 日 08 时,即在台风登陆前 10.5 h 。模拟输出结果全为内圈格点场($15\text{ km}\times 15\text{ km}$)的计算结果。

2.1 0216 号台风路径和强度的数值模拟结果

数值模式预报得到的台风中心路径与实际路径接近(图 1),登陆地点预报在台风实际登陆点北侧约 5 km 处。24 h(即 8 日 08 时)台风中心位置的预报误差为 90 km ,具体误差见表 1。8 日 11 时以后台风低压减弱明显,位置和强度确定较难,不再在表中列出。

0216 号台风强度(中心气压)的数值模拟结果

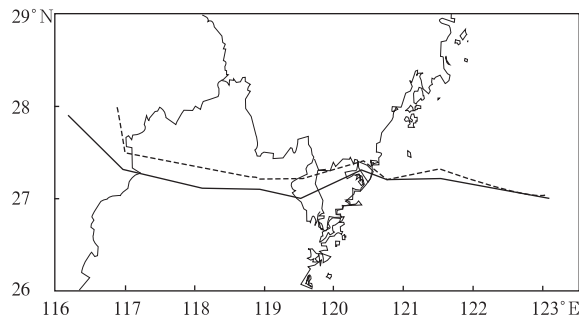


图 1 台风实况与预报路径

(2002 年 9 月 7 日 08 时为初始时间,每 3 h 一次预报位置。图中虚线为预报的台风路径,实线为中央气象台的客观定位路径)

Fig. 1 Forecast track (dotted line) for the TY0216 (SINLAKU) (initial time: 2002/09/07 08 BST (Beijing Time), shown at 3-hour intervals) and observational track (solid line) analysed by the Central Meteorological Observatory (CMO)

见表 1。24 h 台风中心的预报误差为 6 hPa 。计算初始阶段,预报中心气压高于实况,而台风登陆减弱

表 1 0216 号台风预报中心强度和中心位置的绝对误差

Table 1 The absolute errors of the analysed and forecast center positions and intensities for the TY0216 (SINLAKU)

时间(北京时间)	中心强度(hPa)		预报台风中心位置绝对误差(km)
	实况	预报	
7 日 08 时	960	960	0
7 日 11 时	960	965	10
7 日 14 时	960	970	10
7 日 17 时	960	970	10
7 日 20 时	970	975	10
7 日 23 时	980	984	20
8 日 02 时	985	984	25
8 日 05 时	995	988	50
8 日 08 时	998	992	90
8 日 11 时	1000	992	100

之后,预报中心气压低于实况。台风强度减弱过程,预报与实况基本同步。台风中心登陆、减弱过程的预报基本上符合实际。

2.2 0216 号台风降水的数值模拟结果

图 2a, 3a 是 24 和 48 h 台风降水实况图,图 2b, 3b 是计算得到的 24 和 48 h 台风降水模拟预报图。

比较图 2a 和 2b、图 3a 和 3b 可以看到计算得到的降水中心强度与中心位置、以及雨量分布与实况大致接近。模拟和实际降水中心(水文站记录)降水强度相差约 100 mm ,模拟得到的降水中心值为实际降水中心的 $3/4$ 左右;模拟雨量中心在实际雨

量中心的北侧,两者相距不超过 80 km ,都在温州地区。位于 27.3°N 以北的台风中心北侧的雨量明显大于南侧的雨量,模拟得到的台风中心北侧雨量为南侧的数倍,模拟雨量分布和实际雨量分布都很不均匀、很不对称(图 2, 3)。台风登陆前和登陆后 12 h 内的雨量较大,且主要集中在登陆前后各 8 h 内。这段时间内计算得到的每 3 h 累计降水量呈螺旋带分布(图 4)。比较图 3a 与 2a、图 3b 与 2b,可以看到 24 h 实况雨量与模拟雨量、48 h 的实况与模拟雨量均接近。由此可见,台风登陆 12 h 之后由于台风强度减弱,降水迅速减弱。图 4b 是登陆 12 h 之后模拟

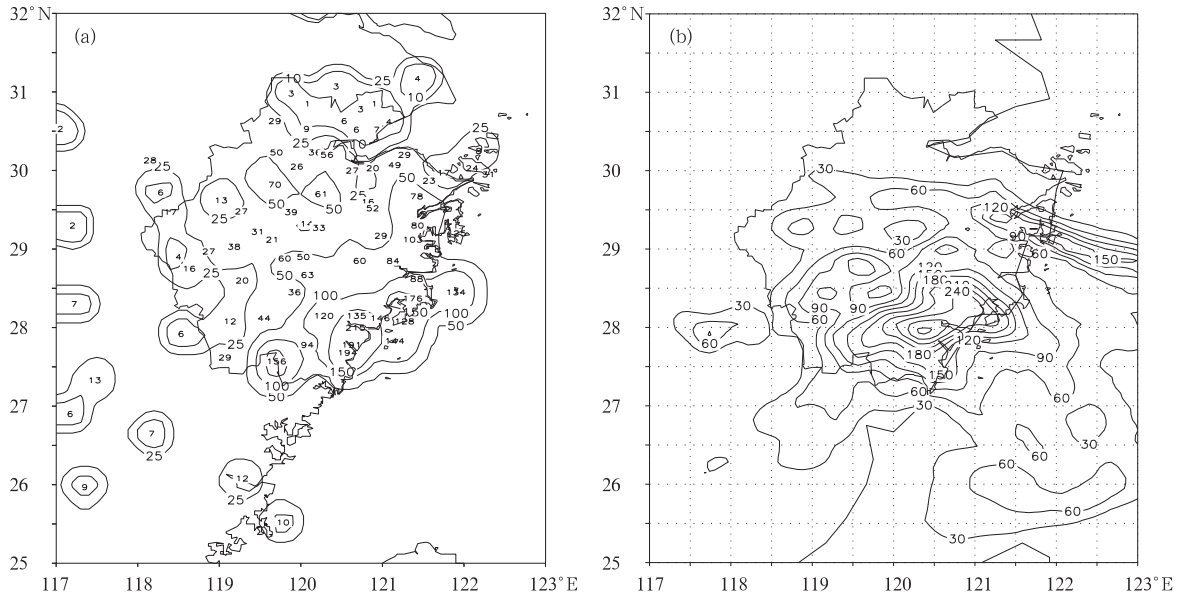


图 2 24 h 累计实况雨量(a)和计算所得雨量图(b)

Fig. 2 24-hour accumulated precipitation: observation(a) and MM5 output(b)

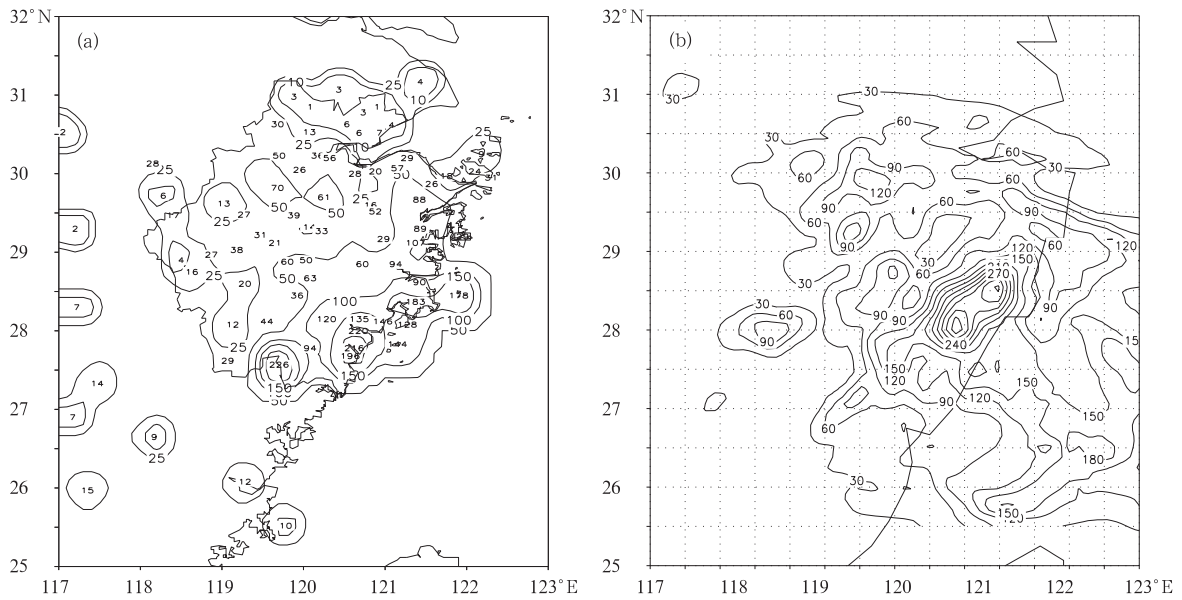


图 3 48 h 累计实况雨量(a)和计算所得雨量图(b)

Fig. 3 48-hour accumulated precipitation: observation(a) and MM5 output(b)

的 3 h 累计降水量,图上已没有 ≥ 30 mm 的降水;比较图 4b 和 4a,也可以清楚地看到登陆 12 h 之后的 3 h 雨量远小于登陆前后 3 h 的雨量。这一模拟结果与实况一致。

3 影响热带气旋及倒槽降水机制的模拟

为研究影响热带气旋及其倒槽降水的机制,我们进行了一些数值试验。试验以 0216 号台风为样

本,改变一些初值条件和地形进行模拟试验,然后以实际地形和没有改变初始条件计算得到的数值模拟结果(即控制样本)作为参照,进行对比分析,得到一些有意义的结果。

3.1 地形对热带气旋降水的影响

东南沿海地区多丘陵,山区对降水影响很大。我们对浙闽沿海地区的地形作两个试验:

试验 A:消除地形,图 5a 是无地形情况下积分 24 h 的雨量图,积分 48 h 降水中心雨量无明显增加。

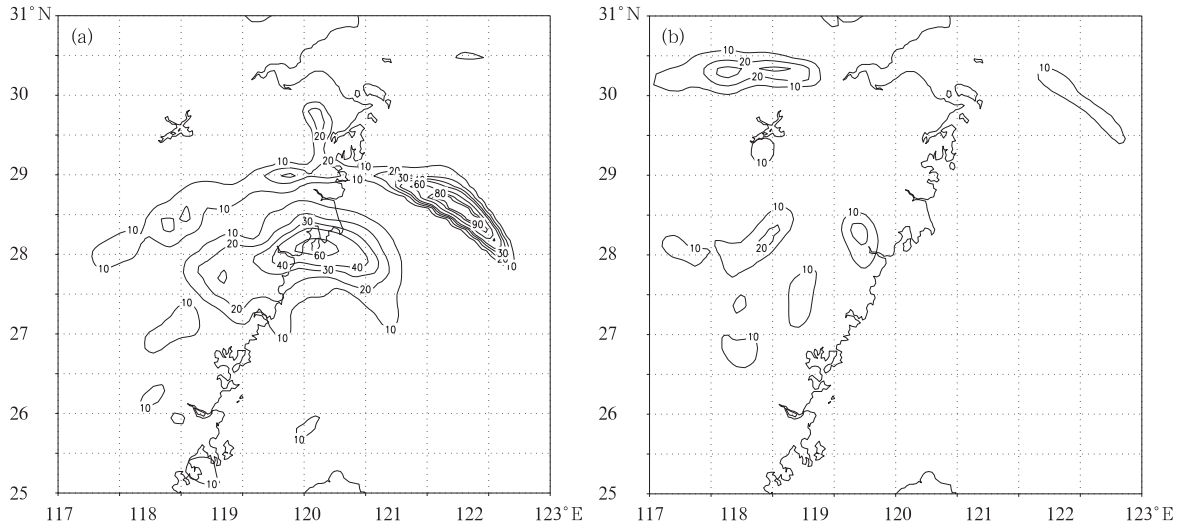


图 4 登陆前后累计 3 h (a), 登陆 12 h (b) 累计 3 h 雨量

Fig. 4 3-hour accumulated precipitation simulated by MM5 model during the typhoon landfall(a), 3-hour accumulated precipitation simulated by MM5 model 12 hours later since its landfall(b)

试验 B: 地形增高一倍, 图 5b 是地形增加一倍情况下积分 24 h 的雨量图, 积分 48 h 除南北雨区雨量

增大较多外, 中心部分雨量比 24 h 积分所得雨量增加量在 1/10 以内, 雨量分布情况也相近。

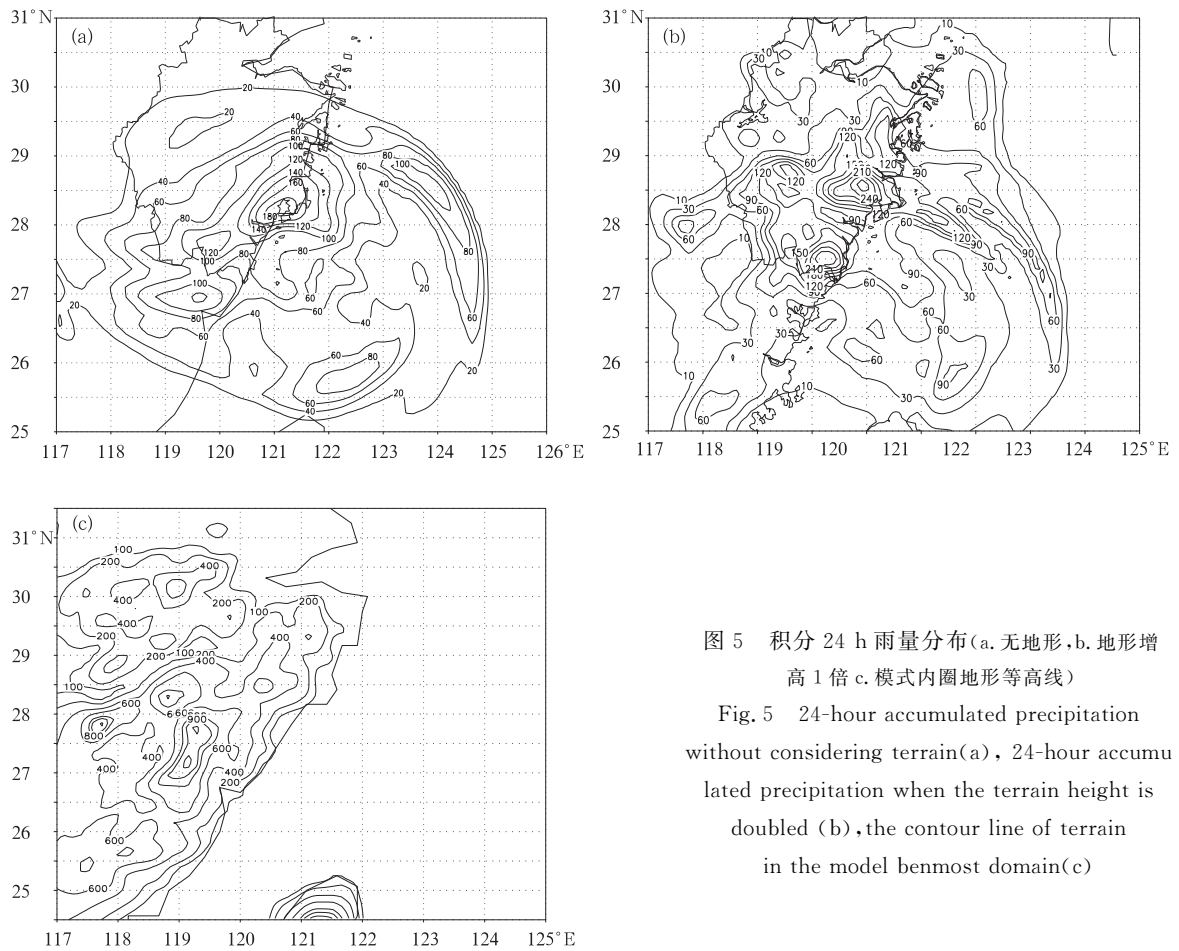


图 5 积分 24 h 雨量分布(a. 无地形, b. 地形增高 1 倍 c. 模式内圈地形等高线)

Fig. 5 24-hour accumulated precipitation without considering terrain(a), 24-hour accumulated precipitation when the terrain height is doubled (b), the contour line of terrain in the model benmost domain(c)

比较图 5 和图 2,可以看出:

(1) 地形可以增加热带气旋降水中心附近的降水量。24 h 预报的模拟试验表明,实际地形使降水中心从无地形的 180 mm 增加到 240 mm,增量达到 60 mm,即雨量增加 1/3 左右。无地形作用的雨量为有地形作用雨量的 3/4,反映热带气旋本身环流是引起热带气旋降水的主体。若比较 48 h 的模拟预报结果,则地形增加的雨量更多些。地形增加一倍,可使降水量有所增加,中心雨量超过 300 mm。台风登陆点北部的温州、洞头、平阳、瑞安等沿海平原地区气象站的雨量平均值为 196.5 mm,最大雨量(222 mm)出现在瑞安站,它们分别为暴雨中心(水文站记录)的 48%和 54%,小于 3/4。我们模拟计算得到的结果虽然与实际仍有差距,但还是比较接近的。

(2) 在南北向山脉西侧(以 $26^{\circ}\sim 27.5^{\circ}\text{N}$, 118.5°E 以西为代表(图 5c)),无地形影响计算得到的雨量为 0~60 mm(图 5a),而有地形影响计算得到的雨

量为 0~30 mm(图 2a),比较图 5a 与图 2b,可见背风地形计算的雨量比无地形得到的要少 1/3 左右。

(3) 地形使雨量分布更不均匀。无地形计算得到的 24 h 雨量图(图 5a)中除热带气旋周边外,热带气旋降水接近中心对称分布,中心降水减少,分布比较均匀。但是引入实际地形之后,热带气旋降水分布明显不均匀(图 2,3),而且地形增高一倍后计算所得雨量分布比实际地形计算所得更不均匀。这表明地形对迎风气流的强迫抬升和强迫辐合使降水增幅,以及地形背风坡使降水减小的作用明显,从而使热带气旋降水更不均匀。

3.2 地形作用分析

为分析地形对降水的作用,以沿海实际地形高处附近的 27.5°N 作经向剖面,如图 6,随着热带气旋靠近大陆,热带气旋附近及其后部的上升区逐渐登陆(图 6a),地面降水开始增大;随着热带气旋登陆并向西移动,上升区也往西移动,并沿着南北向分

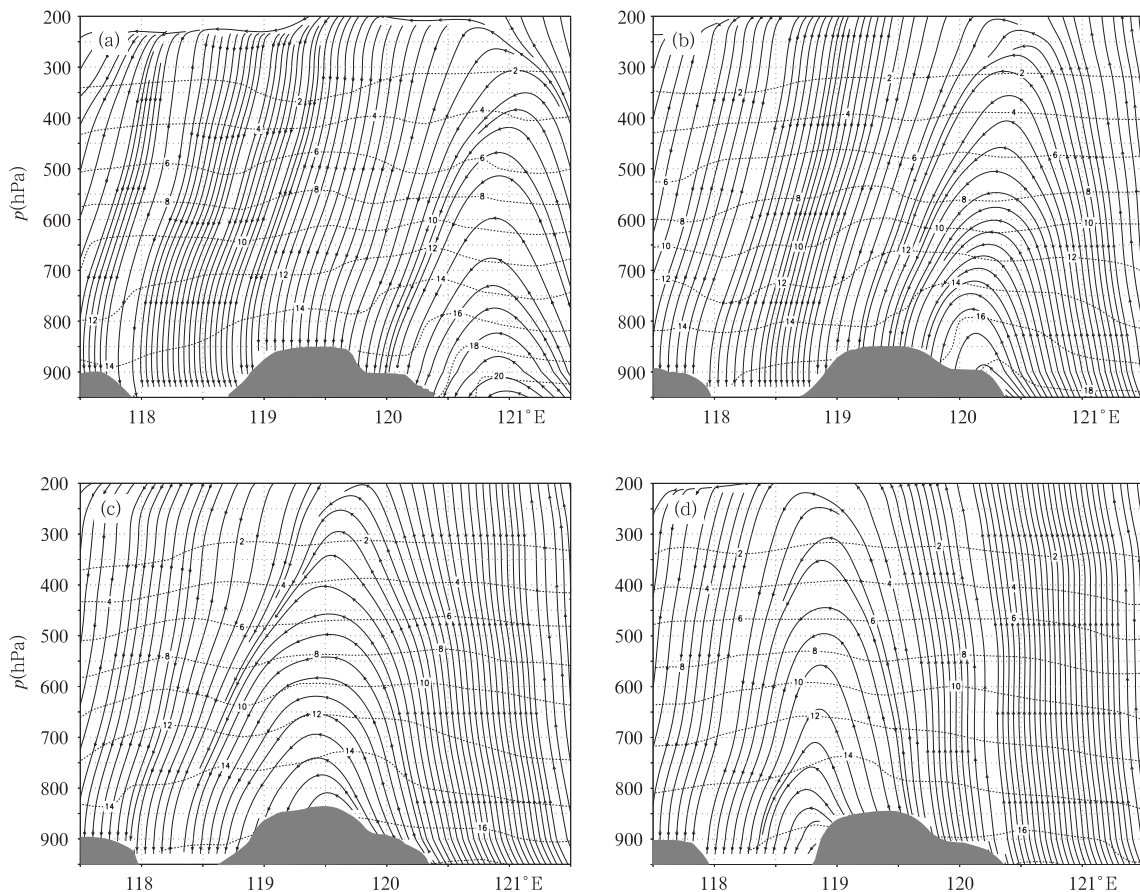


图 6 流线、比湿沿 27.5°N 经向剖面

(a. 9月7日17时, b. 9月7日20时; c. 9月7日23时, d. 9月8日02时; 矢量线为流线(m/s), 虚线为比湿线(g/kg))

Fig. 6 Altitude-longitude cross sections of specific humidity (shown by dashed line, unit: g/kg) and stream line (shown by vector line) along the latitude (27.5°N)

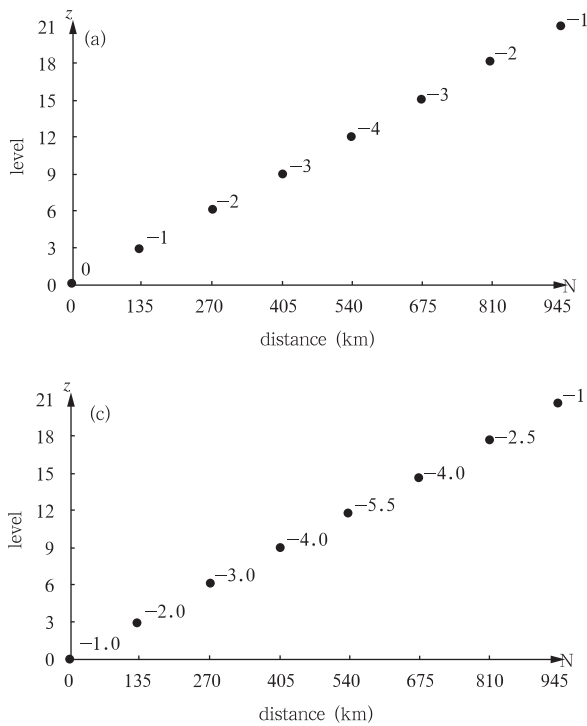
(a. 07 Sept. 2002, 17:00, b. 07 Sept. 2002, 20:00, c. 07 Sept. 2002, 23:00, d. 08 Sept. 2002, 02:00, LST)

布的山脉迎风坡爬升(图 6b,6c)。从水汽的空间分布可知,位于山脉东部的的水汽明显大于山脉西部背风坡的水汽。由高空剖面可知,热带气旋相当于一个波动,由东往西移动,8 日 02 时热带气旋移过山脉(图 6d)。由于山脉东侧迎风坡上升气流和高湿区维持时间长,而山脉西侧背风坡较长时间以干而下沉气流为主,结果造成山脉迎风坡降水大于背风坡的降水。

3.3 冷空气对热带气旋降水的作用

冷空气侵入台风环流或倒槽可以增加台风降水。为弄清冷空气对台风降水的定量作用,我们进行了 3 次试验:

试验 A:有一股降温 1~4 °C 的冷空气影响,影



响热带气旋北侧 135 km 以外的地区,冷空气影响区域南北约 7 个纬距,东西约 12 个经距;北部降温最大的地方位于距台风中心 540 km 处的东西向格点,降 4 °C,其他地方降 1~3 °C;而且降温随高度逐渐向北倾斜(图 7a)。

试验 B:有一股降温 2~8 °C 的强冷空气影响热带气旋环流,中心附近降 2 °C,外围北部降温最大的地方降 8 °C,其他地方降 3~7 °C,冷空气影响范围和垂直方向分布与上面相同(图 7b)。

试验 C:一股降温 1~5.5 °C 的冷空气影响热带气旋环流,中心附近一排格点降 1 °C,外围北部降温最大的地方降 5.5 °C,其他地方降 2~4 °C,冷空气影响范围和垂直方向分布与上面相同(图 7c)。

图 7 模拟冷空气影响时的初始降温分布
(a. 试验 A, b. 试验 B, c. 试验 C. 数值为降温幅度(单位: °C))
Fig. 7 The distribution of initial temperature-drop filed in the simulation of the cold air effect (the horizontal axis denotes the northward orientation, the numbers show distance from TC center, the vertical axis denotes altitude level, and numerical values are the temperature-drop extent(unit: °C); experimental A(a), experimental B(b), experimental C(c))

由于积分 36 h 得到的雨量(雨量中心 300 mm)基本上是热带气旋过程降水量,因此我们用 36 h 的积分结果进行比较分析。数值试验表明:

(1) 弱冷空气影响热带气旋北侧及外围后,北侧强降水中心区域内雨量变化不大,北侧外围雨量绝大部分地区有增加,雨量变化呈带状分布,外围低层降温大的地方雨量增加也大,过程雨量增加最大的地方达 80 mm 以上(图 8a),比原模拟试验结果增加一倍左右。

(2) 强冷空气影响热带气旋中心附近及其北侧

环流后,由于破坏热带气旋中心结构,减弱热带气旋中心强度,从而使热带气旋中心附近雨量大幅减少,中心降水强度减少约 150 mm,即减少 1/2 左右。但北侧外围雨量增加,特别是倒槽北部,底层降温大的地方降水增加明显,过程雨量最大增幅超过 120 mm(图 8b),比原模拟试验结果增加约 3 倍。

(3) 如果弱冷空气侵入到热带气旋中心附近(降温 1 °C),则热带气旋中心附近的降水也有明显减少,减 120 mm,即减少 2/5 左右。北侧外围雨量基本上都增加,增幅比试验 b 少,增幅最大处达

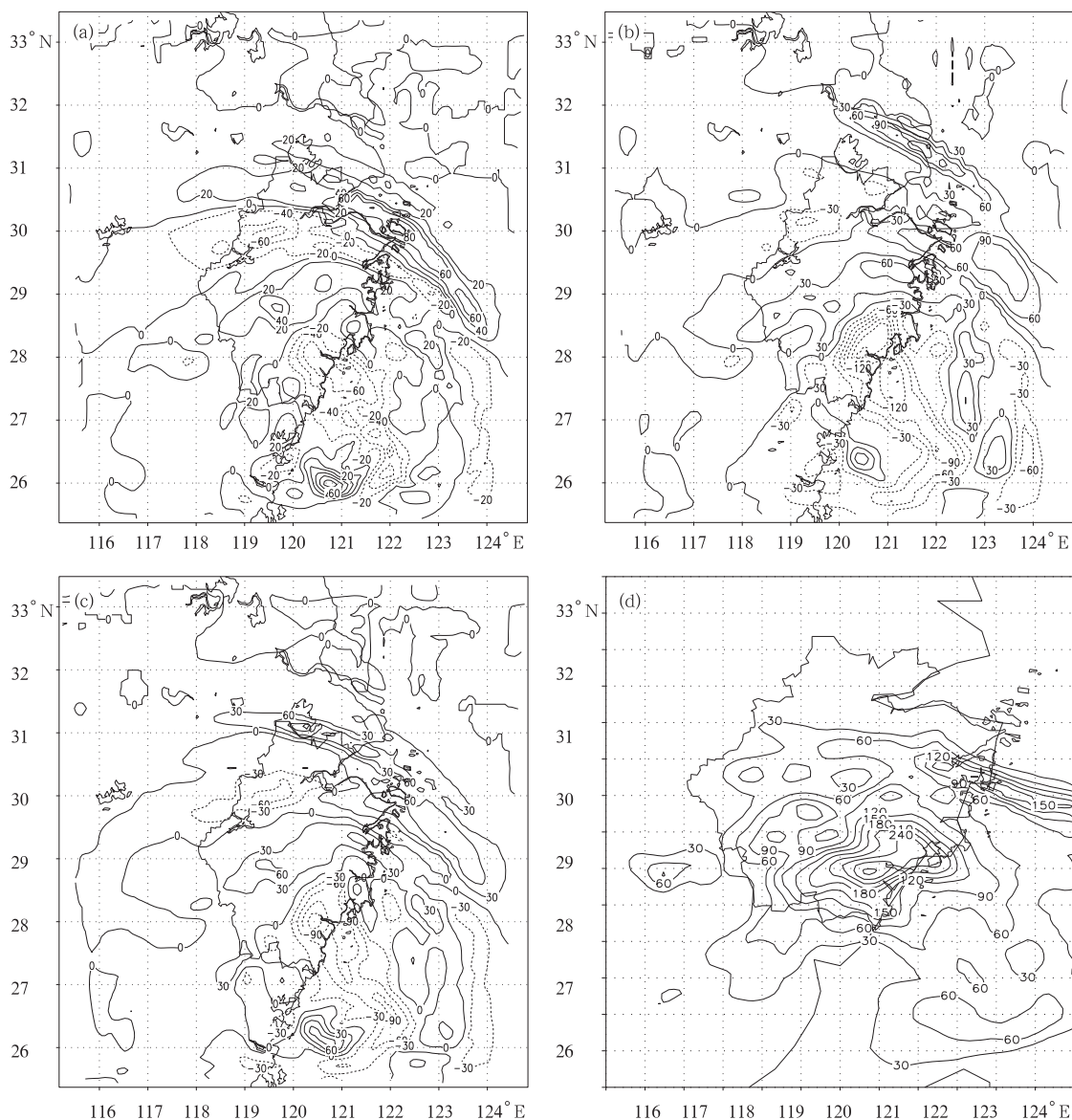


图 8 冷空气影响下 36 h 模拟雨量变化

(a. 弱冷空气影响热带气旋外部, b. 强冷空气影响到热带气旋中心部位, c. 弱冷空气影响到热带气旋中心部位, d. 无冷空气影响; 图 a, b, c 中正值区为雨量增加, 负值区为雨量减小)

Fig. 8 36-hour accumulated precipitation under different cold air effect patterns

(weak cold air effect the external bound of Tropical cyclone(TC), (a) Strong cold air effect the center part of TC (b), Weak cold air effect the center part of TC (c), No influence of cold air (d); in fig. a, b and c, The positive area denotes the increasing of precipitation, and the negative area denotes oppositely)

90 mm, 比原模拟试验结果增加 2 倍左右(图 8c)。

3.4 冷空气作用分析

为探讨冷空气侵入热带气旋对降水的影响, 我们对冷空气入侵后热带气旋强度及与降水关系密切的上升气流速度和水汽通量散度场的变化进行简单的分析讨论。首先比较 3 种试验方案及原模拟试验每 3 h 一次得到的热带气旋中心气压值(如表 2)。

由表 2 可见, 弱冷空气影响热带气旋外围时, 强度变化不大或略有加强; 强冷空气侵入到热带气旋中心部位时, 使中心气压升高, 强度减弱; 较强冷空气影响热带气旋中心部位时, 使中心的气压有所升高, 强度有所减弱。

分析强冷空气方案、弱冷空气方案与原初始场的数值模拟得到的 700 hPa 垂直速度差(图 9)。比

表 2 每 3 h 一次的中心气压值
Table 2 The center intensities per 3 hours

时间(北京时)	中心强度(hPa)			
	试验 a	试验 b	试验 c	原方案
7 日 11 时	965	972	970	965
7 日 14 时	970	977	975	970
7 日 17 时	970	980	977	970
7 日 20 时	975	982	980	975
7 日 23 时	982	986	985	984
8 日 02 时	984	988	987	984
8 日 05 时	986	992	990	988

较强冷空气方案与原初始场情况下模拟的结果,在热带气旋登陆前的 9 月 7 日 20 时(图 9a),中心附近地区的上升速度比原模拟结果减小,以后随热带气旋登陆西进,处于中心附近上升速度减少(图 9b, c),这也说明了强冷空气侵入热带气旋中心,使得中心及其附近地区的上升速度减少,从而引起中心附近降水比原初始场模拟得到的少,而其北部倒槽内的上升速度比实际初始场模拟得到的明显增大,导致降水量也明显增大;而弱冷空气方案与原初始场模拟结果比较,热带气旋中心区的上升速度总体没有大的变化(图 9e),但在北部外围,上升速度增大(图 9f),从而使外围的降水增大。

分析强冷空气方案与原初始场的数值模拟得到的 700 hPa 水汽通量散度差(图 10)。在热带气旋登陆前的 9 月 7 日 17 时(图 10a),中心附近地区的水汽通量散度比原模拟结果加大,以后随热带气旋登陆西进,处于热带气旋中心附近水汽通量散度略有加大,但浙江沿海地区明显减少(图 10b),以后热带气旋中心附近水汽通量散度有所增大,而其北部有增有减。这说明了强冷空气侵入热带气旋中心,使得中心及其附近地区的水汽辐合减少,从而引起中心附近的降水比原模拟结果少;在其北部倒槽内水汽辐合加大,降水也增加。弱冷空气侵入热带气旋北部外围后,引起中心附近水汽通量散度无太大变化或略有减少,而其北侧减少明显,即其北部倒槽内水汽辐合明显加大(图 10d, e, f),因此热带气旋中心附近降水变化不大,而其北部倒槽内降水明显增加。

综上所述,冷空气侵入热带气旋中心附近,使强度减弱,中心及其附近地区的上升速度与水汽辐合减小,从而引起中心附近降水减少;而其北部倒槽内上升速度和水汽辐合加大,降水量也增加。弱冷空气影响热带气旋外围,中心强度变化不大,中心及其

附近的上升速度和水汽辐合变化也不大,但在热带气旋外围与冷空气结合的地区上升速度和水汽辐合明显加大,造成热带气旋中心附近的降水变化不大,但在其外围雨量明显增大。

3.5 华东地区湿度场对热带气旋降水的影响

大陆长期干旱的状态,对热带气旋降水也有影响。在实际预报服务工作中,我们曾碰到大陆久旱期热带气旋的降水量比正常情况下的降水量偏少的经验。例如:1987 年 7 月 27 日,在梅雨汛期后的伏旱期登陆浙江温州,而后北上穿过浙江中部、江苏中部再入海的 8707 号台风,超过 100 mm 的测站只有温州、台州、宁波三地区的沿海,温州(232 mm)和大陈两地超过 200 mm。而与其路径大致类似的 6126 号台风,路径两侧有大片 100 mm 以上降水,宁波大部与台州部分地区雨量在 300 mm 以上(雨量中心 491 mm),杭州附近天目山也有 573 mm 的雨量中心;6214 和 6513 号台风引起 120°E 以东大片 300 mm 以上的降水,最大雨量中心分别为 634 和 832 mm;6615 号台风引起大片 200 mm 以上降水,宁波南部雨量中心达 539 mm。8707 号台风引起的雨量中心值和大暴雨区域都不到这些台风的 1/2。大旱之年的 1967 年 7 月 12 日登陆福建连江的 6704 号台风引起的降水只有一站超过 100 mm(136 mm),3 站超过 50 mm,其路径两侧、闽中北和浙江全省在 50 mm 以下,为少有的干台风。

在本试验中,我们把(23°~34°N, 112°~122°E)区域内的水汽减少一半进行数值试验。结果表明,由于大陆水汽大量减少,使热带气旋登陆之后强度减弱加快,造成大部分地区的降水明显下降,其中热带气旋中心降水区域及其附近的雨量减少 60~120 mm,即减少约 1/5~1/3(图 10)。有意思的是在浙江东北部地区的雨量反而有所增加,这可能是 122°E 以东的海上水汽通过偏东气流大量输送进来的缘故。

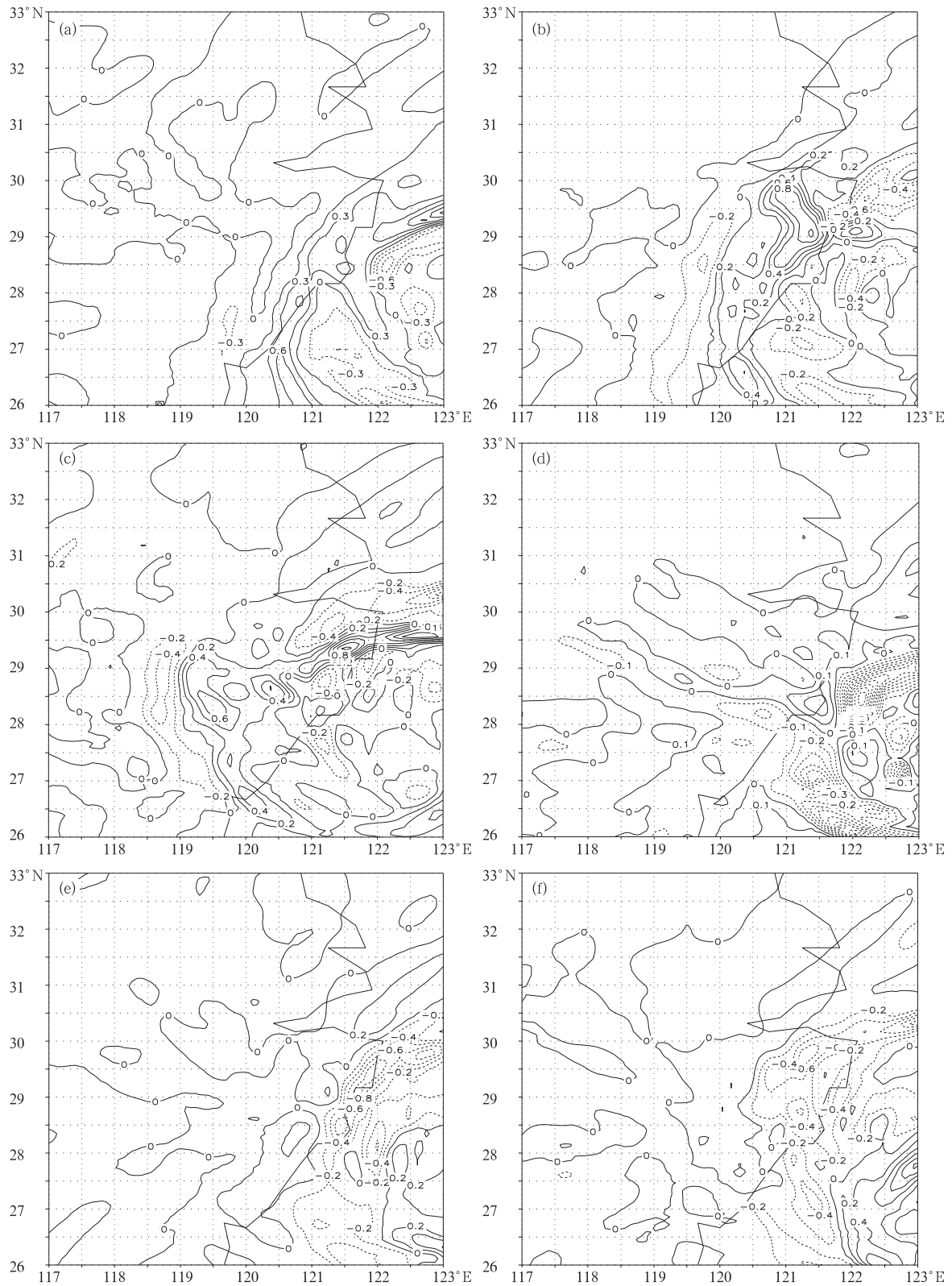


图 9 试验(a~c)、试验(d~f)与原初始场模拟 700 hPa 上升速度之差(m/s)

(a. 9月7日20时, b. 9月7日23时, c. 9月8日02时; d. 9月7日23时, e. 9月7日20时, f. 9月8日02时, LST)

Fig. 9 The differences of vertical velocity (unit: m/s) between the control experiment and Experiment A, Experiment B

(a, b, c show the outputs from Experiment B; d, e, f show the outputs from Experiment A;

a, d. 07 Sept. 2002 20:00, b, e. 07 Sept. 2002 23:00, c, f. 08 Sept. 2002 02:00, LST)

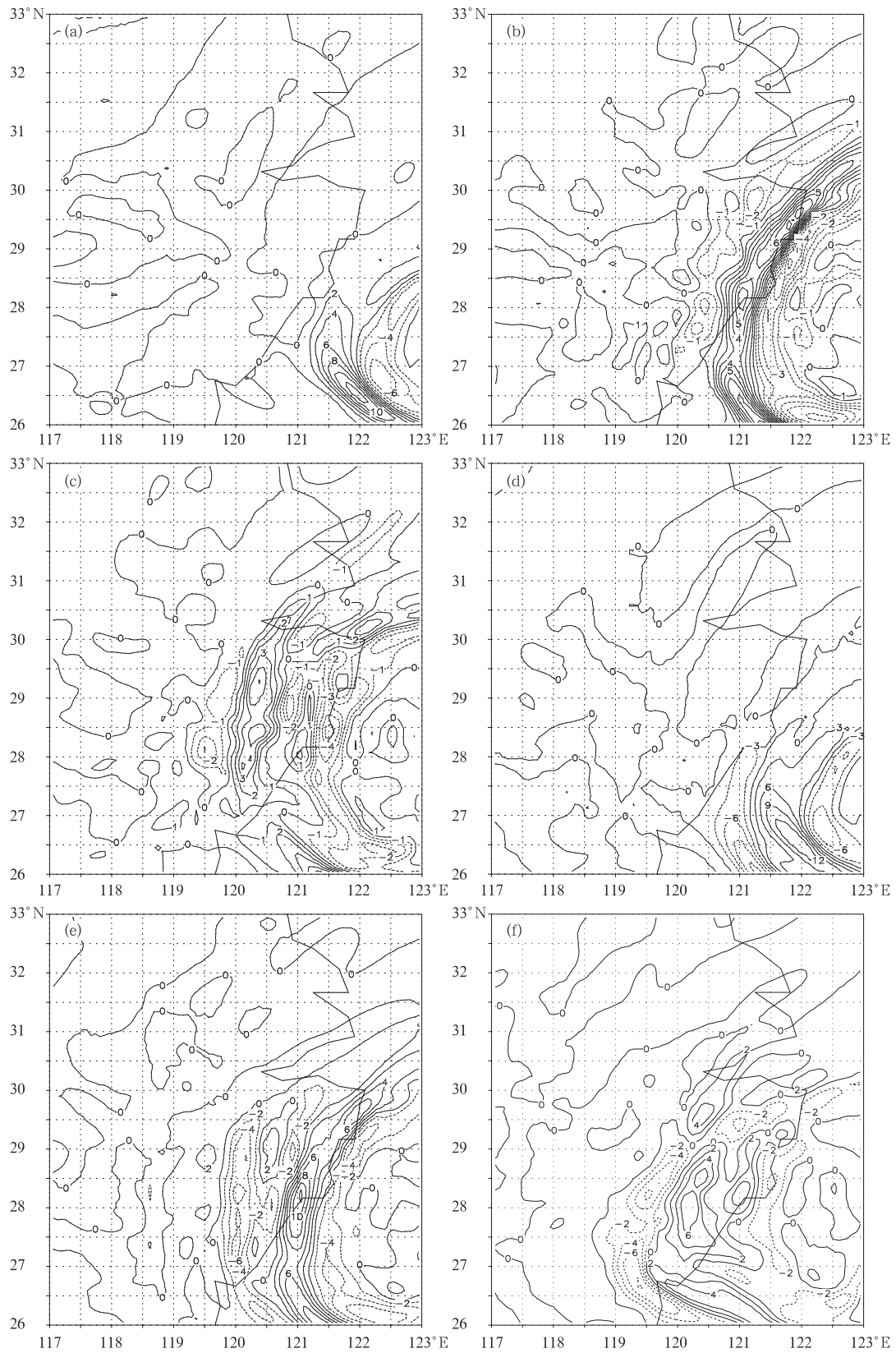


图 10 试验(a~c)、试验(d~f)与原初始场模拟 700 hPa 水汽通量散度之差($10^{-6} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$)
(a. 9月7日20时, b. 9月7日23时, c. 9月8日02时, d. 9月7日20时, e. 9月7日23时, f. 9月8日02时, LST)
Fig. 10 The differences of water vapour flux divergence (unit: $10^{-6} \text{ g}/(\text{kg} \cdot \text{s})$) between the control experiment and Experiment A. Experiment B. (a, b, c show the outputs from Experiment B; d, e, f show the outputs from Experiment A; a, d. 07 Sept. 2002 20:00 b. e. 07 Sept. 2002 23:00 c. f. 08 Sept. 2002 02:00, LST)

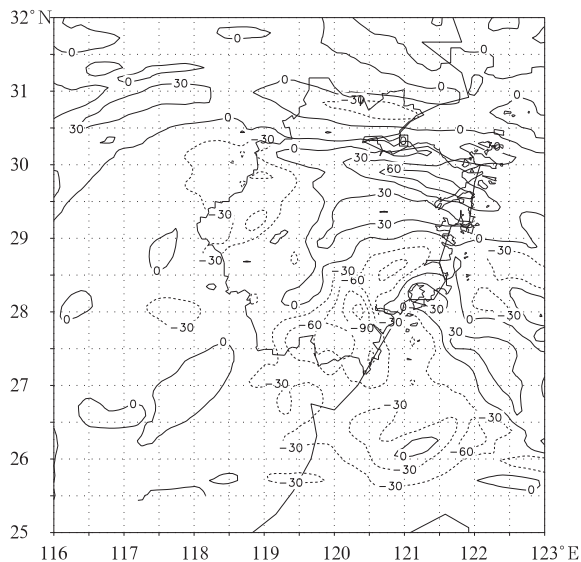


图 11 大陆水汽减半引起 TC 48 h 模拟降水量的变化分布(正值区为增加,负值区为减小)

Fig. 11 The variety of 48 hour accumulated precipitation when the vapor in the domain area is decreased half (The positive area denotes the increasing of precipitation, the negative area denotes oppositely)

4 结 论

通过以上的数值模拟试验与分析,我们可以得到如下几点结果:

(1) 用 MM5V3.5 模式和适当的初、边值资料,采用合适的物理过程、适当的计算格距和计算时间步长,可以较好地模拟出热带气旋及其倒槽的降水强度及其分布,这也为以后的热带气旋降水数值预报提供参考。但由于这次模拟试验使用的初值资料中含 NCEP 再分析资料,实际业务中不能及时得到这些资料,因此预报效果可能要比模拟效果差一些。

(2) 地形作用可以加大迎风坡的降水,使降水中心强度明显增强;同时使背风坡降水减少,从而导致降水分布更不均匀、更不对称。地形分布越不均匀(山脉越高),地形作用越大。这主要是迎风坡使湿空气的上升气流增强,降水大,而背风坡较长时间处于干而下沉的气流中,因此降水少。

(3) 冷空气入侵热带气旋外围,使其外围及倒槽降水明显增加。底层降温大的地方降水增加也大。若冷空气入侵热带气旋中心附近,则将使热带气旋结构破坏,强度减弱,导致中心附近降水明显减小,但其倒槽降水还会明显增加。侵入热带气旋中心的冷空气使其中心强度减弱、垂直上升速度和水汽辐合减小,从而引起热带气旋中心附近降水明显减弱,而其北侧外围和倒槽内垂直上升速度和水汽辐合明显加

大,因此降水也明显增多。

(4) 大陆处于干旱期,水汽少,使热带气旋登陆后减弱加快等原因,会导致台风降水明显减少。

参考文献

- [1] 江敦春,党人庆,朱志宏. 台风暴雨中尺度系统与结构的数值研究. 热带气象学报,1997,13(2):168~172
Jiang Dunchun, Dang Renqing, Zhu Zhihong. Numerical study of mesoscale systems and mesoscale structure for heavy rainfall caused by Typhoon. Journal of Tropical Meteorology(in Chinese) 1997,13(2):168-172
- [2] 张福青,蒋全荣,党人庆. 8805 号登陆台风特大暴雨的数值模拟. 热带气象学报,1996,12(3):257~264
Zhang Fuqing, Jiang Quanrong, Dang Renqing. Numerical simulation of the 8805 landing typhoon (warren) and its unusually heavy rain. Journal of Tropical Meteorology(in Chinese) 1996,12(3):257-264
- [3] 蔡则怡,宇如聪. LASG η 坐标有限区域数值预报模式对一次登陆台风特大暴雨的数值试验. 大气科学,1997,21(4):459~471
Cai Zeyi, Yu Rucong. A Numerical simulation of an extraordinary storm rainfall caused by a landing typhoon with LASG mesoscale model. Chinese Journal of Atmospheric Sciences(in Chinese) 1997,21(4):459-471
- [4] 陈逢流,刘铭. 9610 号热带风暴中尺度涡旋数值模拟. 气象,1998,2:9~14
Chen Fengliu, Liu Ming. A Numerical simulation of a MCC and its sorrential rain in the tropical cyclone 9610. Meteorology Monthly(in Chinese),1998,2:9-14
- [5] Zhou Hongyan, et al. A numerical study of the interactions between Typhoon and mid-latitude circulation and its rainfall characteristics. 2000, Chinese J Atmos Sci, 24(5):669-675
- [6] 沈树勤,于波. 华东热带气旋暴雨落区的统计释用预报,见:陈联寿等主编. 全国热带气旋科学讨论会论文集. 北京:气象出版社,2001. 224~232
Shen Shuqin, Yu Bo. Statistic explain forecast of storm area of tropical cyclone at east China. In: Chen Lianshou, et al. ed. Corpus of National Tropical Cyclone Forum. Beijing: China Meteorology Press, 2001. 224-232
- [7] 朱佩君,陈敏,陶祖钰等. 登陆台风 winnie(1997)的数值模拟研究 I:结果校验和云系的模拟. 气象学报,2002,60(5):553~559
Zhu Peijun, Chen Min, Tao Zuyu. Numerical simulation of typhoon winnie(1997) after landfall part I: model verification and model clouds. Acta Meteorologica Sinica(in Chinese),2002,60(5):553-559
- [8] 朱佩君,陈敏,陶祖钰等. 登陆台风 winnie(1997)的数值模拟研究 II:结构演变特征分析. 气象学报,2002,60(5):560~567
Zhu Peijun, Chen Min, Tao Zuyu. Numerical simulation of typhoon winnie(1997) after landfall part II: model verification

- and model clouds. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, 60(5): 560-567
- [9] 姜勇强, 王昌雨, 张维恒等. 台风倒槽内 β 中尺度低涡及特大暴雨的数值模拟. *气象学报*, 2003, 61(3): 312-322
Jiang Yongqiang, Wang Changyu, Zhang Weiheng. Numerical simulation of extremely heavy rain and meso- β scale low vortex in inverted typhoon trough. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, 61(3): 312-322
- [10] 罗哲贤. 守恒系统中台风强度变化及其可能因子的数值研究. *气象学报*, 2003, 61(3): 302-311
Luo Zhexian. A numerical study on the change of typhoon intensity and its possible factors without forcing and dissipation. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2003, 61(3): 302-311
- [11] 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. The introduction to typhoons over northwest Pacific. Beijing: China Meteorology Press, 1979. 491pp
- [12] 王志烈, 费亮. 台风预报手册. 北京: 气象出版社, 1987. 280-300
Wang Zhilie, Fei Liang. Handbook of Typhoon Forecast. Beijing: China Meteorology Press, 1987. 280-300
- [13] 钮学新. 热带气旋动力学, 北京: 气象出版社, 1992, 273-283
Niu Xuexin. Dynamics of Tropical Cyclone. Beijing: China Meteorology Press, 1992. 273-283

THE NUMERICAL SIMULATION OF RAINFALL AND PRECIPITATION MECHANISM ASSOCIATED WITH TYPHOONS SINLAKU (0216)

Niu Xuexin

(*Zhejiang Research Institute of Meteorology, Hangzhou 310017*)

Du Huiliang

(*Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017*)

Liu Jianyong

(*Atmosphere department of Nanjing University, Nanjing 210093*)

Abstract

In this article, numerical experiments of rainfall associated with T0216 (Sinlaku) are carried out using MM5 numerical model. And the simulations are successful. The simulating precipitation cell intensity and position, precipitation distribution all match with the observations well. For a good understanding of the precipitation mechanism associated with the tropical cyclone, we also carry out many other experiments. The results indicate:

(1) When the cold air invades the external part of the tropical cyclone, the precipitation far off the tropical cyclone center and in the inverse trough increases in great quantum. When invading the vicinity of the typhoon center, the cold air reduces the tropical cyclone center intensity, the precipitation near the center decreases prominently, while the precipitation outside the tropical cyclone and in the inverse trough increases notably.

(2) The orographic effect augments the rainfall over the upwind slopes of the mountains, precipitation cell intensity and the precipitation near the tropical cyclone center. It abates the rainfall over the downwind slopes of the mountains. So the orographic effect makes the precipitation distribution more asymmetric.

(3) The humidity field of landmass and region near the sea shore has a great impact on the rainfall associated with tropical cyclone.

The results mentioned above will play a valuable role in forecasting the rainfall during a tropical cyclone process.

Key words: Rainfall associated with tropical cyclone, Impact mechanism, Numerical simulation.