

云迹风资料同化对暴雨预报影响的数值模拟^{*}

周 兵

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

徐海明

(南京气象学院, 南京, 210044)

吴国雄

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

何金海

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

文中运用 MM5 对 1998 年 6 月 13~14 日长江中下游一次暴雨强降水进行了数值模拟及云迹风资料同化试验研究。结果表明, 云迹风资料同化能有效地改善高空风场质量, 修正控制试验中模式高空风场对中纬度高空西风急流前沿西风强度的描述, 使得模拟的暴雨强度与实际降水分布更加接近。分析认为在暴雨预报业务和科研中, 云迹风资料的使用可有效地改善高空风场分布, 对提高降水预报质量是一个有效途径, 值得进一步尝试。

关键词: 云迹风, 资料同化, 暴雨预报, 数值模拟。

1 引 言

中国地处东亚季风区, 每年夏季受西风带天气系统和热带季风系统的影响, 长江流域暴雨频繁, 持续性或突发性的强暴雨常常会带来严重的洪涝灾害。夏季风期间暴雨主要是由中尺度天气系统造成的, 暴雨群的发生又与季风系统低频活动相关联, 并受季风环流系统所制约^[1]。

暴雨强降水问题一直受到中国气象工作者的高度重视, 并在分析预测及基础理论研究实践中取得了重大进展^[2, 3]。暴雨业务数值预报已达到能实时提供暴雨落区和强降水预报指导产品水平^[4~6]。长江流域的梅雨降水系统中含有许多对流性降水的分量, 对流层上部和对流层下部的大尺度环流形势对梅雨降水都有重要的影响, 梅雨期间暴雨发展与高低空环流耦合及南亚高压北缘的高空气流发散有关^[7, 8]。然而由于对流层上部资料缺乏等原因, 中国暴雨分析研究和预测工作较多地关注对流层中下部天气系统的活动。20 世纪 80 年代以后, 随着国外静止卫星云迹风资料的研究和应用, 发现云迹风在中尺度系统分析中有重要作用^[9], 并已开始用于暴雨洪涝灾害的天气分析研究^[10]。

最近国内学者^[11, 12]也明确指出云迹风能清楚且生动地显示天气系统发展变化的细节, 在数值天气分析和预报中具有广泛的应用前景, 对暴雨落区分析和预测有重要指示意义。本文试图通过数值试验就云迹风资料同化对 1998 年 6 月 13~14 日长江中下游暴雨过程的作用做进一步研究, 探讨云迹风的应用对改善高空风场质量的分析和提高暴雨预报能力的作用。

2 模式及资料处理

文中采用 1998 年 8 月发布的 MM5(V2), 计算工作在 PIII 450 Linux 系统 Pgf77 编译环境下进行。模式垂直方向由下至上可分为 23 层, 上疏下密。模式区域中心点位于 30°N, 115°E 处, 网格距为 45 km, 经向和纬向均取 81 个点, 在 Lambert 投影面上面积为 3600 km × 3600 km 的矩形区域。模式以中国东部长江中下游东亚季风显著区为中心, 其西边界穿越青藏高原东部, 东边界在 135°E 附近, 南边界包含了南海北部海域, 北边界涵盖着副热带西风急流轴北侧部分区域。

图 1 是模式地形高度分布, 最大地形高度超过 5000 m, 110°E 以东季风显著区地形高度一般低于

* 初稿时间: 2001 年 7 月 6 日; 修改稿时间: 2001 年 9 月 26 日。

资助课题: 国家自然科学基金重点项目(40135020)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKCX2-SW-210)及优秀国家重点实验室研究项目(40023001)和我国重大天气灾害的形成和预测理论研究项目(1998040908)。

500 m。模式包括了青藏高原东部山脉、天山山脉、长白山脉和武夷山脉等,模式地形较好地反映了该地区真实的地形分布特征。

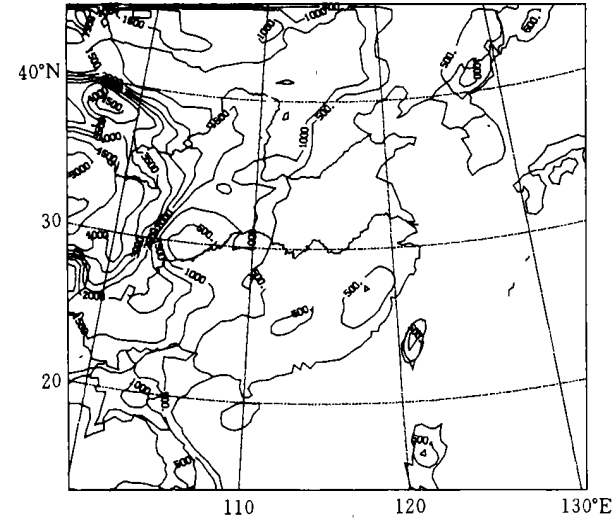


图1 数值模式水平区域内地高度

MM5 预报模块动力学过程采用流体非静力平衡方案,上边界为无反射方案;同时,选用流入/流出松弛侧边界条件,过渡区格点数取4个叉点和5个圆点。模式以中国气象局全球谱模式T106同化资料为驱动场,海温为NCEP/NCAR提供的周平均OISST资料。模式顶气压取为100 hPa,主要的参数化过程有Kuo型对流参数化方案、Blackadar高分辨边界层方案和CCM2辐射参数化方案等选项。

文中分析所用资料还包括:日本气象厅提供的高分辨TBB资料、南海季风试验期IOP降水资料、中国国家卫星气象中心推导的每6h高低空云迹风资料(水平分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 经纬度)。云迹风客观分析(同化)首先把云迹风分解为 u, v 分量,然后利用加权平均内插法插到模式格点上。随后采用模式站点逼近方法,实现云迹风资料的同化。对于某一格点,扫描半径取 $5d, d = 45 \text{ km}$ 。若扫描区内小于3个值,则作缺省处理,否则按下述方法进行处理:

$$w_i = \frac{1}{1 + \alpha r_i^2}$$

$$r_i = (\Delta x_i)^2 + (\Delta y_i)^2 \quad (1)$$

$$\alpha = \begin{cases} 4.0 & p = 850 \text{ hPa} \\ 3.0 & p = 600 \text{ hPa} \\ 2.0 & p = 500 \text{ hPa} \\ 1.5 & p = 300 \text{ hPa} \\ 1.0 & p = 250 \text{ hPa} \end{cases} \quad (2)$$

$$h_j = \frac{\sum_{i=1}^n w_i h_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \quad (3)$$

其中: r_i 为资料点到内插点的距离; h_i 为资料点风场(u, v)分量; h_j 为风场加权平均内插值;其它符号为气象上常用含义。模式从6月13日00Z开始积分,总积分长度为48 h。

3 长江中下游暴雨个例及控制试验

1998年夏季,由于东亚副热带季风异常活动,进入6月中旬后,副热带高压北侧的西南暖湿气流与南下的冷空气频繁交汇于长江中下游一带,使得该地区出现稳定的连续性强降水天气,形成第1阶段暴雨期(6月12~26日),期间尤以13~14日降水强度最大,湘赣等地均有多个测站日降水量超过200 mm,区域性大暴雨和特大暴雨主要出现在此时段。据不完全统计,江西境内13,14日分别有21个和12个县市出现暴雨,其中有3个县市达到特大暴雨标准。

SCSMEX提供的资料表明,6月13日强降雨带(图2a₁)位于湖南沅陵、长沙至江西宜春、贵溪到福建浦城一带,与此同时,长江中上游以南流域也有暴雨发生,分析区域有4个测站日雨量超过100 mm;14日降雨强度有所减弱(图2a₂),雨区范围明显缩小,暴雨主要位于南昌、南城至福建西北部。为了进一步推断天气系统的强度、活动以及相应的天气现象,图2b₁给出了13日平均TBB值的分布,不难发现,25, 50, 75 mm/d的雨区分别与云顶亮温为255, 241, 231 K的区域具有很好的对应关系,对流活动所反映的云带在 $27^\circ \sim 29^\circ \text{N}$ 间也具有纬向分布特征。14日(图2b₂)对流活动区域分裂成两个部分,强度也有明显减弱,位置较实际雨带稍稍偏南。

图2c₁为MM5控制模拟方案(CTL)获得的13日24h降水分布,模式最大降水量超过100 mm,落区位置与221 K的TBB低值中心相对应,雨带在 $27^\circ \sim 29^\circ \text{N}$ 间同样呈纬向分布,与实况降水及对流活动区域的比较发现除25 mm的雨带区域稍小,且其北侧位置略偏南以及长江上游50 mm的降水中心未能反映出来外,模式降水总体特征和强度的模拟结果均比较理想;14日的情况(图2c₂)同样表明MM5对暴雨过程具有较强的预报能力。由于降水是大气中不同尺度天气系统相互作用的结果,它表现出多尺度相互作用等特征,模式降水从一定程度上是检验模式性能的一个重要敏感性指示器,由此可见,

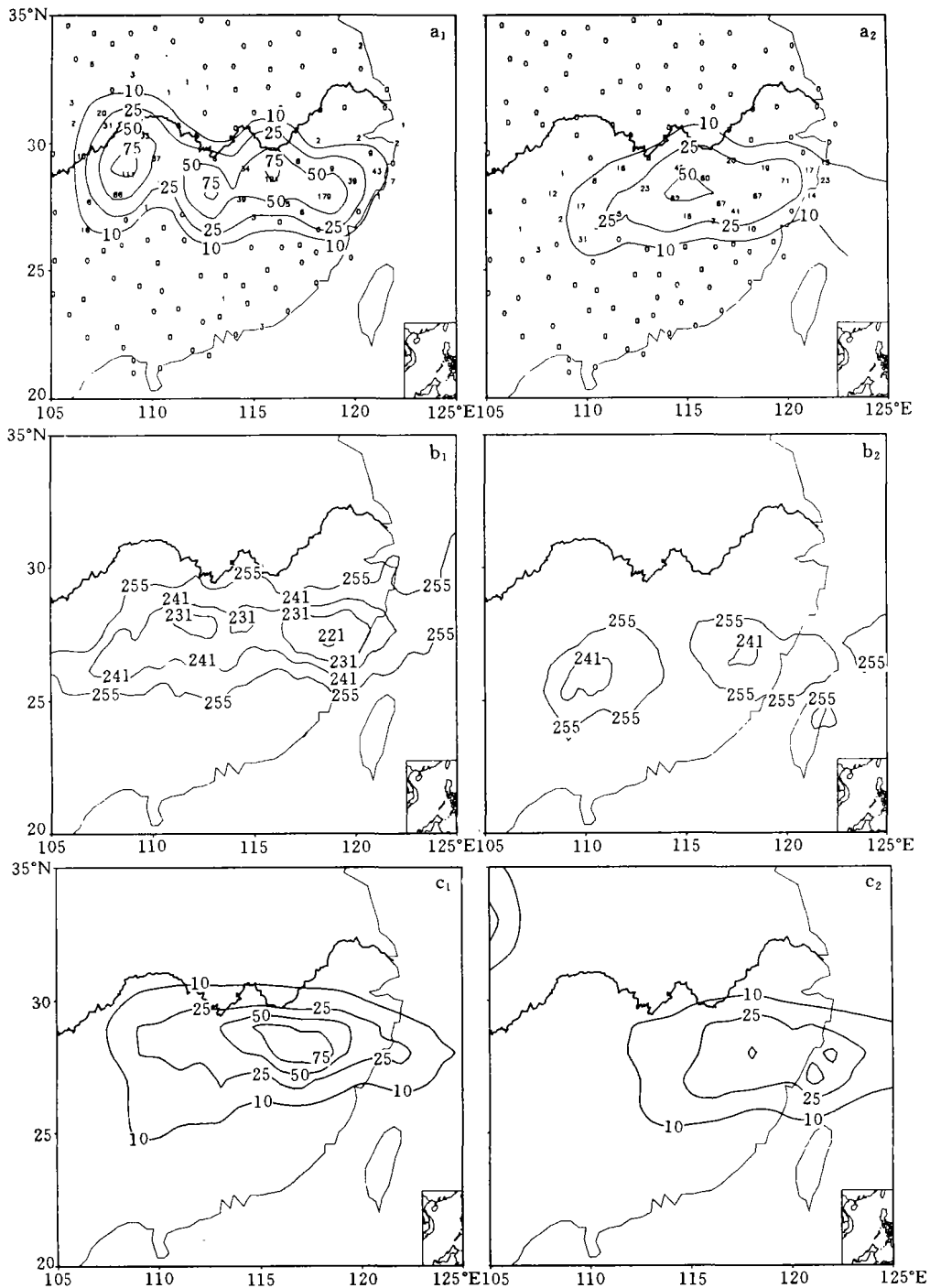


图2 实际日降水(a)、平均TBB值(b)和模式降水(c)分布
 (a₁~ c₁和 a₂~ c₂分别表示6月13日和14日)

控制试验对夏季中国长江中下游暴雨降水模拟是成功的。

低空急流是一种动量、热量和水汽的高度集中带,它是为暴雨提供水汽、动量和涡度的重要机制。暴雨过程伴随着低空急流的演变(图略),850 hPa 西

南气流向北推进到达长江中下游南部区域,低空西南急流分布在 23~ 28°N 一带,急流核心区位于 25°N 以北。图 3a 和 b 分别给出了暴雨过程日低空急流区(纬向格点为 28~ 65,经向格点为 25~ 36)平均纬向风和经向风逐 6 h 风速变化曲线,不难看到,模式

对低空急流模拟稍强(实线),平均偏大 2.8 m/s,南风平均相对变差为 24%,但基本特征均能反映出强弱变化趋势;经向风的情况也相似,模式预报值在

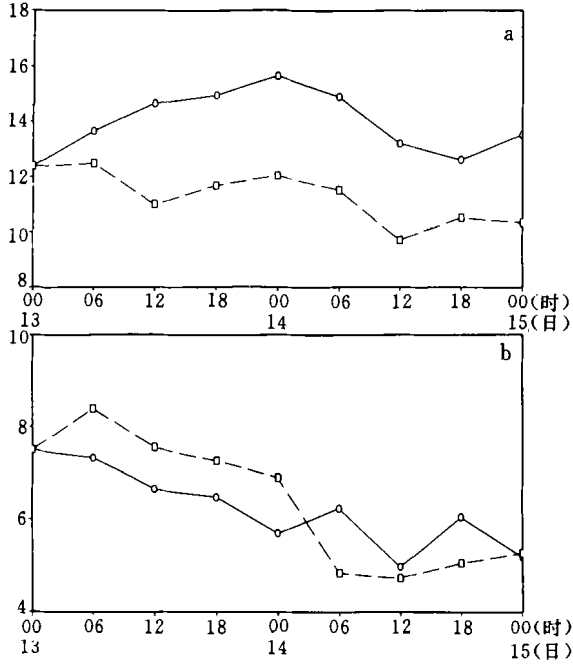


图3 850 hPa 西风急流区平均纬向风(a)和经向风(b)时间变化曲线
(实线为模式预报结果,虚线为实况,单位:m/s)

前 24 h 偏弱,而后 24 h 偏强,相对变差为 13%,但 48 h 模式预报误差不足 0.2 m/s。

同样地分析模式预报 200 hPa 高空急流区(纬向格点为 21~ 50,经向格点为 45~ 64)平均纬向风和经向风后发现,西风平均相对偏差为 3%,北风平均相对偏差为 7%(见图 4a 和 b)。由此可见,模式对高空西风急流和低空西南急流均有较好的模拟能力。另外,模式对 500 hPa 高度场和穿越暴雨中心的经圈环流剖面模拟结果(图略)的分析均表明,控制试验对此次暴雨的模拟是可信的。因此可以认为模式对此次暴雨过程的模拟无论在降水、环流、急流和西太副高等诸方面均为成功的,为开展敏感性试验提供了条件。

4 云迹风资料同化数值模拟结果分析

云迹风在暴雨分析中的应用已引起重视,同时明确指出高空急流(风场)与暴雨发生有密切的关系,并证实高空急流对低空环流和雨带位置均存在重要影响。模式中云迹风的引入可以提高台风路径预报精度^[13],在此开展云迹风资料同化对长江中下游暴雨定量影响的数值模拟试验。

中国国家卫星气象中心提供的 1998 年云迹风资料主要有 5 个层次,覆盖区域范围为 50°S~ 50°N, 90°E~ 170°W,并已通过质量和一致性检验。表 1 给出了 1998 年夏季逐月日平均云迹风在不同层次上的记录数。不难发现,对流层上部云迹风数较多,资料相对密集;对流层低层也有较多的云迹风记录;而在 500 hPa 附近,云迹风资料相对较少。云迹风能很好地改善高空资料不完整、不准确和不细致的缺陷。

表 1 1998 年夏季逐月日平均云迹风资料数

| 资料日期 | 250 hPa | 300 hPa | 500 hPa | 600 hPa | 850 hPa | 总计 |
|------|---------|---------|---------|---------|---------|------|
| 5月 | 747 | 2002 | 54 | 356 | 657 | 3816 |
| 6月 | 1362 | 1346 | 90 | 323 | 756 | 3877 |
| 7月 | 1433 | 639 | 73 | 341 | 820 | 3306 |
| 8月 | 1348 | 600 | 64 | 289 | 798 | 3099 |

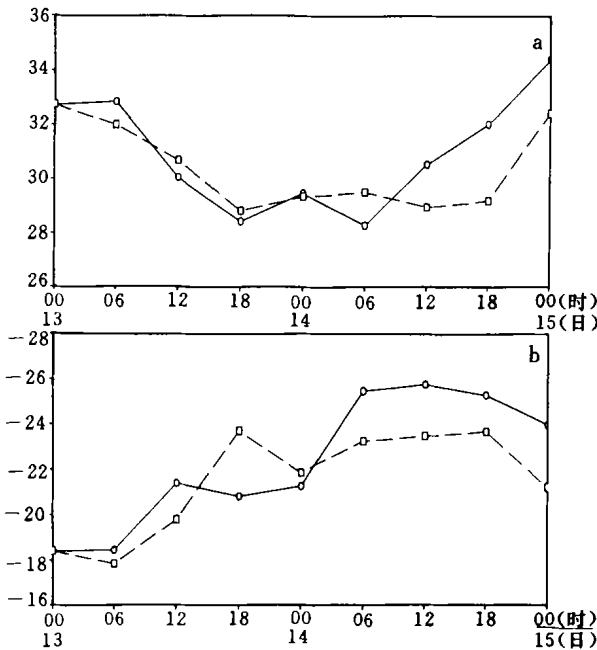


图4 200 hPa 西风急流区平均纬向风(a)和经向风(b)时间变化曲线
(实线为模式预报结果,虚线为实况,单位:m/s)

图 5a, b 分别给出了暴雨阶段高空云迹风场日平均分布特征。由此可见,在 6 月 13 日,南亚高压区表现为反气旋性风场,目标区脊线位置位于 27~ 30°N 附近,在其近赤道一侧为偏东风气流,而近极地一侧为偏西风气流。长江中下游一带存在显著的云迹风发散气流,在散度场上表现出较强的辐散,这

与文献[8]的结论相一致。到 6 月 14 日, 上述发散

气流继续维持, 两者所不同的是此时西风急流右侧

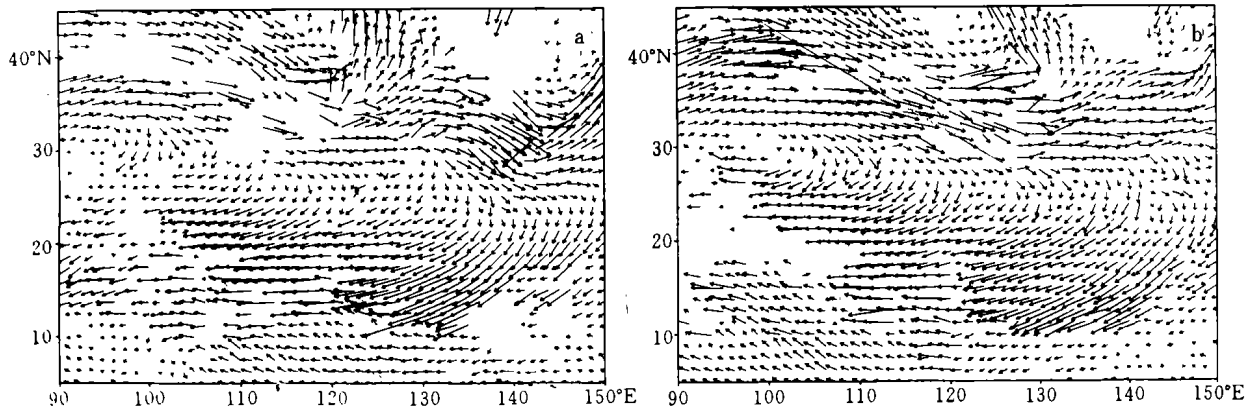


图 5 暴雨日 200 hPa 平均云迹风分布
(a. 6 月 13 日, b. 6 月 14 日)

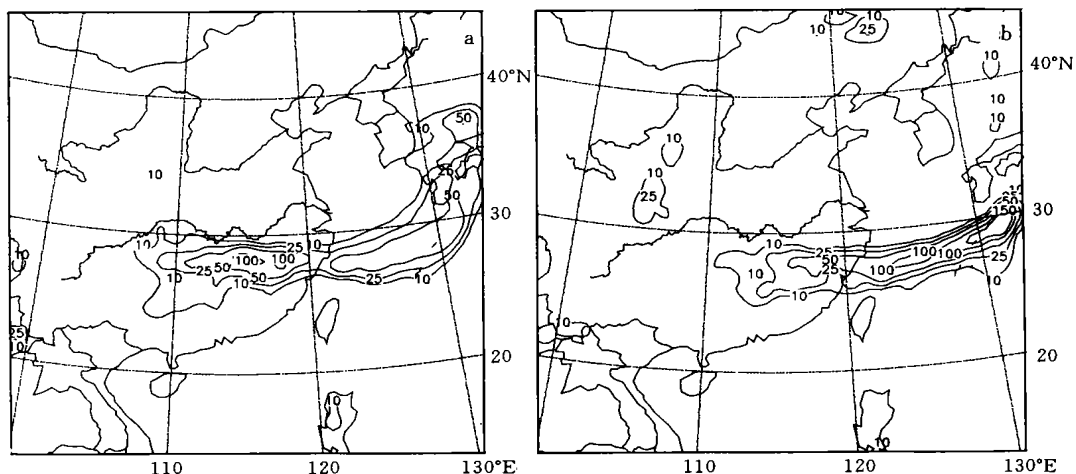


图 6 CMWEXP 模拟的 24 h 降水
(a. 1998 年 6 月 13 日, b. 1998 年 6 月 14 日)

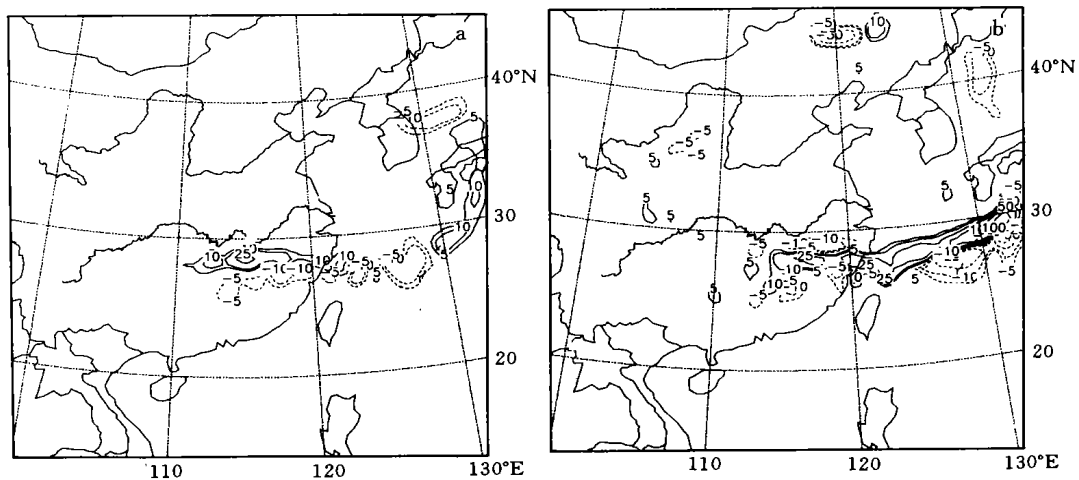


图 7 CMWEXP 与 CTL 模拟的 24 h 降水
(a. 1998 年 6 月 13 日, b. 1998 年 6 月 14 日)

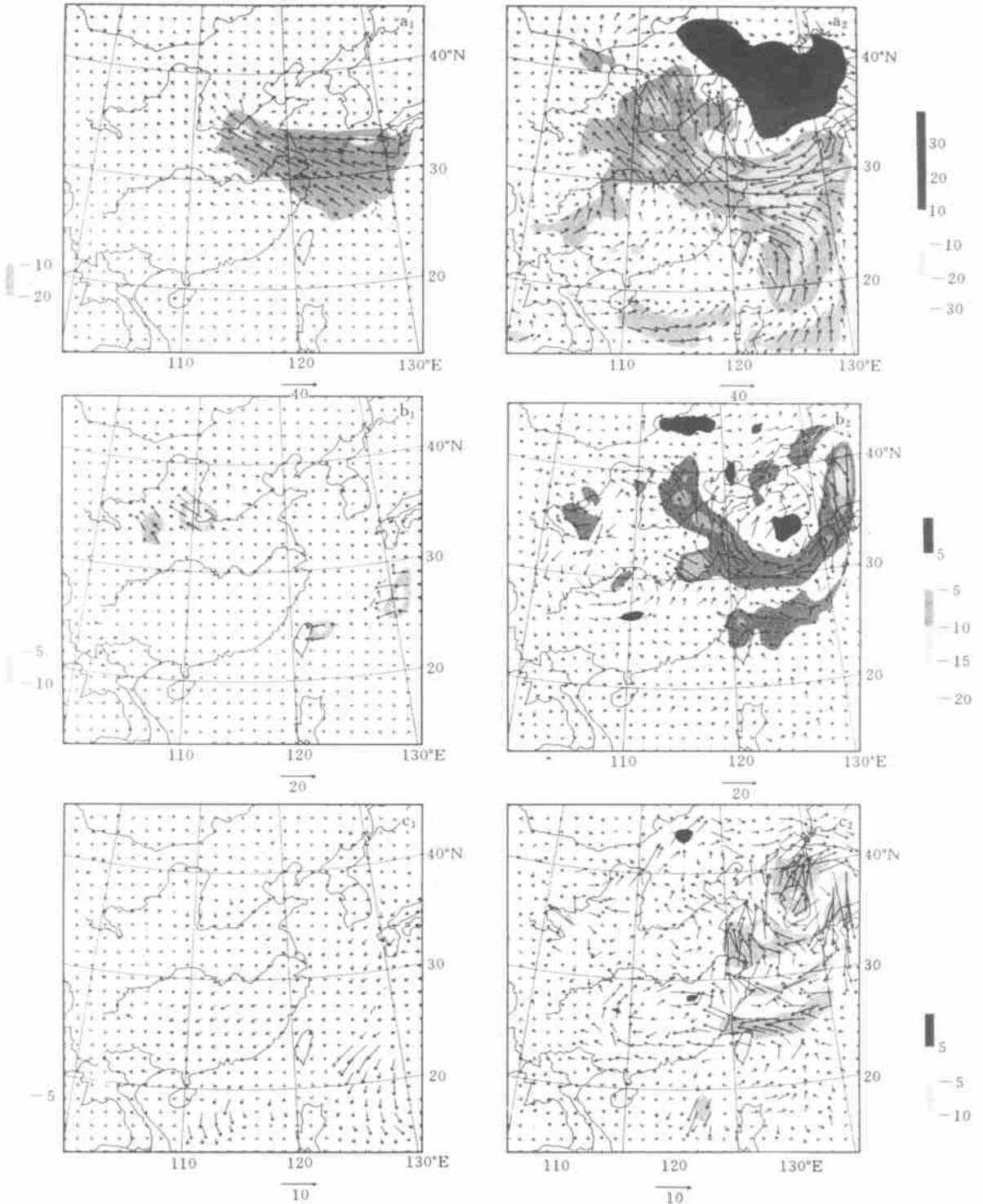


图8 CMWEXP与CTL模拟风矢差及全风速差(阴影区)分布

(a. 200 hPa, b. 500 hPa, c. 850 hPa; $a_1 \sim c_1$ 和 $a_2 \sim c_2$ 中分别表示积分时间 06 h, 24 h)

偏西风及东风急流右侧偏东风分别得到加强。因此,可以推断高空风场与暴雨过程有着相互作用。

模式中云迹风资料逐6 h 间歇性同化并连续积分48 h。图6a给出了CMWEXP模拟的0~24 h(6

月13日)降水场,不难看到,两个100 mm的强中心位于江西境内,雨带呈纬向分布,10 mm的等值线北界在长江以南,与实际对流活动区域(TBB低值区)相一致;图6b为CMWEXP模拟的24~48 h(6月14

日)降水场,主要降水区东移,且位于东海海域,同时长江中下游地区降水强度显著减弱,但长江中下游东部一带有 50 mm 的暴雨中心。CMWEXP 的结果与 CTL 相减后发现,模式中云迹风的使用对研究区域降水强度的预报具有一定的改进作用,使得在前 24 h(图 7a)控制试验雨带北侧降水增强 10~25 mm,能模拟出多个强降水中心,总的强降水带北移,从而与实际结果更加接近;同样地,在后 24 h(图 7b),模式最大降水区较控制试验要增大 5~25 mm,在雨带南北两侧稍有减弱,降水相对集中。

图 8a1~c1 分别给出了模式积分 6 h 后对流层不同层次 CMWEXP 与控制试验风场差值场。不难看到,在 200 hPa 西风急流区右侧的前方出现较大范围的全风速差的负值区,由风矢差值特征可知东南风增强,也即实际情况中的西北风减弱,修正了西风急流的强度,而云迹风对模式其它区域风场的改变较小。在 500 hPa 云迹风的修正作用不明显,仅在局地区域也出现 -15 m/s 的全风速差值中心,显然这种差异与实际风场的观测精度有关。同样在 850 hPa 上热带、副热带高压区出现气旋性风矢,其

作用削弱副高反气旋性环流,但云迹风资料同化对中高纬西风气流的影响不大。

当模式积分 24 h 后,高低空风场结构发生很大的变化(见图 8a1~c1),200 hPa 西风带槽区风速增大,而中纬度西风急流及其前沿区域西风减弱,与此同时,热带地区南海北部东风也有减弱。在 500 hPa 和 850 hPa 对流层中低层,中国东海附近海域出现反气旋性差值环流,中纬度西风强度减弱。由此可见,云迹风资料的使用,能够有效地改进西风急流前沿风场分布,通过模式积分可以影响低层环流特征。

图 9a, b 分别给出了 CMWEXP 数值试验积分 24 h 后高、低空流场及垂直速度的分布。可以清楚地看到,在 200 hPa 长江以南的纬向带上,出现多个中小尺度的强上升运动中心,且与实际雨带上的多个强对流活动中心相对应。在 850 hPa 上也有多个纬向分布的强上升运动中心,雨带的南侧为一致的暖湿西南气流,雨带的北侧为冷的偏北气流。同时,结合水汽通量输送(图略)的分析,认为暴雨区水汽经向输送在 850 hPa 上表现得较为明显。

综上所述结果,可以相信模式中云迹风的同化

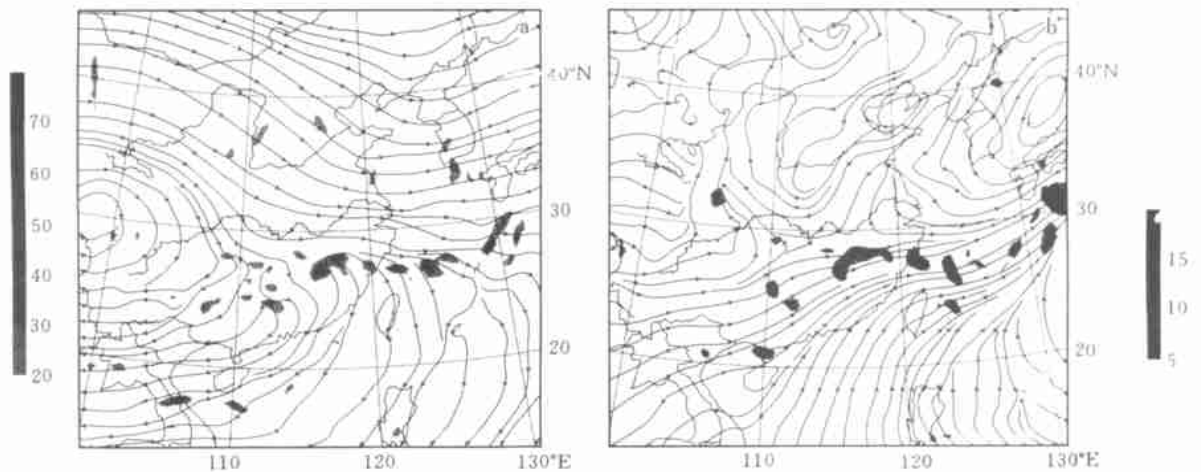


图 9 CMWEXP 24 h 流场及垂直速度(阴影区,单位: cm/s)分布

(a. 200 hPa, b. 850 hPa)

能改善对高空环流场的描述,从而引起低空环流的改变,最终有效地提高降水预报质量。

5 主要结论

文中利用中尺度模式对 1998 年 6 月长江中下游一次暴雨强降水进行数值模拟研究及云迹风资料同化试验,可以得到以下主要结论:

(1) 控制试验能有效地模拟高低空环流及急流强度、位置和变化趋势,对暴雨强度及雨带分布和副热带高压位置等有较好的模拟能力。

(2) 与控制试验相对照,高空云迹风资料同化试验结果显示,它能改善高空风场质量,改正了控制试验中模式高空风场对中纬度高空西风急流前沿西风强度的描述,使得暴雨区中心强度增大 10~25

mm, 对6月13日的模拟得到2个100 mm以上的强降水中心, 与实际降水分布更加接近。因此, 在暴雨预报业务和科研中, 改善高空风场对提高降水预报质量是一个有效途径, 值得进一步尝试。

致谢: 中国国家卫星气象中心许健民院士、南京大学大气科学系钟中博士后在卫星云迹风资料、中尺度模式分析应用方面给予本文第一作者很大的帮助, 在此深表感谢!

参考文献

- 1 丁一汇. 中国的夏季风降雨及其区域特征. 见: 何金海, 丁一汇, 陈隆勋编. 亚洲季风. 北京: 北京气象出版社, 1994. 76~ 83
- 2 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
- 3 中国科学院大气物理研究所. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 505pp
- 4 李泽椿, 闫之辉, 王建捷等. 暴雨业务数值预报发展中有关问题的探讨. 北京: 气象出版社, 暴雨·灾害(一), 1997. 1~ 7
- 5 Zhao S, Sun J. Report on the real time prediction of precipitation in China using the improved regional NWP model. Beijing, Proc. of IEAS '9&I WGIS '97, 1997, 993~ 1000
- 6 崔波, 王建捷, 郭肖容. MM5 在国家气象中心 CRAY - C92 的实时预报试验. 应用气象学报, 1999, 10(2): 129~ 140
- 7 陈受钧. 梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合——数值试验. 气象学报, 1989, 47(1): 8~ 15
- 8 斯公望, 杜立群. 南亚高压北缘的高空气流发散与梅雨锋暴雨发展的关系. 杭州大学学报, 1987, 14(2): 233~ 244
- 9 Purdum J W, Vonder T H. Diagnosing the severe thunderstorm environment by mesoscale cloud tracking: A new approach and new information. Amer Meteor Soc, Boston, Proc. of the conf. on satellite remote sensing and application, 1984, 100~ 105
- 10 Petersen W A, Carey L D, Rutledge S A, et al. Mesoscale and radar observations of the Fort Collins flash flood of 28 July 1997. Bull Amer Meteor Soc, 1999, 80(2): 190~ 216
- 11 许健民, 张其松, 王大昌等. 云迹风计算中的两个几何问题. 应用气象学报, 1997, 8(1): 11~ 18
- 12 许健民, 张其松, 方翔. 用红外和水汽两个通道的卫星测值指定云迹风的高度. 气象学报, 1997, 55(4): 408~ 417
- 13 张守峰, 王诗文. 应用卫星云导风进行台风路径预报试验. 热带气象学报, 1999, 15(4): 347~ 355

NUMERICAL SIMULATION OF CMWDA WITH IT'S IMPACTING ON TORRENTIAL RAIN FORECAST

Zhou Bing

(*IASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Xu Haiming

(*Department of Atmospheric Science, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Wu Guoxiong

(*IASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

He Jinhai

(*Department of Atmospheric Science, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract

In the context of MM5, this paper investigates the numerical simulation of cloud motion wind data assimilation (CMWDA) with its impacting on a torrential rain over low-mid Yangtze reaches in 1998. Evidence suggests that CMWDA can availablely modify the zonal wind intensity in front of high level jet, and it have an obvious improvement on quality of upper wind. In such a way as to get more accrate precipitation field. There is no doubt that the use of cloud motion wind data is an important approach to enhance the rainfall forecast in operation and research work.

Key words: Cloud motion wind, Data assimilation, Torrential rain forecast, Numerical simulation.