一次冷涡暴雨的中尺度对流云团分析及数值模拟研究

王莉萍[1,2] 沈桐立[1] 崔晓东[2] 张素美[2]

(1 南京信息工程大学大气科学系 , 南京 210044 ; 2 河北省衡水市气象局 , 衡水 053000)

摘要 利用 MM5 模式对 2000 年 8 月发生在河北省的一次暴雨过程进行了模拟 ,发现本次过程是由蒙古东部的低涡与副热带高压共同作用形成的 ,而局地大暴雨的直接原因是中尺度对流云团的作用 。中尺度对流云团形成前期有一个能量急剧积累的过程 。通过改变地形 、低层东南风大小的敏感性试验 ,发现这次暴雨虽然发生在河北东部 ,但华北西部 、北部的地形对暴雨影响很大 :当降低地形高度后 ,雨区的位置和强度都发生变化 ;减弱低层东南风后 ,蒙古东部冷涡的强度和移动速度都有不同程度的改变 ,并且层次越低影响越明显 。

关键词 冷涡 暴雨 中尺度系统 数值模拟

引言

河北省复杂的地理条件造成气候及其地理分布也十分复杂[1] 。河北省的暴雨除受一定的大气环流影响外 ,也因其特殊的地形而具有发生频数少 、突发性和局地性强等特性 ,短时降水强度有时在我国大陆上都罕见 。暴雨的发生往往离不开中小尺度天气系统的影响[2~4] 。中国暴雨的研究重点由天气尺度转向中尺度 ,开始于 1975 年 8 月河南大暴雨发生后 ,而计算机的飞速发展使得通过数值模拟来研究中尺度对流系统发生发展机制成为可能 ,程麟生等[5~7]从不同的角度进行了研究 ,并且取得了一定的成果 。本文对一次低涡暴雨过程中的中尺度对流云团进行了分析及数值模拟研究 ,旨在寻找造成这次暴雨过程的主要原因 。

1 暴雨过程简介

2000 年 8 月 8 ~ 9 日受蒙古东部低涡和副热带高压共同影响 ,河北省发生了大范围暴雨天气 ,强降水时段主要在 8 日傍晚到夜间 ,8 日 00 :00(世界时 , 下同) 到 9 日 00 :00 全省有 19 个站降大雨 ,22 个站出现暴雨 ,13 个站出现大暴雨 ,最大雨量 278 .9 mm 出现在景县 ,达到特大暴雨 ,泊头雨量为 244 .9 mm 。强降水中心位于河北省的东部 ,具体雨量分布见图 1 。

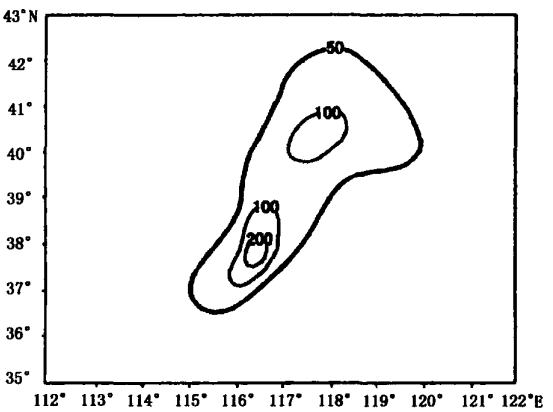


图 1 2000 年 8 月 8 日 00 :00 至 9 日 00 :00 雨量实况(mm)

1 .1 环流形势特点

8 月 8 日 00 :00 ,500 hPa 以北纬 45°东经 107°为中心有一低涡 ,105° ~ 110° E 、35° ~ 45° N 为低槽 ,东亚副热带高压呈块状 ,中心位于北纬 33° ,东经 117° ,588 线在华北平原南部到达 37° N 。副高外围以及低涡槽前形成西南风大风速带 ,最大风速达 20

国家自然科学基金项目(40075023) 资助

作者简介 :王莉萍 ,女 ,1971 年生 ,学士 ,工程师 ,主要从事短期预报工作 , Email :cdwp5461 @sohu .com

收稿日期 :2004 年 12 月 24 日 ;定稿日期 :2005 年 7 月 26 日

m/s(邢台站) ,已经达到急流程度。700 hPa 与 850 hPa 天气形势一致 ,低涡中心略偏北 ,从低涡中心向南经山西 、陕西南部到四川盆地伸出一深槽 ,槽前为 S W—S 暖湿气流 ,槽区风速 、风向辐合明显 ,朝鲜半岛到我国东南沿海地区为 NE—S W 向的高压带。在海上冲绳一带 2000 年第 8 号台风正在向西北方向移动。地面上 ,太行山区有一条南北向的冷锋东移 ,海平面气压场东高西低 ,河北省大部分地区为偏东风或东南风。3 层的形势场分布均为东高西低 ,对上游天气系统的东移起到了阻挡作用 ,使得系统东移速度减慢 ,利于高空暖湿气流所携带的水汽和能量在未来暴雨区堆积。8 日 12 :00 ,500 、700 、850 hPa 低涡位置基本未动 ,强度增加 ,低涡底部的低槽携带冷空气东移 ;500 hPa 副热带高压缓慢东撤 ,并且和大陆高压打通 ,外围的西南气流加强 ,高空低涡槽内的冷空气的入侵 ,使得未来暴雨区大气的层结不稳定性增大 ;地面上在最大降水中心附近形成新的气旋性环流 ,低层辐合加强。

1 .2　卫星云图特征

从 8 日 08 :00 开始在河北省南部(36 .5° N ,115° E) 有中小尺度云团生成(图 2a 中箭头所指) 。当中小尺度系统生成后 ,一般沿对流层中层的气流移动[8] ,因此对流云团在高空西南气流的引导下 ,向东北方向移动并不断发展。由于副高阻挡 ,强对流云团较长时间的影响河北东部以及东南部地区 ,造成大范围暴雨天气和个别地点的大暴雨。下面从云顶亮温(TBB) 着手 ,追踪暴雨中尺度对流云团的演变。

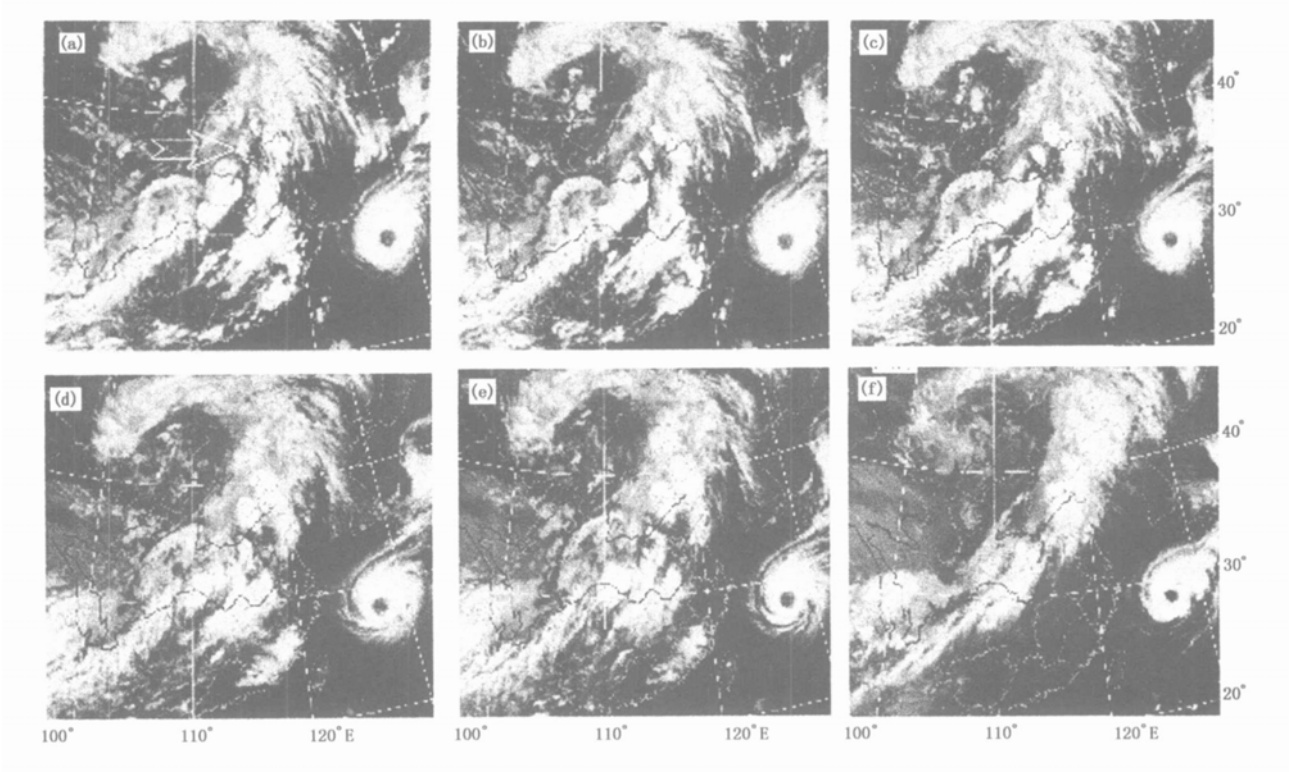


图 2　2000 年 8 月 8 日卫星云图

(a ~ f 分别为 08 :00 、09 :00 、10 :00 、12 :00 、13 :00 、20 :00 红外卫星云图)

从景县站逐时自记降水记录看(图 3) ,降水的主要时段集中在 8 日 14 :00 ~ 19 :00 ,即对流云团在大暴雨区上空发展 、维持之时 ,这可以从云顶亮温的变化反映出来。8 日 07 :00 TBB 最低温度为 - 48 .7 ℃ ,08 :00 TBB迅速降低 ,已经达到 - 73 .3 ℃ ,到 12 :00 ,大暴雨区的 TBB 已到 - 75 .0 ℃ ,说明对流发展极为旺盛 ,13 :00 后 ,中尺度对流云团缓慢东移 ,到 20 :00 后逐渐移出暴雨区 ,但 20 :00 后降水又出现一个小峰值区 ,这与凝结潜热的释放使得对流加强有一定的关系。

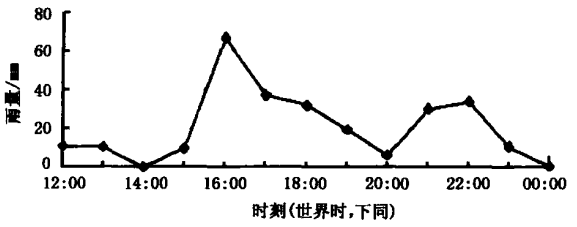


图 3 2000 年 8 月 8 日 12 :00 至 9 日 00 :00 景县站逐时自记降水量

2 数值模拟研究

本文利用 MM5 数值模拟模式,采用双向嵌套网格系统,母域中心定于(44° N,122° E) ,子域 以母域(8 ,9) 点为起始点,格点数均为 61 × 61 ,粗细网格的格局分别为 45 km 和 15 km。使用资料包括国家气象中心资料要素库中的实时探空资料和地面观测资料,由国家自然科学基金会地学部南京气象学院大气资料服务中心提供的 NCEP/ NCAR 一日 4 次 2000 年等压面温度、位势高度、风的 u、v 分量、相对 湿度资料。实时探空资料的时间间隔是12 h,实时地面观测资料和 NCEP/ NCAR 资料的时间间隔是 6 h。以 NCEP/ NCAR 资料场作为第一初估值,通过 Cressman 客观分析方法进行再分析,最后的客观分析场产生初值。采用张弛逼近方案,将模式预报场向 6 h 间隔的客观分析场逼近。行星边界层物理过程采用 Blackdar 高分辨率 PBL 参数化。云和降水物理过程对可分辨尺度降水采用显式方案;次网格尺度对流采用 Anthes-Kuo 方案。模拟时间为 24 h(2000 年 8 月 8 日 00 :00 到 9 日 00 :00) 。

2 .1 模拟结果检验

为检验模拟结果,图 4 给出了 2000 年 8 月 8 日 00 :00 到 9 日 00 :00 模拟雨量场和 8 日 12 :00 的模拟涡度场。

对比模拟雨量场(图 4a) 和实况场(图 1) 发现: 模拟雨量场雨带形状及走向与实况相符,模拟出两个 100 mm 的中心带 ,最大雨量中心 251 mm,比实况偏小 ,整个雨带位置略偏西。涡度场的模拟情况相似(图 4b) 。模拟效果基本理想。在此基础上,下面对中尺度对流云团进行分析。

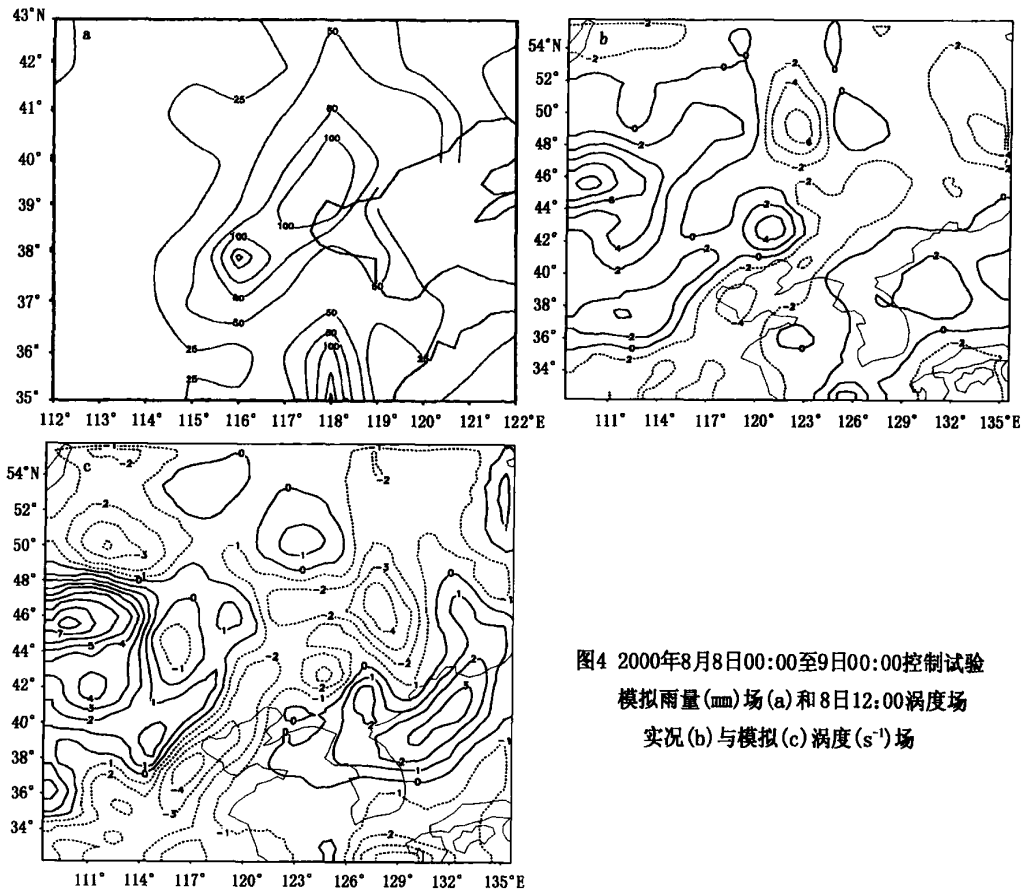


图4 2000年8月8日00:00至9日00:00控制试验模拟雨量(mm)场(a)和8日12:00涡度场实况(b)与模拟(c)涡度(s^{-1})场

2 .2　中尺度对流云团的形成

由图 5 可以看出 ,从 8 日 12 :00 到 20 :00 降水强度明显增强 ,由 20 mm 以上增加到约 170 mm ,该时段降水量约占总降水量的 60 % ,而这一段正是中小尺度对流云团控制暴雨区上空的时间 ,所以说中小尺度系统是造成个别地点特大暴雨的主要原因。

(1) 低层风场(925 hPa) 风向 、风速的辐合

8 日 12 :00 ,925 hPa 在和暴雨云团相应的位置上 ,出现了西南风和东南风的辐合。由图 6 发现 8 日 10 :00 以前 ,在中尺度暴雨云团的左右两侧存在明显的正 、负 u 分量带 ,中尺度对流云团诞生在最大西风风速为 4 m/ s ,最大东风风速为 7 m/ s 的两中心之间 ,这表明风向风速的辐合对于暴雨云团的生成是非常有利的条件。

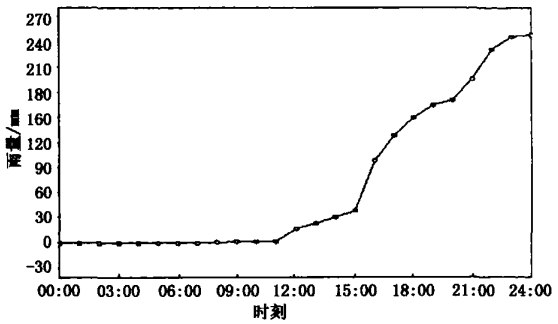


图 5　降水中心附近(38° N ,116° E) 模式 1 h 输出一次的累积雨量

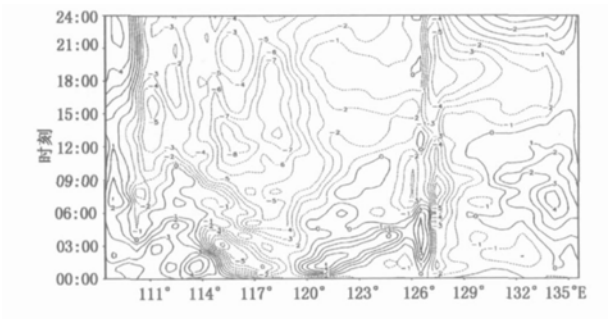


图 6　2000 年 8 月 8 日 925 hPa 风的 u 分量沿 36. 5° N 的时间序列图

(2) 气温和湿度的跃增

8 日 01 :00 时左右开始 1000 hPa 的温度开始急剧增加 ,07 :00 增加到 302 K 左右 ,07 :00 ~ 09 :00 仍呈现缓慢增长的趋势(图 7a) ;在比湿时间序列图(图 7b) 上表现为 05 :00 到 09 :00 比湿大幅度增加 ,09 :00 达到 0 .019 g/ g 的高峰值 ;这表明暴雨云团生成前具有能量快速积累的过程。

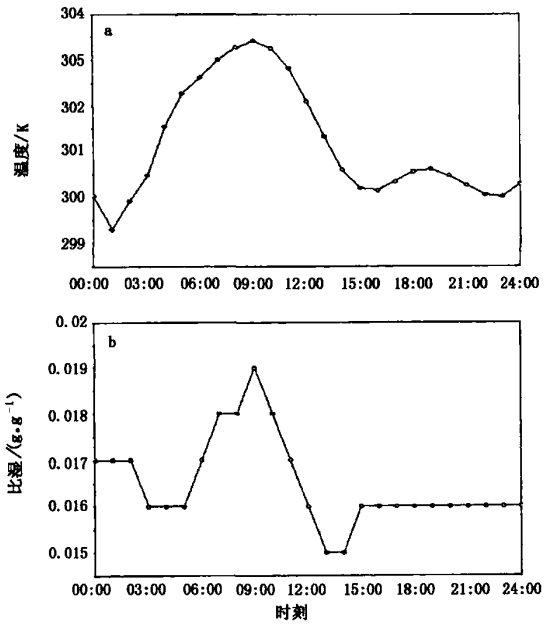


图 7　2000 年 8 月 8 日穿过中尺度云团生成区域(36 .5° N ,115° E) 的气温(a) 和比湿(b) 时间序列图

(3) 层结不稳定的长时间维持

将 850 hPa 与 500 hPa 的假相当位温之差称为对流性稳定度指数(以下简称 I_c 指数) ,其负值越小说明空气越不稳定。沿 36 .5° N 作 I_c 指数时间序列图(图 8a) ,发现暴雨云团生成区域附近(114° E ~ 116° E) 从 8 日 00 :00 到 08 :00 大气稳定度指数为负值 ,随云团的东移 ,大气仍处于弱的不稳定状态。因此说大气层结不稳定的长时间维持利于中尺度对流云团的生成和维持。

(4) 强的上升运动

从 8 日 06 :00 以后垂直上升运动快速增长 ,到 08 :00 左右 ,在对流层中低层垂直上升运动最强(图 8b) ,因此说中尺度对流云团的生成和强烈的上升运动是分不开的。强的上升运动利于水汽在垂直方向的输送 ,也有利于低层辐合的加强 ,从而促进对流云团的发展。

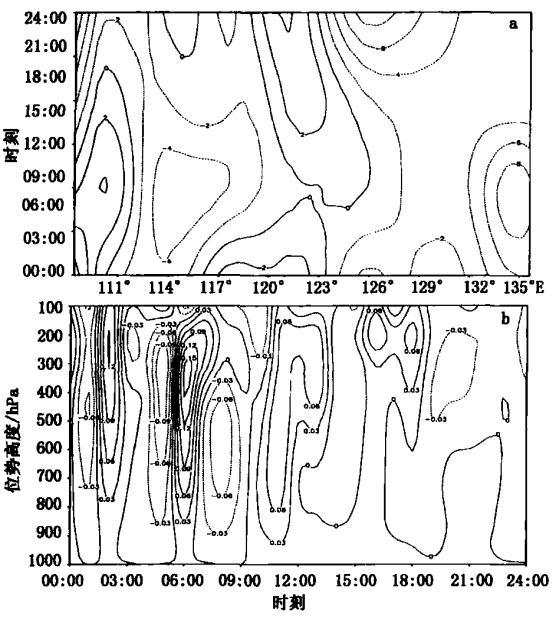


图 8 对流性稳定度指数(K) 沿 36 .5° N 的时间序列(a) 和中尺度云团生成区域(36 .5° N ,115° E) 垂直速度(hPa/ s) 时空分布(b)

2 .3 敏感性试验

2 .3 .1 敏感性试验设计方案(表 1)

表 1 敏感性试验设计方案

试验名称	试验方案
A	降低太行山和燕山的地形高度 : 将地形高度降为原地形高度的 40 %
B	减小 925 hPa 及以下层次的东南风 : 将 45° N 以南 ,117° E 以东的东南风 风速减为原来的 1/ 2

2 .3 .2 削减地形试验(A)

削减地形后 ,对暴雨落区与强度以及低层风场和天气系统产生了影响。

(1) 暴雨落区和强度

降低太行山和燕山的地形高度后 ,雨带形状变化不大 ,但暴雨的范围及雨量中心大小变化显著 ,暴雨区范围缩小 ,最大中心雨量减小 ,只有 161 mm。暴雨落区也发生了明显变化 位置明显偏西(图 9) 。可见地形对这次暴雨过程的暴雨落区影响很大 ,对暴雨的增幅作用明显。

(2) 低层偏东风和天气影响系统

在本次暴雨过程中 ,低层的东南风起到了举足轻重的作用 ,一方面 ,它从海上给暴雨区带来暴雨过程所需的大量的水汽 ,此外它还与太行山的迎风坡作用 ,加强上升运动 ,同时 ,东风气流本身形成倒“ V”式的东风扰动流场。

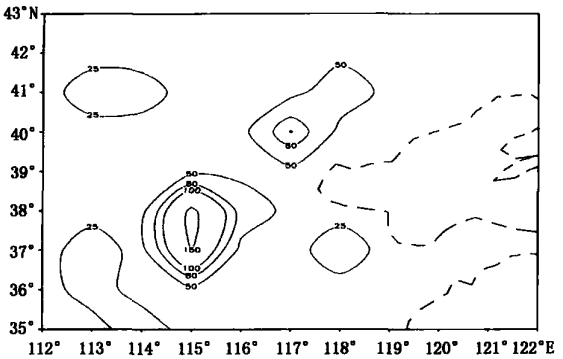


图 9 2000 年 8 月 8 日 00 :00 至 9 日 00 :00 试验 A 模拟雨量(mm) 场

削减地形以后 ,低层的偏东风明显加强 ,这本来是有利于河北省的降水 ,但是由于低层偏东风加强后 ,风的辐合偏西 ,再加上地形抬升作用减弱 ,上升运动减弱 ,所以降水反而减少。8 日 12 :00 925 hPa 暴雨区上空存在的西南风和东南风的辐合消失(图 10) 。模拟风场中在北纬 45° 东经 113° 附近出现了明显的气旋性环流 ,此位置和蒙古东部冷涡的位置相当 ,也就是说 ,模拟场中低涡的移动速度比实际情况要快 ,即山脉对低层西来天气系统的东移有阻挡作用。

削减地形以后 ,500 hPa 蒙古东部低涡以及低涡槽移动速度也是加快的 ,但是相对于低层来说变化幅度要小一些。太行山的高度并不高 ,最高高度也不超过 2000 m ,却对 500 hPa 高空的系统起到阻挡作用 ,这是由于空气的连续性和高低层系统的耦合引起的。

2 .3 .3 减弱低层的东南风试验(B)

减弱低层的东南风后 ,暴雨带由东北西南向变为近似南北向 ,位置明显偏东 ,中心雨量明显偏小 ,最大中心雨量 113 mm ,可见减弱低层东南风对暴雨的落区及强度的变化影响更大一些(图 11) 。

(1) 副热带高压位置 、强度变化

低层东南风减弱后 ,积分 12 h ,副热带高压外围的西南风经向度明显减小 ,且副热带高压的位置偏东(图略) ,这也是暴雨雨带位置偏东的原因之一。

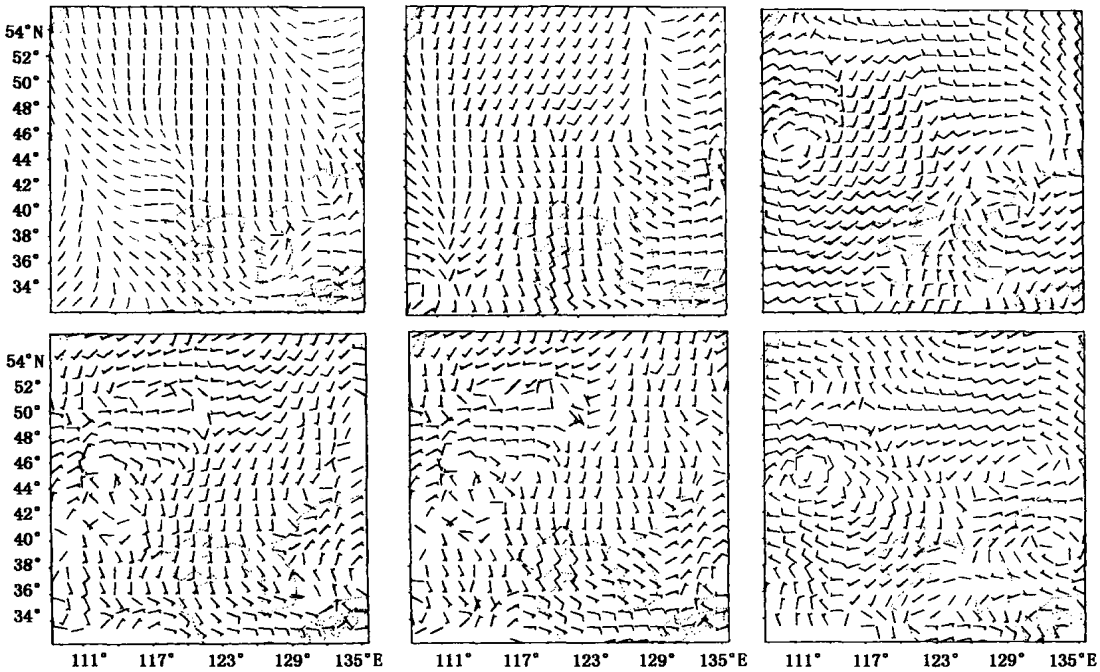


图 10　2000 年 8 月 8 日 12:00 模拟风场

(由左到右依次为 1000、925、500 hPa 风场,上为控制试验,下为试验 A)

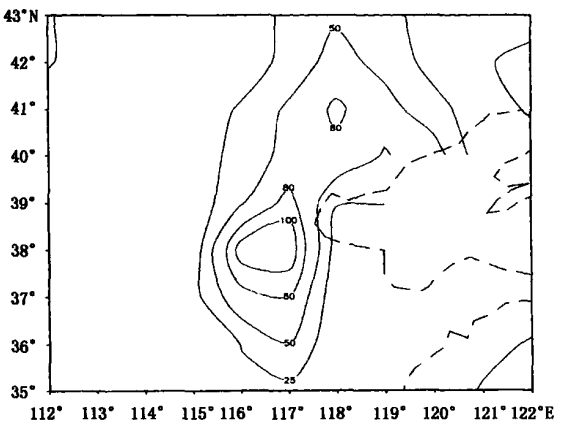


图 11　2000 年 8 月 8 日 00:00 至 9 日 00:00
试验 B 模拟雨量(mm)场

(2) 蒙古东部低涡的变化

由试验 B 模拟风场 (图 12) 可以看出:低层东南风改变后,对 500 hPa 低涡的位置基本没什么影响,但是由低涡伸出的低槽切变线减弱,且东移速度加快,由低涡向东伸出的暖式切变线向东扩展。700 hPa 低涡及低涡切变线强度略有减弱,东移南压速度偏快。850 hPa 低涡几乎消失。低涡减弱东移南压速度加快以及高度越低变化越明显的根本原因,都和东南风减弱后所引起的副热带高压的强度和位置发生改变有关。副热带高压减弱后,其本身对上游影响系统的阻挡作用减弱;另一个原因就是副热带高强度减弱后,不利于低涡内的冷空气堆积,从而影响低涡的维持和发展,导致低涡的减弱甚至消失,而减弱的系统本身就比深厚的系统移速要快;对于不同层次变化不一,可以解释为我们只是削减了 925 hPa 以下层次的东南风,且范围小,较高层次的大气对其响应不如低层明显。

3　结论

(1) 大尺度环流稳定背景下,在副高外围的西南气流里,有中小尺度对流云团生成,是造成个别地点出现特大暴雨的主要原因。

(2) 副热带高压对蒙古东部的低涡的移动速度和发展变化有重要的影响。

(3) 中尺度对流云团和 925 hPa 东南风与西南风风向风速的辐合、当地低层高温高湿环境、短时间内不稳定能量的快速积累、大气层结不稳定以及垂直上升运动的快速增强有密切的关系。

(4) 地形高度降低后,暴雨落区和强度发生变化,蒙古东部冷涡及低涡切变线的东移速度加快。

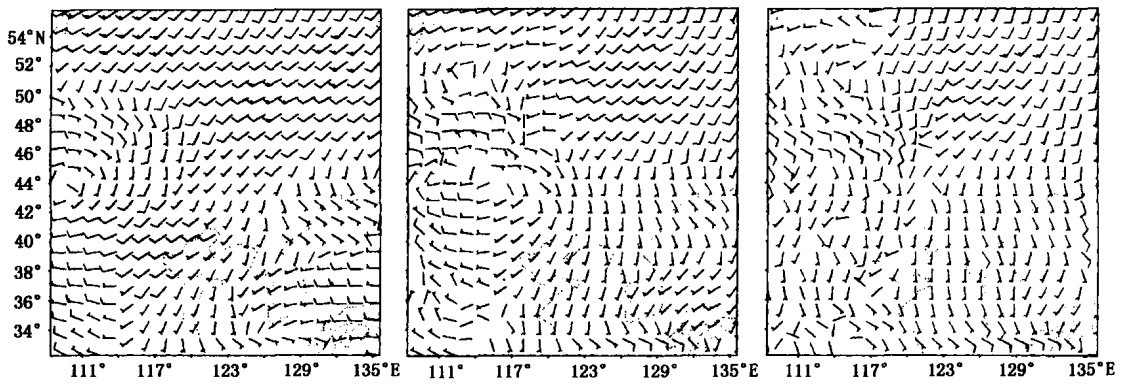


图 12 2002 年 8 月 8 日 12:00 试验 B 模拟风场

(从左到右分别为 500 、700 、850 hPa 模拟风场)

(5) 改变初始时刻低层东南风,暴雨强度、副热带高压的强度和位置有明显的变化,蒙古东部冷涡的强度和东移速度也发生了很大的变化,并且低层大气对东南风变化的反应要比中高层大气明显。

致谢:本文数值模拟所用的 NCEP 资料由国家自然科学基金会地球科学部南京信息工程大学大气资料服务中心提供,在此表示感谢!

参考文献

[1] 河北省气象局.河北省天气预报手册[M].北京:气象出版社,1987.12-13.

[2] 王鹏云,李泽椿.灾害天气和中尺度气象学研究[J].气象科技,2001,29(1):10-14.

[3] 于希里,闫丽凤.山东半岛北部沿海强对流云团与局地暴雨[J].气象科技,2001,29(1):39-41.

[4] 冯军,樊明,尚学军.甘肃宕昌"5.31"局地特大暴雨[J].气象科技,2001,29(3):封三.

[5] 彭新东,程麟生,马艳."91.7"江淮暴雨低涡发展结构和演变的中尺度数值模拟[J].高原气象,1995,14(3):40-45.

[6] 李小莉.黄河中游一次中层低涡暴雨的中 JJ 尺度数值模拟[J].高原气象,1995,14(3):29-33.

[7] 郑良杰.中尺度天气系统的诊断分析和数值模拟[M].北京:气象出版社,1990.

[8] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,1992.540.

Mesoscale Convective Cloud Cluster Analysis and Numerical Simulation of a Cold-Vortex Heavy Rain Event

Wang Liping[1,2] Shen Tongli[1] Cui Xiaodong[2] Zhang Sumei[2]

(1 Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044;
2 Hengshui Meteorological Bureau, Hebei Province, Hengshui 053000)

Abstract: The MM5 model is used to simulate the heavy rain process occurred in August 2000 in Hebei Province. The results show that the process was caused by a cold vortex over the eastern Mongolia and the subtropical high, and the direct trigger for the local severe heavy rainfall was a mesoscale convective cloud cluster. There was rapid accumulation of energy before the mesoscale system took shape. Sensitive experiments on terrain effect and southeast winds at low levels for the heavy rainfall process are conducted. It is concluded that although the heavy rain occurred in the eastern Hebei Province, this process was greatly affected by the mountains over the west and north parts of North China. When the terrain is removed, the location and intensity of the heavy rainfall change obviously; and when the low-level southeast wind is weakened, the movement speed and intensity of the cold vortex over the eastern Mongolia change in different degrees; and the lower the level is, the more obvious the effect.

Key words: cold vortex, heavy rain, mesoscale system, numerical simulation