2008年8月10日北京地区暴雨过程的诊断分析和数值研究

赵玉春[1,2] 王叶红[1]

(1. 中国气象局武汉暴雨研究所, 430074;2. 武汉中心气象台)

提 要: 利用地面和探空加密资料、FY-2C 黑体辐射亮温(TBB)以及 NCEP 资料,对2008年北京奥运会期间(8月10日)发生的一场区域性暴雨过程进行了初步分析,并利用 WRF 模式(V3.0),针对此次暴雨过程的性质设计了一系列数值试验,探讨了此次暴雨过程数值模拟和预报中模式物理过程的敏感性。结果发现:(1)引发暴雨的中尺度对流系统经历了3个阶段,即低槽云系中零乱弱对流云活动(北京西部山区)、低槽云系中镶嵌的波状对流云团活动(北京中西部地区)以及尺度较大的中β尺度对流云团发生发展阶段(北京中东部地区)。地面中尺度雨团与中尺度对流系统的活动特征一致,即经历了北京西部山区的零乱雨团和中西部地区波状雨团以及中东部地区中β尺度雨团活动阶段。(2)暴雨中尺度对流系统发展前处于高水汽环境、抬升凝结高度低、一定的对流不稳定能量和有利的地面抬升条件,暴雨中尺度对流系统发展过程中有明显的对流不稳定能量积聚与释放和水汽增减过程。(3)暴雨过程中低空急流特征并不明显,暴雨可能主要由对流层低层扰动、近地面冷空气活动、天气尺度强迫以及地形等共同作用引发中尺度对流系统造成。(4)数值试验结果表明,云微物理过程不足以改变强降雨带的模拟,此次暴雨过程成功模拟的关键在于积云对流参数化、边界层、近地面和陆面物理过程的配置是否合适。

关键词: 暴雨 中尺度对流 积云对流参数化 数值试验

引 言

2008年8月10日08时至11日08时(北京时,下同),受低槽层状云系中镶嵌的多个中尺度对流云团的影响,北京及其周边地区发生了一场区域性暴雨天气过程。根据北京市气象局加密观测资料统计发现,24小时降水在50mm以上的自动站有105个,100mm以上的有12个,最大降水量为131.4mm。此时北京奥运会开幕仅两天,这场暴雨导致了奥运会室外项目基本停赛,给奥运会的正常进行和城市交通等带来了严重的负面影响。暴雨发展过程中,斜压系统低层扰动并不强,加之我国东部沿海有热带低压活动影响,给此次暴雨过程预报带来了一定的难度。同时,业务数值预报模式对此次暴雨过程的雨带位置、强度以及强降雨中心位置的预报存在明显的偏差,这更增加了预报难度。这种弱强迫下暴雨形成的主要物理机制和数值模式预报存在明显偏差的主要原因并不清楚,因此有必要对此次暴雨个例进行回顾总结和分析研究。

有关我国北方暴雨的研究,气象学家们从暴雨发生的天气尺度背景[1]、中尺度系统[2-4]、中尺度对流[5-6]以及特殊的地理地形

作用[7-8]等进行了大量诊断分析和数值模拟，取得了许多有意义的研究成果，提高了对北方暴雨形成机理的认识和业务预报能力。本文试图通过观测分析和数值试验，揭示此次暴雨中尺度对流系统的活动特征、形成机制及其在数值模拟中对物理过程的敏感性，加深对此类弱强迫下暴雨天气的认识，为进一步做好暴雨业务预报提供科学的参考和依据。

1　天气背景

2008 年 8 月 10 日 08 时，500hPa 上（图 1a）中高纬地区位势高度场呈“两脊一槽”型，即我国新疆及其以北地区为一高压脊，内蒙古以西至河套地区为一低压槽，河套以北地区形成一闭合的低涡，低涡低槽地区为一东北西南向的正涡度带，西北太平洋副热带高压呈西北—东南向位于朝鲜半岛—日本海及其以南以北地区，我国东部沿海以东地区为一热带低压。低槽云系主要位于槽前西南气流一侧。700hPa 上（图 1b），高度场分布形势与 500hPa 基本一致，但是内蒙古至河套附近的低压低槽略偏东偏南，其正涡度带也略偏东偏南。850hPa 上（图 1c），切变线位于北京以西地区，切变线对应的辐合带也位于这一带，此时辐合带开始影响北京西部山区，北京以南地区的偏南风较弱，无低空急流水汽输送带的建立。海平面气压场上（图 1d），北京以西以北的内蒙古中东部至河套地区为一高压，一个“倒槽”从华南向北一直伸到北京地区，北京位于“倒槽”的顶端，北京地区地面盛行东南风（图略）。从湖北中部、河南中部、河北中南部至北京地区为一大气可降水量高值带，北京地区的可降水量达

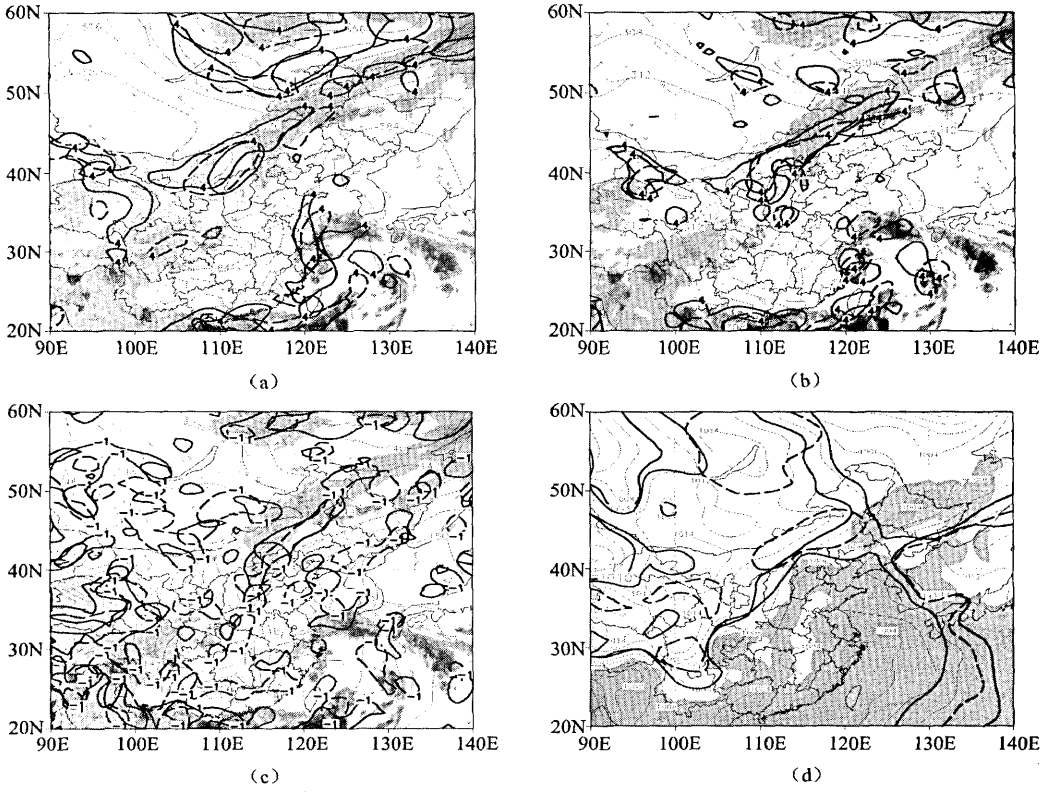


图1　2008年8月10日08时500(a)、700(b)和850hPa(c)位势高度(dgpm，细实线)、风场(m·s^{-1})、T≤-10℃的黑体辐射亮温(阴影)以及海平面气压(d,单位:hPa,细实线)和大气可降水量(mm，阴影)

(a、b/c/d中粗实线、短虚线和点线分别为10日08时、20时和11日08时$4\times10^{-5}s^{-1}$相对涡度/$-1\times10^{-5}s^{-1}$散度/ 010hPa海平面气压特征等值线)

到50mm。

10日20时至11日08时,500和700hPa上中高纬地区位势高度场"两脊一槽"的形势变化不大,内蒙古以西至河套附近的低槽及其对应的正涡度带略有东移。850hPa上,北京以西的切变线和辐合带向东移动影响北京地区,但其东移的幅度并不大,北京本站一直为偏南风。地面天气图上,冷高压主体仍然位于内蒙古中东部地区,但有冷空气扩散南下(1010hPa特征线南压,地面转为偏北风)进入低压倒槽,使得低压倒槽略向东移。上述分析可见,引发北京地区暴雨的主要天气尺度系统是500hPa低槽、850hPa切变线和地面倒槽,它是一个移速缓慢的向西向北倾斜的斜压系统。

2 中尺度分析

2.1 中尺度对流云团

利用逐小时FY-2C卫星探测的黑体辐射亮温(TBB)资料分析发现,中尺度对流系统活动经历了三个阶段:(1)10日08—11时(图2a),低槽层状云系位于北京西部及其以西地区时,有非常弱的中尺度对流系统镶嵌在低槽云系中发展,活动于北京西部山区,此时弱的中尺度对流云团活动并无规律,处于"冒泡"状态,云顶亮温约为-30℃,给北京西部山区带来零散的短时强降水和雷暴天气。(2)10日12—18时(图2b),低槽层状云系进一步逼近北京地区时,从河北中南部至北京中西部地区和河北中北部一带,有类似波状的对流云团发展,对流云团在这一带向东北方向移动和生消,此时对流系统略有增强(云顶亮温约为-35℃),给北京中西部地区及河北北部带来明显的降水和雷暴天气。(3)10日19时至11日08时(图2c、d),低槽云系缓慢东移至北京中东部地区,这期间有两个100~200km的中β尺度对流云团在北京以南地区生成后向东北方向移动、发展、分裂和减弱,此时对流系统进一步增强(云顶亮温约为-45℃),沿途给北京东部地区带来强降水和雷暴天气,北京东部地区的暴雨主要由这两个对流云团活动造成。第一个中β尺度对流云团10日18时生成于北京以南地区(图2b),19时开始影响北京南部地区,之后向东北方向移动,23时对流云团主体移出北京(图2c),该对流云团生命史约8小时。第二个中β尺度对流云团11日00时也生成于北京以南地区(图2d),之后快速增强向东北方向移动影响北京东部地区,04时开始移出北京地区并快速减弱,该对流云团生命史约5小时。值得一提的是,这一对流云团11日05时在天津北部地区激发出一新的中β尺度对流云团,新的云团向东北方向缓慢移动,给河北东北部地区带来强降水和雷暴天气。由此可见,暴雨的形成主要由镶嵌在低槽层状云系中的多个中尺度对流系统活动造成,尽管中尺度对流系统并不很强,伸展高度并不很高(云顶亮温一般约-45℃),但给北京及其周边地区带来了强烈的降水。

2.2 中尺度雨团

利用北京地区加密的地面自动站资料分析逐小时雨量发现,地面存在明显的中尺度雨团活动,且中尺度雨团与中尺度对流系统的活动特征基本类似,也大致可以分为三个阶段:(1)10日09—12时,伴随着零散的弱中尺度对流系统活动,北京西部山区出现零散的中尺度雨团(图3a)。(2)10日13—19时,当波状的对流云团在北京西部山区一带活动时,北京中西部地区有类似波状的中尺度雨团发生发展,这期间雨团的范围和强度逐渐增大增强(图3b)。(3)10日20时至11日08时,当中β尺度对流云团活动时,北京中东部地区出现了3个尺度在100~150km的中β尺度雨团。第一个雨团10日19时生成于北京南部(图3b),之后快速增强并向东北方向移动影响北京中东部地区(图3c),11日01时逐渐移出北京东北部地区,该雨

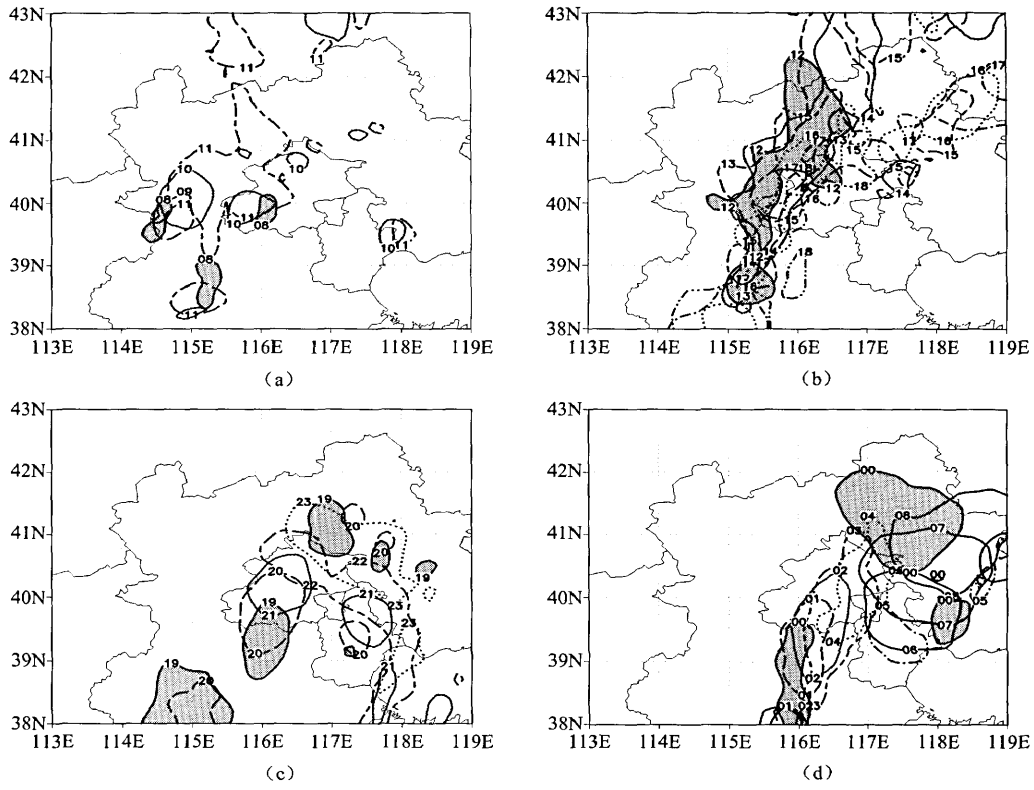


图2　2008年8月10日08—11时(a)、12—18时(b)、19—23时(c)和11日00—08时(d)的TBB分布
图a—d中阴影分别为10日08、12、19时和11日00时$T \leqslant -30$℃的区域，a中等值线为-30℃，
b中为-35℃，c和d中为-40℃，标号为时间，如a中08指10日08时，其它依此类推

团生命史约 7 小时。第二个雨团 11 日 00 时生成于北京以南地区(图 3c),之后向偏东方向移动影响北京东南部地区(图 3d)。第三个雨团 11 日 02 时生成于北京中部地区,之后向东北方向移动影响北京东北部地区(图 3d)。由此可见,在中尺度对流系统的不同发展阶段,地面有中尺度雨团活动并表现出不同的特点。

2.3　中尺度对流环境场

采用2008 年 8 月 9 日 20 时至 11 日 08 时北京探空站加密探空资料计算的物理量(表 1)表明:(1)暴雨发生前(10 日 06 时),对流有效位能有一个明显的积聚过程(10 日 06 时 *CAPE* 为 85.6 J·kg^{-1},10 日 08 时增至 863.0 J·kg^{-1}),而对流抑制能量则明显降低,同时 *K* 指数和 *TT* 指数明显增大(其中 $TT = T_{850} + T_{d850} - 2 \times T_{500}$,见文献[9]),抬升凝结高度明显降低(10 日 06 时为 865.0hPa,10 日 08 时降至 986.0hPa),大气可降水量明显增多,地面湿度明显增大并接近饱和,地面抬升指数降低,即暴雨发生前,无论是水汽场、热力场和对流有效位能都快速地向有利于对流暴雨发生的方向演变。(2)暴雨发生期间(10 日 18 时至 11 日 06 时),对流有效位能似乎有再释放和再积聚的过程(10 日 18 时 *CAPE* 为 0 J·kg^{-1},10 日 20 时增为 135.0 J·kg^{-1},11 日 06 时增为 457.6J·kg^{-1}),*K* 指数和 *TT* 指数有增减过程,大气可降水量、地面湿度场也出现了相应变化,抬升凝结高度变化则不大。(3)暴雨结束后(11 日 08 时),*K* 指数和 *TT* 指数减小,对流有效位能被基本消耗掉,对流抑制能量增大,地面湿度场和大气可降水量明显降低。

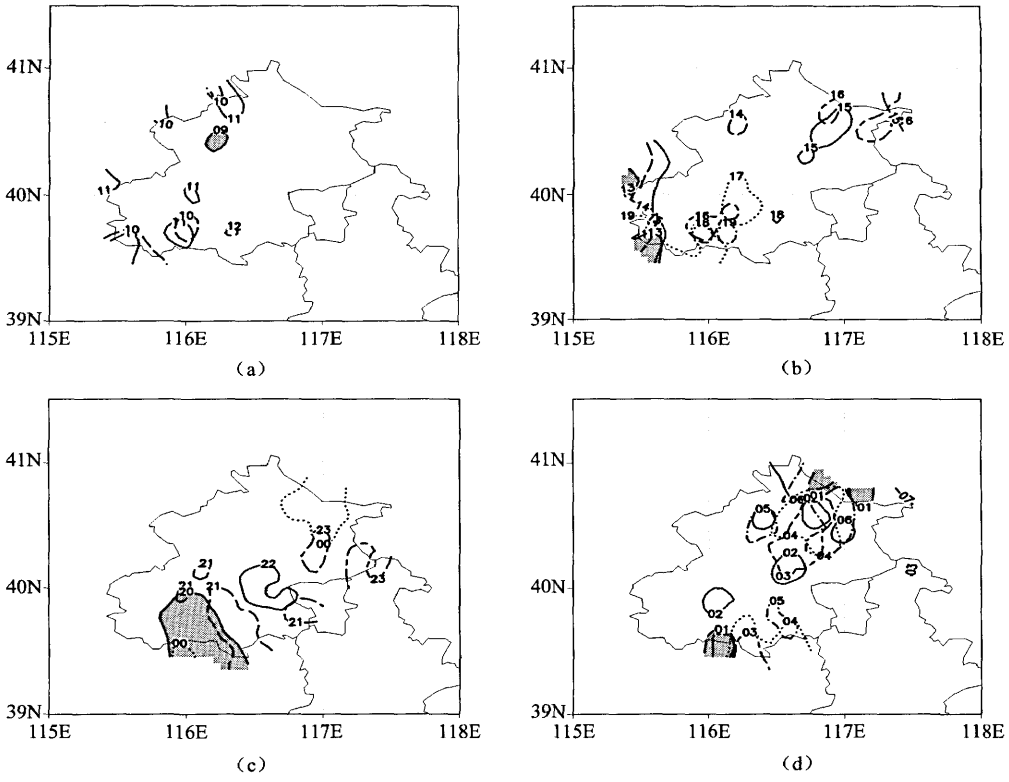


图3 2008年8月10日09—12时(a)13—19时(b)20—11日00时(c)和01—08时(d)的1小时中尺度雨团分布

图a—d中阴影区分别为10日09、13、20和11日01时的1小时降水,等值线为10mm,标号为时间,如a中09为10日09时,09时1小时降水指08—09时累积降水,其它依此类推

由此可见,高水汽环境、低抬升凝结高度、一定的对流有效位能、有利的热力环境场和地面抬升条件是暴雨出现的重要因素;而由多个中尺度对流系统活动引发的暴雨,其高水汽环境、对流有效位能、有利的热力环境场和地面抬升条件可能有多次积聚(建立)和释放(破坏)过程;同时,由于此次暴雨过程没有强的低空急流快速地输送水汽,一次中尺度对流系统活动引发暴雨后,高水汽环境也存在再建立的过程。暴雨发生发展过程中物理量场的这种变化常规探空资料是难以揭示的。

表1 2008年8月9日20时至11日08时北京探空站计算出的物理量

	K/℃	*TT*/℃	*CAPE*/ J·kg^{-1}	*CIN*/ J·kg^{-1}	*LCL*/ hPa	*PW*/ mm	*LI*/ ℃	*Qs*/ g·kg^{-1}	*RHs*/ %
2008-08-09-20	35.0	42.0	20.5	156.0	865.0	44.0	-1.0	15.6	55.0
2008-08-10-06	32.0	42.0	85.6	17.5	865.0	51.4	0.0	14.7	55.0
2008-08-10-08	35.0	47.0	863.0	36.2	986.0	55.9	-3.0	18.8	94.0
2008-08-10-18	28.0	41.0	0.0	0.0	988.0	42.3	2.0	15.6	94.0
2008-08-10-20	39.0	45.0	135.0	109.9	973.0	60.1	1.0	16.6	88.0
2008-08-11-06	29.0	43.0	457.6	8.8	947.0	46.4	-2.0	16.6	78.0
2008-08-11-08	29.0	41.0	4.6	216.4	974.0	48.1	4.0	14.6	88.0

注:其中 *K* 为 *K* 指数,*TT* 为总指数(计算公式见文献9),*CAPE* 为对流有效位能,*CIN* 为对流抑制能量,*LCL* 为抬升凝结高度,*PW* 为大气可降水量,*LI* 为地面抬升指数,*Qs* 为地面比湿,*RHs* 为地面相对湿度

2.4　中尺度对流系统的强迫机制

暴雨主要是由低槽层状云系中镶嵌的中尺度对流系统活动造成的,那么究竟是什么样的热力动力机制触发中尺度对流系统而引发暴雨的呢?初步认为,中尺度对流系统触发的强迫机制可能主要来自于以下几个方面:(1)尽管850hPa切变线没有压过北京本站(北京站未转北风),但切变线附近的辐合区影响了河北中南部、北京及河北中北部地区(图略),因而低层的辐合强迫在对流的形成中起到了重要作用。(2)由于造成暴雨的主要天气尺度系统具有明显的斜压性,天气尺度强迫造成的上升运动可能在中尺度对流系统的形成中也起到了重要作用。利用间隔6小时的NCEP再分析资料计算的暴雨发生发展期间500和850hPa涡度平流差值和850hPa温度平流证实了这一点(图略)。在对流发生的区域,850hPa存在明显的暖平流(最大暖平流达到1.2K/6h),且500和850hPa涡度平流差值为正(最大涡度平流差值为$6\times10^{-5}s^{-1}$/6h)。(3)在暴雨形成初期,北京位于地面"倒槽"的顶部,之后内蒙古中北部至河北西北部一带的地面冷空气扩散南下进入"倒槽",即近地面冷空气的活动在中尺度对流系统的形成中也可能起到了一定作用。(4)北京特殊地形表现为西高东低、北高南低,西部和北部地形最高可达1000m,因此当北京地区盛行偏东/偏南气流时,北京西部/北部地形的强迫抬升和阻滞作用可能触发中尺度对流系统。以往的研究[7-8]也强调了北京特殊地形在暴雨形成中的重要作用。此次暴雨形成初期,近地面盛行东南风(冷空气扩散南下和雷暴天气发生后转为偏北风);同时北京加密探空资料显示,暴雨发生发展期间850hPa盛行东南风,因此地形的强迫抬升或阻滞作用在中尺度对流系统的形成中不可忽视。由于篇幅限制,这里不再深究中尺度对流系统的形成机制,这些可能机制还有待进一步的分析和数值模拟研究加以证实。

3　预报回顾

北京奥运气象服务中心(北京市气象台)对此次降水过程做出了较为准确的预报和优质的气象服务。但从预报技术角度来看,要提前1~2天预报出此次区域性的暴雨过程还有相当的难度。主要难点表现为:(1)此次暴雨过程没有强水汽输送带(低空急流)的建立;(2)500hPa低涡低槽偏西位于河套地区且向东移动缓慢(近于少动),天气尺度系统向西向北倾斜程度大,影响北京及其周边地区的低层扰动和辐合并不强(欧洲和日本的数值预报对这两点皆做出了准确的预报);(3)不同业务数值模式对降水预报的偏差太大。这几点使得预报员直接预报区域性暴雨过程时难以决策。

下面对降水客观预报做一简单的回顾(见表2):9日20时T213、AREM和德国模式12~36小时预报的降雨带偏差一般在100km左右,其中T213预报的降雨带偏东,AREM和德国模式预报的降雨带偏西;日本模式预报的雨带偏差略小(约50km);另外,各业务模式预报的降水量普遍偏小约50~70mm。10日08时T213、AREM和德国模式0~24小时预报的降雨带偏差仍然在100km左右,预报的降水量有所增大;日本模式对北京地区的暴雨落区做出了较好的预报,但预报的降水量仍然明显偏小;WRF-RUC模式对强降雨带的预报也存在明显的偏差。除此之外,各业务模式对河北中南部和中北部的暴雨预报几乎无能为力。由此暴雨个例预报可见一斑,暴雨的强度和落区预报仍然是一个具有挑战的课题。

表2 不同业务数值预报模式的降水预报

模式名称	降水预报描述	
	2008年8月9日20时(12~36h)	2008年8月10日08时(0~24h)
T213	雨带偏东约80~120km,强降水中心(90mm)位于北京以东地区,北京大部地区预报出大—暴雨	雨带偏东约80~120km,强降水中心(140mm)位于北京东南侧,北京大部地区预报出大—暴雨
AREM	雨带偏西约100~150km,强降水中心(50mm)位于北京以西地区,北京西部地区预报出中雨	雨带偏西约50~100km,强降水中心(100mm)位于北京以西地区,北京西部地区预报出暴雨
WRF-RUC	/	雨带偏西约80~120km,强降水中心(140mm)位于河北西南部和河北西北部地区,北京西部地区预报出暴雨
Germany	雨带偏西约100~150km,强降水中心(60mm)位于北京以西地区,北京地区预报出小—中雨	雨带偏西约100~150km,强降水中心(70mm)位于北京以西以北地区,北京地区预报出小—中雨
Japan	雨带偏西约30~50km,强降水中心(80mm)位于北京西北部地区,北京地区预报出大—暴雨	雨带位置与实况大体一致,强降水中心(80mm)位于北京中部地区,北京地区预报出大—暴雨

4 数值试验

根据客观预报的回顾可知,各业务模式对雨带位置和降水量大小的预报都存在明显的偏差,尤其令人遗憾的是,中尺度数值模式AREM和WRF-RUC也没能很好地预报出此次过程。中尺度模式对这种斜压弱扰动引发的中尺度对流暴雨的预报偏差如此大,能否通过调整模式物理过程方案来改善雨带位置和降水强度的预报?下面利用WRF模式,通过一系列数值试验,探讨模式物理过程对此次暴雨过程模拟的敏感性。

4.1 模式简介

利用美国国家环境预报中心(NCEP)和大气研究中心(NCAR)等机构联合开发的天气研究和预报模式(WRF3.0版本)非静力方案,进行数值模拟和数值试验,模式详细说明见WRF模式发布的官方网站(http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide/contents.html)。选取10日08时作为初始时间,利用NCEP1°×1°经纬度的分析场资料初始化后积分24小时,模拟10日08时至11日08时段的强降水过程。模拟采用双向两重嵌套,模拟区域的中心点为(40°N、116°E),母区域网格距为30km,137×125个格点,子区域格距为10km,187×175个格点,地图投影为Lambert投影,垂直方向为σ坐标28层,母区域时间积分步长为150s。试验采取的物理方案如下:长波辐射用RRTM方案,短波辐射用Dudhia方案,其它物理过程根据试验目的进行设置。主要对子区域的降水模拟结果进行分析。

4.2 试验设计

为了探讨不同物理过程在此次对流暴雨数值模拟中的作用,设计了以下几组试验(表3):(1)试验1~7,选用KF(New Eta)积云对流参数化方案、MYJ边界层过程方案、MO(Janjic Eta)近地面物理过程方案和热扩散陆面物理过程方案,选用不同的云微物理过程,以了解云微物理降水过程对降水模拟的影响;(2)试验8~10,云微物理过程用Kessler方案,改变积云对流参数化方案,其它物理过程同试验1~7,了解积云对流参数化过程对降水模拟的影响。(3)试验11,采用YSU边界层过程方案和MO近地面物理过程方案,其它物理过程同试验9,了解边界层物理过程和近地面物理过程的作用;(4)试验12,采用RUC陆面物理过程方案,其它物理过程同试验9,了解陆面物理过程对降水模拟的影响。

表 3　不同物理过程模拟试验中物理过程参数化方案配置

序列号	云微物理过程	积云对流参数化	边界层过程	近地面物理过程	陆面物理过程
试验 1	Kessler 方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 2	Lin 方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 3	WSM3 方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 4	WSM5 方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 5	Ferrier 方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 6	WSM6 霰方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 7	Goddard GCE 方案	KF(New Eta)方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 8	Kessler 方案	BMJ 方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 9	Kessler 方案	Grell-Devenyi 方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 10	Kessler 方案	New Grell 方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	热扩散方案
试验 11	Kessler 方案	Grell-Devenyi 方案	YSU 方案	MO 方案	热扩散方案
试验 12	Kessler 方案	Grell-Devenyi 方案	MYJ 方案	MO(Janjic Eta)方案	RUC 方案

4.3　结果分析

图 4 是试验 1 ~ 7 模拟的 24 小时降水量。由图 4 可见,这些试验模拟的 50mm 雨量等值线没有很大差异,且皆偏西偏北,与实况偏差一般约 100 ~ 150km。这表明当模式积云对流参数化、边界层物理过程、近地面物理过程以及陆面物理过程方案设置后,仅通过改变云微物理过程方案是难以较好地预报此次暴雨过程的,这可能与此次暴雨过程的特殊性有关——暴雨由斜压环境下低层弱扰动引发中尺度对流系统活动造成,也可能与这些云微物理过程方案不能有效地描述这种弱对流系统引发暴雨的主要物理机制有关。

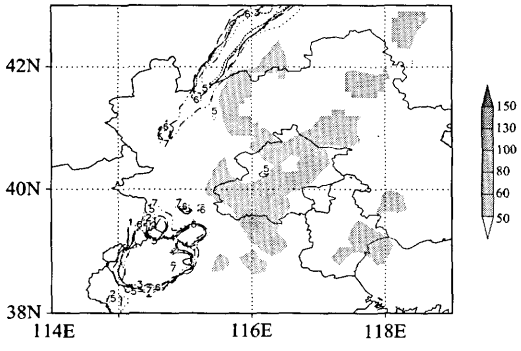


图4　试验1～7模拟的24h降水量
(等值线为模拟的50mm特征线,标号为试验序列号,如1指试验1,其它依此类推,阴影为24h实况降水,单位:mm)

试验 1、8、9 和 10 采用了不同的积云对流参数化方案,其余物理过程相同,由此可以分析积云对流参数化方案在降水模拟中的作用。图 5 分别是试验 1、8、9 和 10 模拟的降雨情况。由图可见,试验 1(图 5a)模拟的强降雨区位于河北西南部,北京地区仅模拟出 20 ~ 40mm 的降水,整个雨带偏西偏北,与实况偏离约 50 ~ 100km。试验 8(图 5b)模拟的雨带很弱,北京地区仅模拟出 20mm 以下的降水,整个雨带偏西偏北约 140 ~ 180km。试验 9(图 5c)则较好地模拟出了北京地区的强降水中心,最大降水量较实况略小,整个雨带与实况偏离并不太大,其中北部雨带与实况偏离很小仅 20 ~ 40km,南部雨带与实况偏离稍大约 50 ~ 80km。试验 10(图 5d)模拟的雨带较试验 9 模拟的雨带偏离稍大,但模拟的强降水中心位于河北西南部,北京地区降水强度较试验 9 略弱。对比发现,试验 9 对此次暴雨过程的模拟最佳。由此可见,积云对流参数化方案改变后,模拟的雨带和强降水中心皆发生了较大的变化,这说明此次暴雨过程的模拟对积云对流参数化方案更为敏感,积云对流参数化方案选择的合适与否是此次暴雨模拟成功的关键因素之一。

边界层、近地面和陆面物理过程对此次暴雨过程模拟有何影响? 对比分析试验 9 和试验 11,可以了解边界层和近地面物理过程在此次暴雨过程中的作用,而对比分析试验 9 和试验 12,则可以了解陆面物理过程对它的影响。分析试验 11(图 5e)模拟的 24 小时

降水分布，可以发现其模拟的雨带位置与试验9(图5c)的差别不大，但模拟的降水强度明显减弱，尤其是北京地区的强降水，降水中心强度从100mm减弱为60mm。试验12(图5f)模拟的雨带与试验9的偏差也不大，但模拟的降水强度也明显减弱。由此可见，边界层、近地面和陆面物理过程对次此暴雨过程的落区影响不大，而是在某种程度上影响了暴雨强度的模拟。

5 结论和讨论

2008年8月10日北京区域性暴雨是由西风带一向西向北倾斜的斜压天气尺度系统造成的。暴雨期间由于我国东部近海热带低压的影响，破坏了北京以南地区对流层低层

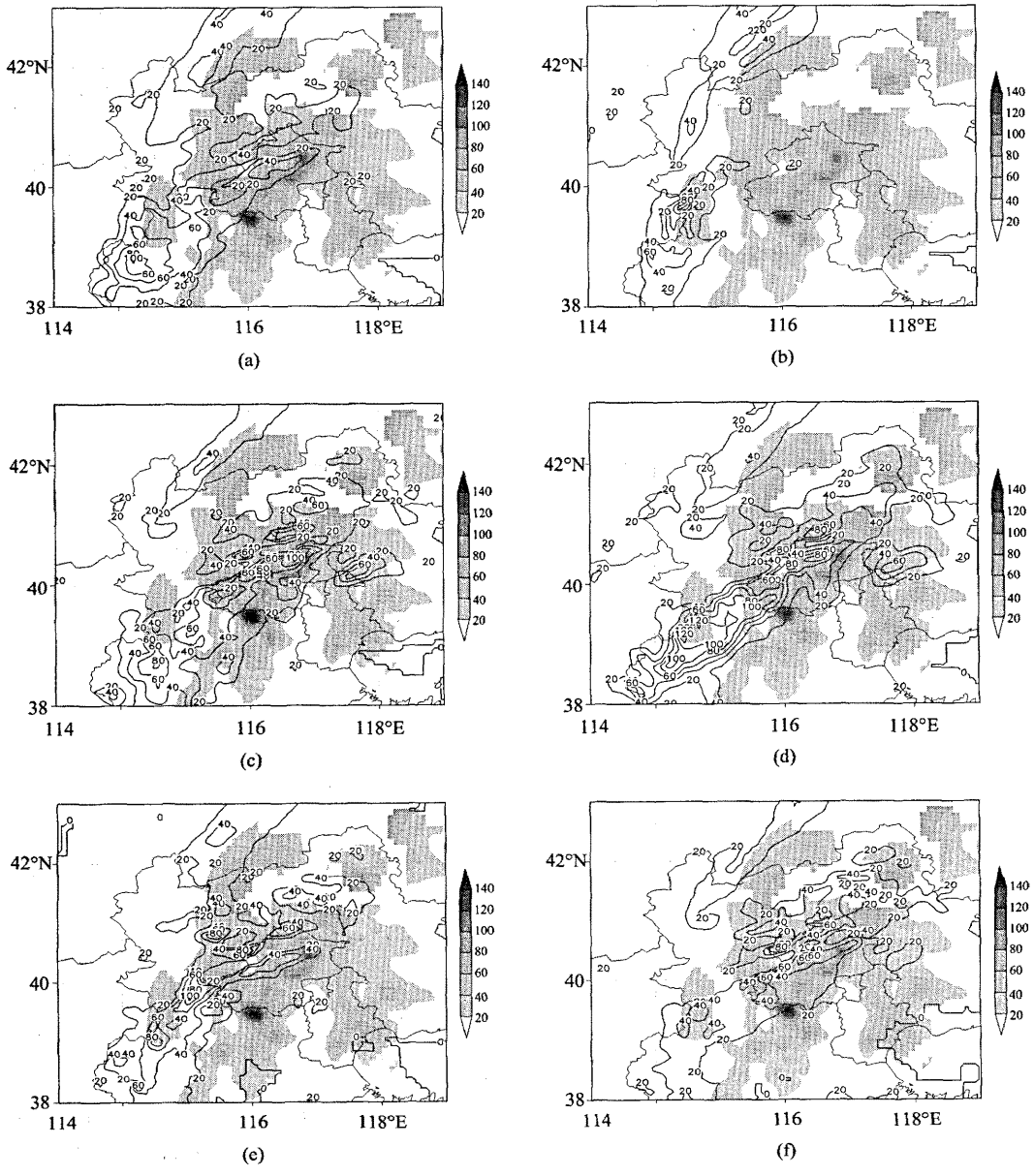


图5 试验1(a)、8(b)、9(c)、10(d)、11(e)和12(f)模拟的24h降水量(mm)(阴影为实况降水)

强的偏南风场的建立,没有形成大范围的低空急流水汽输送带;但斜压系统东侧的西北太平洋副热带高压近南北向地伸展到我国东北地区,在我国东海以北地区形成了一支并不强的东南风水汽输送带,它和西风带系统的偏南风场共同作用,为暴雨的发生提供了足够的水汽。暴雨与低槽层状云系中镶嵌的弱中尺度对流系统活动密切相关,它是由多个中尺度雨团活动造成的。利用加密探测资料对此次暴雨的中尺度特征、形成原因及其预报的难点进行了初步的分析,并通过数值试验揭示了此次暴雨过程对物理参数化过程的敏感性,得到了如下结论:

(1)暴雨是由斜压系统低层扰动触发了中尺度对流系统活动造成的,其中斜压天气尺度系统的强迫、冷空气活动以及北京地区特有的地形抬升强迫或阻滞作用在对流的触发中也可能起到了重要作用,这有待进一步的研究和证实。

(2)暴雨发生发展过程中,中尺度对流活动经历了由弱到强的过程,即零散弱对流、波状对流和 100 ~ 200km 的中 β 尺度对流,地面伴有明显的中尺度雨团活动和雷暴天气发展,暴雨由多个中尺度雨团活动造成。

(3)对流暴雨发生在高水汽环境、低抬升凝结高度、一定的对流不稳定能量、有利的热力环境和地面抬升条件下。在多个中尺度对流系统活动中,高水汽环境、对流不稳定能量和有利的热力环境场可能有多次积聚(建立)和释放(破坏)过程。

(4)数值试验表明,此次暴雨过程的数值模拟对云微物理过程不敏感,而对积云对流参数化、边界层、近地面和陆面物理过程比较敏感,不同积云对流参数化方案对降水的范围、落区和强度皆有较大的影响,而边界层、近地面和陆面物理过程则主要影响降水的强度。在选择合适的积云对流参数化方案,并协调好边界层、近地面和陆面物理过程后,此次暴雨过程得到了较好的模拟,这也从侧面说明了模式物理过程描述的正确与否可能是数值模式预报成败的主要因素。

参考文献

[1] 陶诗言等著. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社. 1980: 225.

[2] 冯伍虎,程麟生,程明虎. "96·8"特大暴雨和中尺度发展结构的非静力数值模拟[J]. 气象学报,2001,59(3):294-308.

[3] 毕宝贵,刘月巍,李泽椿. 2002 年 6 月 8—9 日陕南大暴雨系统的中尺度分析[J]. 大气科学,2004,28(5):747-763.

[4] 郭虎,季崇萍,张琳娜,等. 北京地区 2004 年 7 月 10 日局地暴雨过程中的波动分析[J]. 大气科学,2006(4):703-711.

[5] 朱官忠,刘恭淑. 华北南部产生中尺度对流复合体的环境条件分析[J]. 应用气象学报,1998,9(4):441-448.

[6] 吕艳彬,郑永光,李亚萍,等. 华北平原中尺度对流复合体发生的环境和条件[J]. 应用气象学报,2002,13(4):406-412.

[7] 徐国强,胡欣,苏华. 太行山地形对"96.8"暴雨影响的数值试验研究[J]. 气象,25(7):3-7.

[8] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J]. 高原气象,2005,24(1):62-68.

[9] Paul Schultz. Relationships of Several Stability Indices to Convective Weather Events in Northeast Colorado[J]. Wea. Forecasting, 1989(4):73-80.