

王璐璐, 孙建华, 陈潇潇, 等. 梅雨期一次线状对流系统的结构特征研究[J]. 热带气象学报, 2015, 31(6): 766-781.

文章编号: 1004-4965(2015)06-0766-16

## 梅雨期一次线状对流系统的结构特征研究

王璐璐<sup>1</sup>, 孙建华<sup>2</sup>, 陈潇潇<sup>1</sup>, 钱昊钟<sup>1</sup>, 周彬<sup>1</sup>,  
沈雨辰<sup>1</sup>, 查书瑶<sup>1</sup>

(1. 无锡市气象局, 江苏 无锡 214101;

2. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029)

**摘 要:** 利用观测资料和高分辨率的模拟资料研究了发生在江淮流域梅雨期的 2007 年 7 月 8 日的一次无层状云(NS)线状对流系统。观测资料分析表明, NS 对流线在热低压和冷高压之间的梅雨锋附近发展起来。之后, 梅雨锋南侧低压向东南方移动, 受到武当山的地形作用, 北侧冷高压南移受到阻挡, 高低压之间强迫减弱, 系统在向东南方向移动的过程中减弱。WRF 模式成功地模拟此次过程, 利用模拟结果分析了 NS 线状对流线在形成阶段、成熟阶段和减弱阶段的结构特点。在系统的成熟阶段, 前部是向后的入流引导的上升气流, 气流在斜升过程中在中层遇到对流后部入流, 一部分形成了对流区下层的下沉运动, 另一部分上升气流则与中层及高层后向入流一起继续向对流层高层的系统前方运动。通过 2009 年 6 月 3 日弓状回波(BE 型)对流内部结构的对比分析, 揭示了 NS 的结构特征以及系统没有或较少产生层状云的原因可能是后部中层以上的后向入流的阻碍作用。

**关 键 词:** 线状对流; 无层状云对流线(NS); 弓状回波(BE); 数值模拟

中图分类号: P445

文献标识码: A

Doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2015.06.005

## 1 引 言

我国的中尺度对流系统(MCS)有着独特的地域特征, 例如夏季六、七月受西风带、热带、副热带系统的共同影响, 在有利的大尺度环流形势下, 江淮流域常常会有 MCS 的发生发展。国内外许多研究表明, 中尺度对流系统是冰雹、大风和洪涝等灾害的主要系统, 它也是造成灾害性大风和冰雹的直接影响系统。近年, 虽然我国的气象学者和工作对这类系统的科学认识和预报能力有明显的提高, 但是对强对流系统的预报还是比较困难。究其原因主要是, MCS 属于中小尺度系统, 其非线性作用非常强, 数值模式不能较好

地预报系统触发的时间和地点以及发展过程。

夏季我国江淮流域梅雨锋上常有 MCS 的发生, 梅雨锋面上的中尺度对流系统及其引起的降水一直是中国气象学家关心的问题。2004 年, 张小玲等<sup>[1]</sup>把夏季我国的梅雨锋暴雨分为三种类型: (1)  $\beta$  中尺度对流性暴雨; (2) 梅雨锋东部(115°E 以东)的初生气旋暴雨; (3) 梅雨锋西端深厚高空低压槽前部的持续性暴雨。针对长江流域、沿江不同地段的暴雨。李鲲等<sup>[2]</sup>2005 年利用 AREM 暴雨数值模式, 通过诊断分析初步研究了以上的三类暴雨, 研究认为 中尺度深对流类暴雨发生时梅雨锋区的南北温差很小。在低空辐合风场作用下, 强位势不稳定能量的释放导致了 中尺度

收稿日期: 2014-08-20; 修订日期: 2015-08-11

基金项目: 中国气象局行业专项(GYHY201406002); 国家重点基础研究规划项目(2013CB430100); 无锡市气象科研基金项目(K201404); 江苏省气象局预报员专项(JSYBY201406); 国家自然科学基金项目(41375058)共同资助

通讯作者: 陈潇潇, 女, 江苏省人, 硕士, 主要研究方向: 中尺度气象学。E-mail: siljechen@126.com

深对流系统的发生与发展。强盛时，深厚的辐合层达到了中层，最大加热出现在中高层。

国外对 MCS 的触发机制以及结构演变特征也进行了大量研究，Rotunno 等<sup>[3]</sup>得出了强飑线维持的 RKW 理论，当冷池产生的负涡度与环境风切变产生的正涡度达到平衡时是强飑线维持的“最佳状态”。在该研究的基础上，Weisman 等<sup>[4]</sup>、Takemi<sup>[5-6]</sup>通过大量的观测分析和数值模拟研究认为降水蒸发作用产生的地面冷出流与环境切变的相互作用对中尺度对流系统的发展有重要影响。此外，中高层的风切变、自由大气中的相对湿度、对流有效位能、静力稳定度、MCS 引起的重力波和天气尺度作用<sup>[7-9]</sup>、发现科氏力的作用<sup>[10-11]</sup>等都可能对中尺度对流系统的发展有重要影响。其中，Takemi<sup>[5]</sup>指出在湿环境下，只要切变层低于 5 km，强切变有利于降水强度加大。Takemi<sup>[6]</sup>通过飑线理想模拟，发现只有在环境静力稳定度相等时，对流有效位能(CAPE)才能很好地诊断系统的发展和强度。孙建华等<sup>[12]</sup>研究表明环境场中不同的水汽含量和垂直分布，会影响下沉气流和冷池的强度，从而影响对流的组织形态、维持时间和强度。线状对流和雷暴大风易发生在中层干、下层湿的环境中，这种层结条件对雷暴高压的增强有重要作用，但不利于整个对流系统的长时间维持。Schumacher 等<sup>[13]</sup>的研究发现，热量在深对流区、浅对流区以及层状云区内的垂直分布有明显的差异，深对流区内，对流层高层内都是净加热。浅对流和深对流在物理过程上没有根本的区别，浅对流的温度廓线与深对流类似，只是浅对流对潜热的吸收主要在对流层中低层。层状云区域在 0 层以上有净加热，这是因为高空空气向上运动产生冷凝。Nicholls 等<sup>[14-15]</sup>也发现降水粒子的蒸发使得对流层 0 层以下有冷却作用。此外 Schumacher<sup>[13]</sup>通过一系列实验发现，当对流系统没有层状云降水时，最大加热在 4.5 km。

Zheng 等<sup>[16]</sup>研究发生在江淮和黄淮流域的产生对流天气的雷达回波，根据雷达回波形态的不同，分为线状系统(Linear Systems)和非线状系统

(Non-Linear Systems)，线状回波根据线状对流区与层状云的相对位置以及对流区的形状，将其进一步划分为无层云的线状系统(NS)、前部层状云的线状系统(LS)、嵌入型线状系统(EL)、后部层状云的线状系统(TS)、平行层状云线状系统(PS)和弓状回波(BE)。这其中就包含了 19 个无层云线状对流系统(Linear Systems with no stratiform，简称 NS)。王璐璐等<sup>[17]</sup>对这 19 个 NS 型个例进行环流背景和地面形势分析，并根据个例发生环境的整层可降水量，分成 5 个干环境(<50 mm)个例和 14 个湿环境(≥50 mm)个例。郑淋淋等<sup>[18]</sup>研究表明干、湿环境下对流发生时，除了湿度场的差异显著外，环流背景条件和地面特征也有明显的差异，这些差异可能导致干、湿环境中的对流系统的触发和维持机制不同。

由于针对伴随有层状云的线状对流系统已经有很多研究工作。Houze 等<sup>[19]</sup>提出了成熟阶段飑线系统结构的概念模型，即 TS 类型对流线的结构模型，主要包括飑前近地面入流、对流核内对流尺度的上升和下沉运动、层云区内中上层向后的上升出流和中下层向前的下沉入流。Parker 等<sup>[20]</sup>将中纬度发生的线状对流分为 TS、LS 和 PS 三类，其后 Parker 等<sup>[21-23]</sup>又对 LS 和 PS 的结构特征和维持机理开展了研究。梁建宇等<sup>[24-25]</sup>对中国的 TS 对流线结构特征也开展过一些研究。然而，针对其他类型对流线的结构特征研究较少。王璐璐等<sup>[17]</sup>研究指出夏季江淮流域 NS 型线状对流系统在湿环境下的发生概率较大，因此，本文将选取 2007 年 7 月 8 日典型湿环境个例的 NS 个例，研究其演变过程和结构特征。由于干、湿环境下 NS 型线状对流系统的触发和维持机制可能存在明显的差异，对于干环境下个例的研究需要在今后深入研究。

## 2 2007 年 7 月 8—9 日的环流背景条件

2007 年的梅雨期是一次典型的丰梅年<sup>[26]</sup>，其中一次是 2007 年 7 月 8 日 07 时—9 日 08 时(世界时，下同)发生在江淮流域的一次强对流天气过

程(图 1), 此次强天气对湖北中东部、河南南部、安徽中部、江苏西南部造成了影响(图 2a), 其中湖北钟祥站 8 日 06—12 时出现了 122 mm 的降水量, 过程总降水量达到 163 mm。采用 NCEP\_FNL

资料进行计算, 结果显示对流发生区环境可降水量在 70 mm 以上, 可见是一次发生在湿环境的个例。

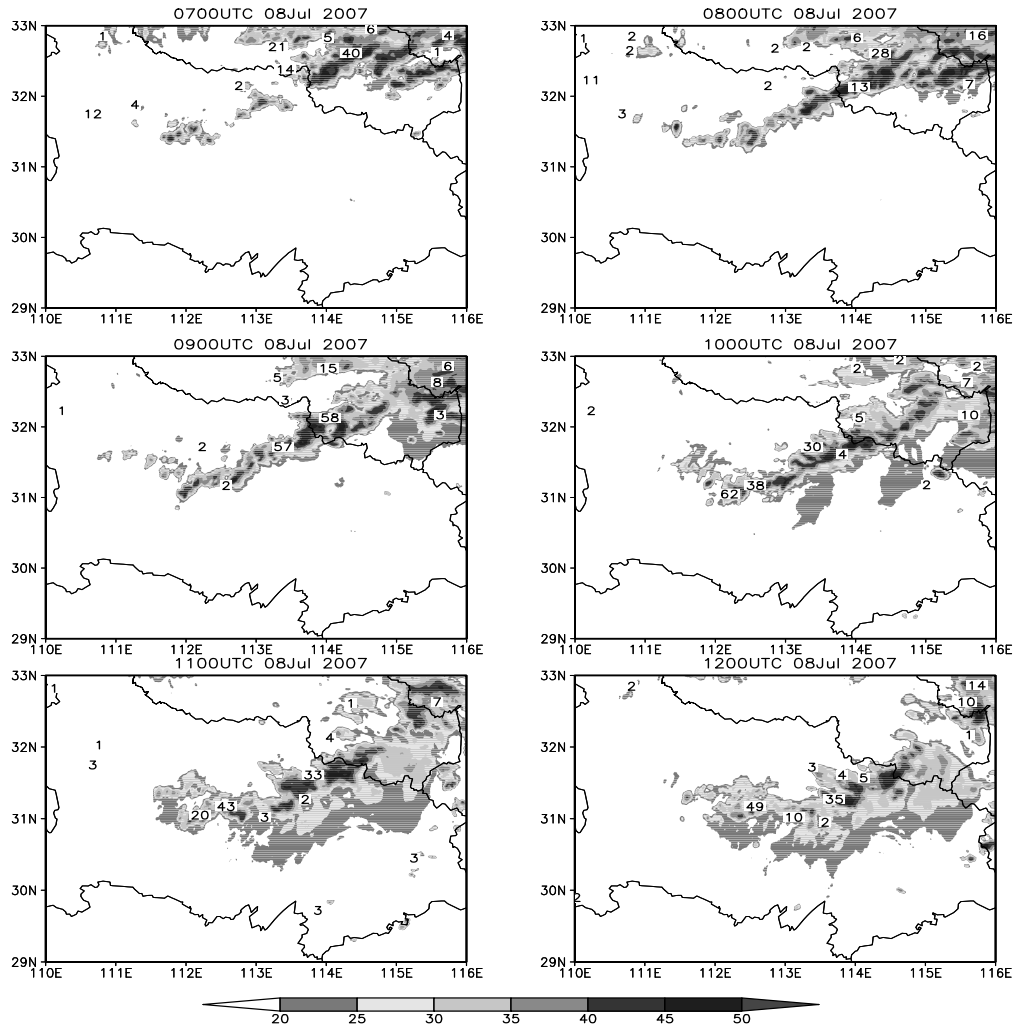
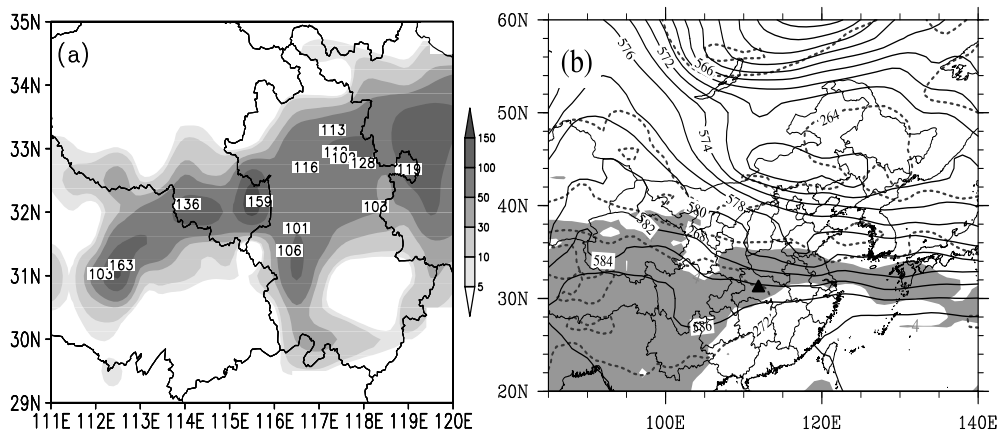


图1 2007年7月8日07—12时观测的雷达组合反射率(阴影, 单位: dBZ)和一小时降水量(数字, 单位: mm/h)



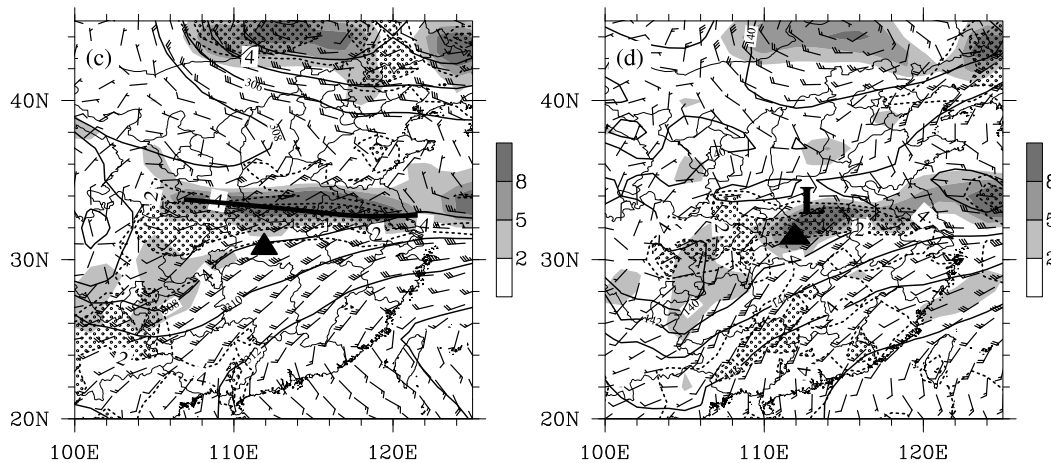


图2 a. 2007年7月8日07时—9日07时的累积降水量(单位: mm), 站点上数字表示累积降水量 100 mm; b. 2007年7月8日00时500 hPa比湿  $4 \text{ g/kg}$  的区域(阴影)、位势高度(实线, 单位:  $10 \text{ gpm}$ )、温度(虚线, 单位:  $\text{K}$ ); c. 2007年7月8日00时700 hPa的位势高度(实线, 单位:  $10 \text{ gpm}$ )、正涡度区(阴影, 单位:  $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )和温度露点差(虚线, 单位:  $\text{K}$ , 温度露点差  $2 \text{ K}$  的区域用圆点填充); d. 同图c, 但为850 hPa。切变线: 黑色粗实线, 对流发生的区域: 三角形, 全风向杆代表  $4 \text{ m/s}$ 。

7月8日00时, 500 hPa上低压槽位于贝加尔湖及其以东的地区, 高压脊控制着中亚地区。低槽影响着四川东部到云贵高原, 位于槽前的湖北中部地区比湿  $4 \text{ g/kg}$ (图2b)。700 hPa, 温度露点差  $2$  的区域平行于从陕西南部经河南中部、安徽北部一直东伸到江苏中部的准静止锋, 并位于其南部, 对流发生在静止锋南侧的湿舌中(图2c)。850 hPa, 湖北中部有低涡, 切变线从长江中游东伸到日本南部, 位于切变线南部并平行于切变线的区域温度露点差  $2$ , 湖北中部低涡的东南部、湿舌的内部为对流发生区(图2d)。2007年7月8日07时NS对流线生成于湖北中部, 此时在河南南部已经有一片对流系统发展起来(图1), 从高空图来看(图2), 两个系统受相同的高空系统影响, 对流层低层的准静止锋和切变线是主要的触发机制。从这两个系统的触发和发展过程看, 河南的系统发展较早, 本文研究的线状对流系统(NS)发展较晚, 且是在当地触发发展起来, 与河南系统无直接关系。因此, 本文将生成于湖北中部的线状对流系统作为独立的NS系统研究。

地面上(图3), 系统触发前(05—06时), 静止

锋处于地面两个暖低压北侧, 从湖北省北部一直伸至安徽中部。在东西向静止锋西北方为稳定的冷高压, 西南方则是一个闭合高压。以静止锋为界, 静止锋附近及其北侧为温度露点差  $4$  的接近饱和区, 偏东风气流将东海的水汽输送至内陆, 使得该区域水汽含量增加, 接近饱和。NS对流线从07时开始在热低压和冷高压之间的暖切变线附近发展起来。07—10时时段内, 静止锋东北方的湿冷区逐渐增强, 并形成局地高压。此后, 对流线的东北部和冷性局地高压缓慢南移。11时, 局地冷高压减弱消失。在整个NS对流线触发(07—08时)、发展(09—10时)和减弱(11—12时)的过程中, 随着系统的南移, 只有热低压南移, 而静止锋西北部及西南部的两个高压都没有移动。高空500 hPa上(图2b), 副热带高压位置偏南偏东, 湖北省的西南引导气流较弱。地面图, 西北部冷高压和西南部高压受到武当山的地形作用, 南移受到阻挡。同时这两个高压之间也彼此影响, 西北部冷高压的偏北风与西南部高压的偏南风强度相当, 这可能也是西北部冷高压停滞的原因之一。原本处于高压之间的低压向东南方移动, 而冷高压停滞, 从而系统减弱。

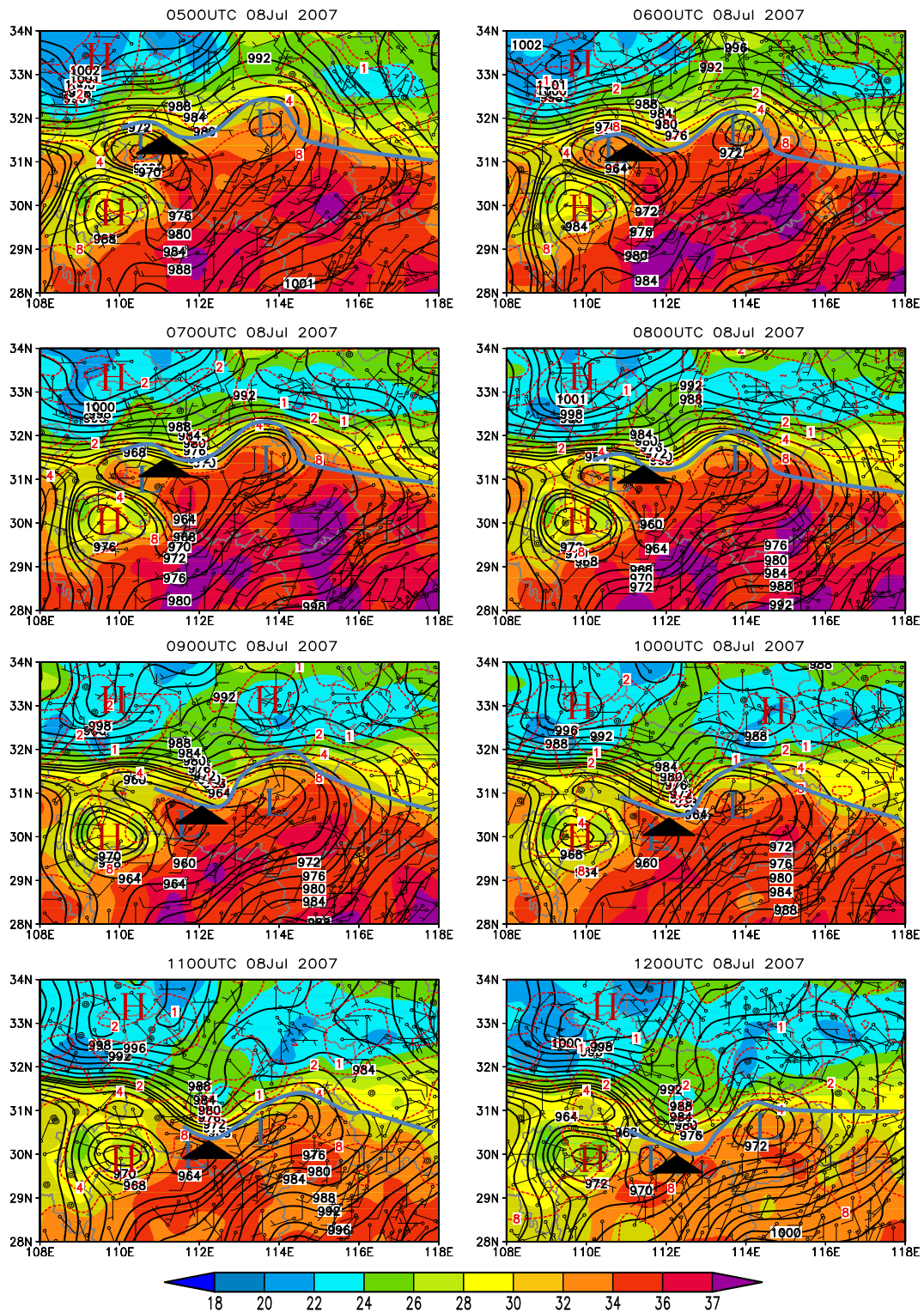


图3 2007年7月8日05—12时地面形势,海平面气压(黑色实线,单位:hPa),温度(阴影,单位: ),  
 温度露点差(红色虚线,单位: ) 全风向杆代表4m/s,“H”:中高压,“L”:低压。  
 对流发生的区域:三角形,准静止锋:蓝色粗实线。

### 3 模拟方案和模拟结果检验

#### 3.1 模拟方案

本文采用中尺度模式 WRF2.0 对 2007 年 7 月 8—9 日发生在湖北中部的此次降水过程进行数值模拟。模拟采用三层双向嵌套,水平分辨率



分别是 18 km、6 km、2 km，垂直方向共分为 28 层，模式采用非静力平衡动力框架。微物理过程采用 Lin 方案，此外模式采用 RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案。陆面过程选取 Noah 方案，边界层选取 Yonsei University 方案，积云对流选取 Kain-Fritsch 方案(第三层嵌套，即水平分辨率为 2 km 时不采用该方案)，采用 NCEP/FNL 每 6 h 一次的全球再分析资料形成模式的初始条件和侧边界条件，模拟初始时间为北京时间 7 月 8 日 08 时，积分 24 h，模拟的区域见图 4。

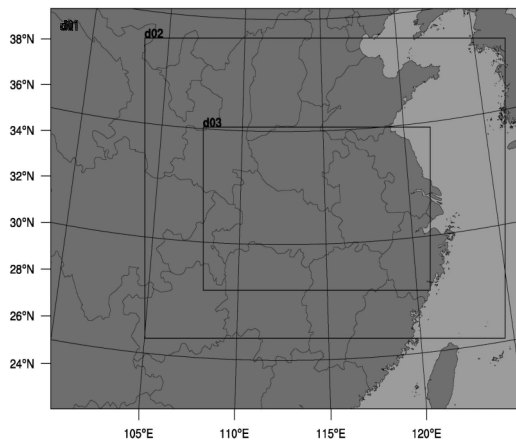
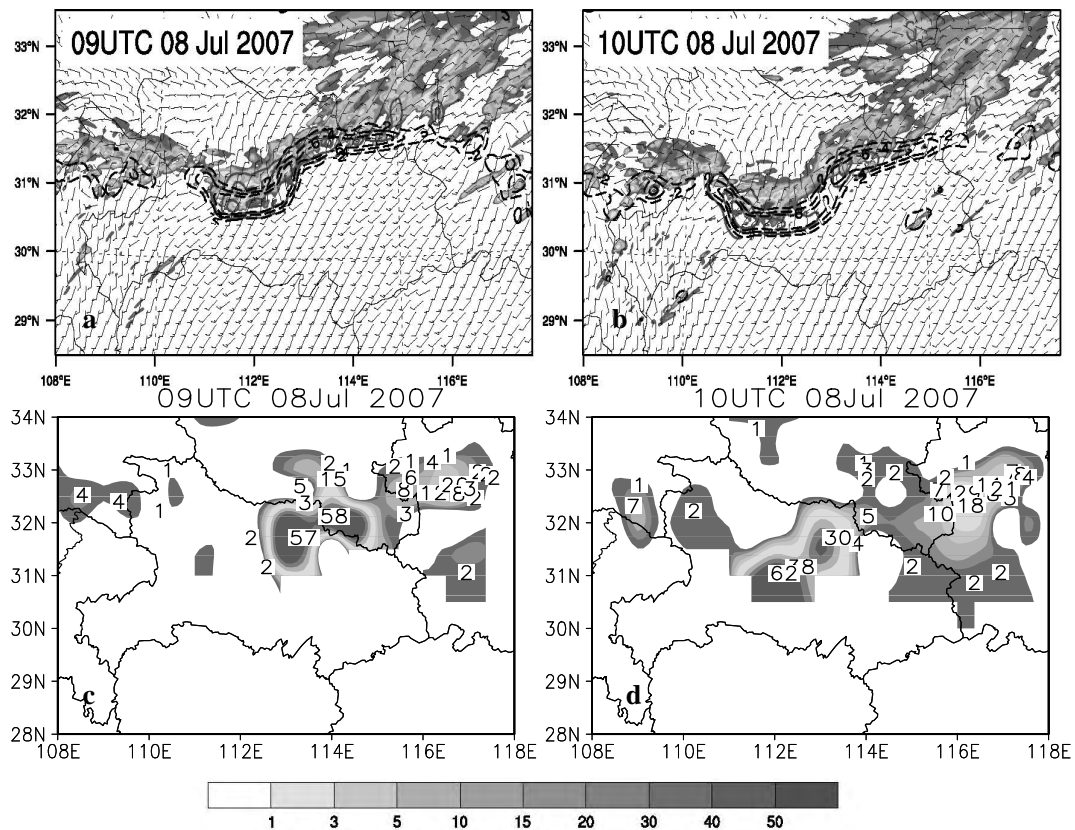


图4 2007年7月8日对流三层嵌套模拟区域

### 3.2 模拟结果检验

2007 年 7 月 8 日 07 时 NS 型线状对流系统生成于湖北中部，系统向东南方向移动，到 12 时演变为一些独立的对流系统。此次过程维持时间不足 6 h，系统在 09 时和 10 时产生了最强降水，这两个时段的模拟降水落区和强度都与实况比较吻合(图 5)。09 时模拟出来的降水在湖北西部偏强，在东部则与实况较一致(图 5a)。强降水中心有两个，中心雨量为 57 mm(113.38 °E, 31.72 °N)和 58 mm(114.05 °E, 32.13 °N)，与实况相比，模拟出两个中心的位置稍偏向西南，但雨强相差不大；10 时，湖北中部有两个强降水中心分布，分别是 62 mm(112.20 °E, 31.05 °N)和 30 mm(113.38 °E, 31.72 °N)，模式较好地模拟出雨带的走势，以及西强东弱的两个中心。总体来看，模式较好地模拟出了本次降水过程的落区及强度的演变，其中最强降水也出现在 7 月 8 日 09 时和 10 时。



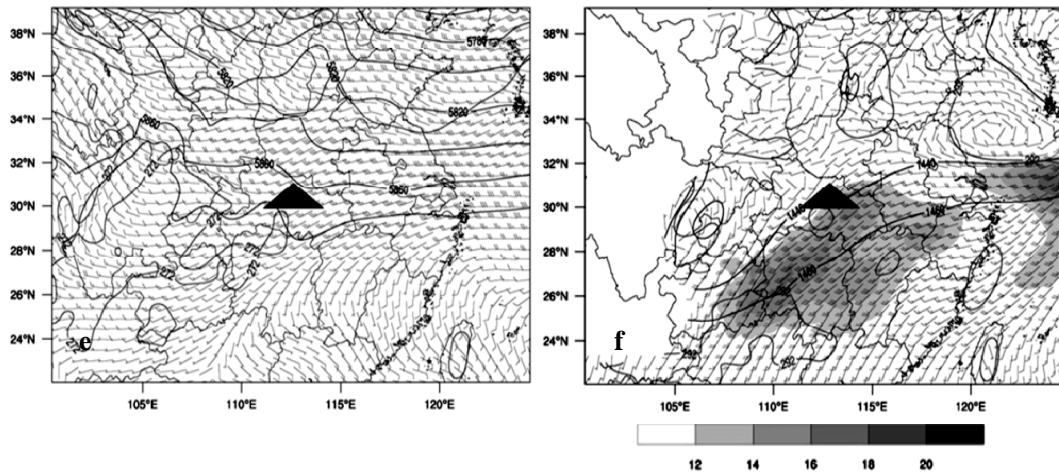


图5 2007年7月8日模拟的地面图(a、b)、实况地面图(c、d)及模拟的2007年7月8日00时高空图(e、f) a、c. 09时; b、d. 10时。实线为等变压线, 单位: hPa, 间隔为0.5 hPa。虚线为等变温线, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ , 间隔为2。a-d中阴影为每小时累积降水量, 单位: mm。c、d中黑色数字为每小时累积降水大于等于1 mm的值。e. 500 hPa; f. 850 hPa。e、f中阴影为低空急流(风速  $\geq 12$  m/s); 实线为等高线; 虚线为等温线; 风场中全风向杆为4 m/s。

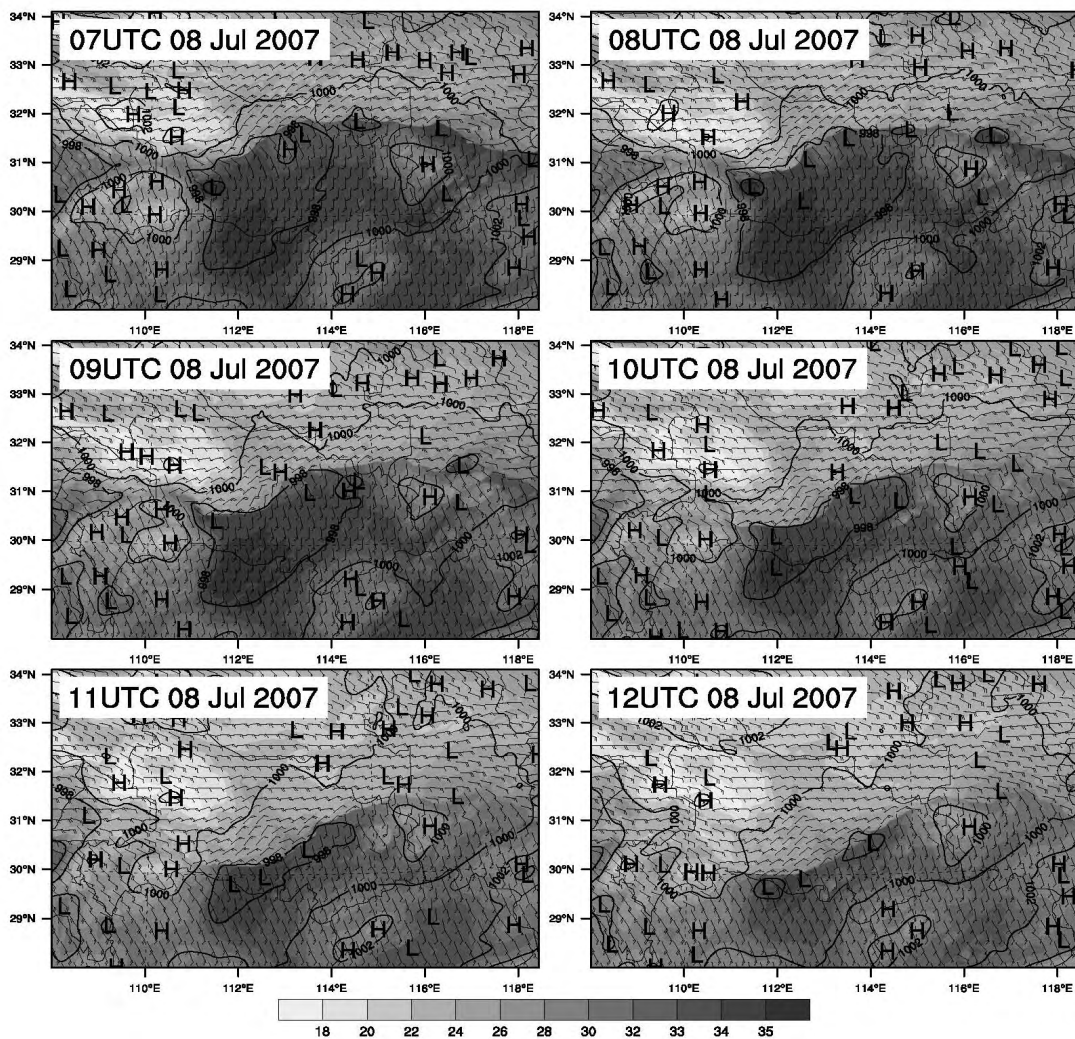


图6 2007年7月8日07—12时的地面模拟结果 阴影为温度, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 黑色实线为气压, 单位: hPa, 间隔为2 hPa; H代表高压中心, L代表低压中心。系统的风场中全风向杆代表风速为5 m/s。

模拟的高空流场和低空急流与实况也进行了对比。从模拟结果可看出,500 hPa 上(图 5e),整个湖北省处于槽前西南气流中,等高线强度比实况约高出 10 hPa,但高度场以及温度场的形势分布与实况基本一致(图 2b)。模拟的 850 hPa 高空流场与实况也较一致(图 5f 和图 2d),系统位于槽前暖舌内,受低空急流影响,风速达到 12~14 m/s。低空急流的模拟风速比实况大了 4 m/s,而实况中该区域风速未达到低空急流强度。低空急流造成低层有强的暖湿空气平流,加强了层结不稳定性,和低层的风切变,有利于不稳定能量释放。对比 8 日 07—12 时实况与模拟地面图(图 6),NS 对流线从 07 时开始在热低压和冷高压之间发展起来,此时静止锋从湖北省北部一直延伸至安徽中部,之后对流线缓慢南下,在向东南方向移动的过程中,北方冷高压停滞,而热低压继续南移,系统减弱。模拟出的情况与实况基本一致,它基本反映了静止锋、高低压移动过程中的演变。

总体来看,模拟较好地再现了此次过程的环流形势演变和 NS 型线状对流系统产生的降水,因此下面将利用模拟结果来开展 NS 对流线的结构特征和发展过程的分析。

## 4 模拟 NS 对流线的演变过程及结构分析

2007 年 7 月 8 日 07 时 NS 对流线生成于湖北中部,到 12 时转为孤立的一些对流系统。为了分析模拟的线状对流系统发展过程中不同阶段的特征,根据观测和模拟结果将此次强对流的演变过程分为三个阶段。(1) 形成阶段:8 日 07—08 时;(2) 成熟阶段:8 日 09—10 时;(3) 减弱阶段:8 日 11—12 时。对于风场的分析,由于爬线沿垂直剖线的移动速度大约为 5 m/s,因此剖面图中的风速都减去这个移速,这样更有助于分析气流相对 NS 型线状对流系统的运动状况。

### 4.1 形成阶段(8 日 07—08 时)

8 日 07 时,湖北省中北部出现新的对流单体,

它的位置与实况新触发的强对流位置基本一致(图 7),但回波强度比实况更强。NS 对流线的西北部及西部地面上有两个冷高压(图 6),对流线的前方对应的是暖低压区,低压中心约为 997 hPa。此次过程的系统呈东西走向,系统处于梅雨锋上,雷暴高压外围与系统前低压之间温度梯度较大,对流线北侧为东北风,南侧为西南风。系统东南部的辐合表明对流线有可能会往东南方向移动发展。此时系统的线状特征仍不是特别明显,但是对流单体都发展比较强盛(图 7),沿湖北中北部新生对流单体 AB 的垂直剖面显示(图 8a),对流可达 12 km 高度以上,范围较小的层状云区(雷达回波反射率小于 30 dBz)出现在系统后部。系统前方 2 km 以下盛行相对系统的自前向后入流,即由爬线前方的入流所主导。系统后部对流层下层为自前向后的入流和下沉气流,上层有自后向前的入流。对流区中部 6 km 高度以下有明显的下沉气流(图 8b),这可能是由于对流层中层环境空气中降水粒子的蒸发冷却作用,在过去的很多研究中已经指出降水粒子的蒸发冷却对下沉气流和冷池形成有重要的作用<sup>[3-4]</sup>。6 km 高度以上为上升气流,最强的上升运动超过 5 m/s。

08 时,沿 CD 的剖面图中(剖面位置见图 7),对流系统向东南方向移动,此时雷达回波反射率基本都在 35 dBz 以上,对流区前后两侧有范围很小的层状云区(图 8c)。在系统的后部有新生单体出现。强对流中心区内(图 8d),前部整层都是上升运动,后部 5.5 km 以下为下沉运动,以上则是上升运动,与 07 时相比,出现上升运动的层次降低了 0.5 km。下沉饱和空气的蒸发可能仍是导致低层降温和增压的主要原因,几乎整个系统所在区域的对流低层(3 km 以下)都对应了气压的升高和温度的降低。

### 4.2 成熟阶段(8 日 09—10 时)

8 日 09 时,对流线相比形成阶段已经向东南方向移动,强度也有所增强,呈东西走向的线状。系统最强的雷达回波位于湖北省中部(图 7)。梅雨锋北侧冷区范围加大,冷空气南移与西南风输送



的暖气流交汇,对流线前的东部为偏南气流和偏东气流的暖切变(图 6)。10 时,梅雨锋前部出现了四个局地低压的中心,范围较大,呈东北-西南走向(图 6),强烈的变压、变温集中在对流区(图 9)。对流区域出现了大于 6 的降温,增压大于 1 hPa。同时,在西部回波相对较弱的区域,降温增压现象不明显。系统在 09 时和 10 时产生了最强降水。

09 时沿 E1F1 线的垂直剖面分析(图 8e、8f),沿 E1F1 的 90~55 km 处上升运动出现的层次逐渐升高,上升运动是深厚的倾斜上升,与 Houze<sup>[19]</sup>给出的飑线结构一致,云底下沉气流呈楔状,有利于前方的暖湿空气抬升起来。55~70 km 区域属于过渡地带,这里上升气流和下沉气流并存<sup>[27]</sup>。气块夹带环境低位温空气进入过渡区,与来自边界层的入流上升形成基本的对流区上升气流,环境空气被夹带进入上升流,并一直上升进入稳定层。低位温环境空气的夹带减弱了上升气流,形成对流尺度下沉气流,下沉到对流降水区的地面。系统后部(图 8e),1~4 km 高度上有弱尾部出流(<10 m/s),4 km 以上为后向入流(<15 m/s),在对流层中层的一部分后向入流与过渡区的下沉气流合并,之后顺时针转向对流区后部的下沉运动,其余则与对流层上层的后向入流一起随着对流区内斜升气流继续向上,并逐渐转为向前运动。对流系统前方由东南风,即由飑线前方的入流所主导,而后方的对流层中层和高层盛行西北风,这种后向入流可能是尾部层状云较少形成的主要原因。此时在系统后部有新生单体初生,这里也对应了弱增压和减温区。

在成熟期,上升气流在对流层中层强度达到最大,达到了 5 m/s 以上,且最大加热也出现在这附近(4.5 km 左右,图 8f),这与 Schumacher 等<sup>[13]</sup>的试验发现一致,该研究指出当对流系统没有层状云时,最大加热在 4.5 km。可以看到,2.5 km 以下有 2 hPa 的增压,1.5 km 以下有 3 以上的

降温。这是因为对流区在 2.5 km 以下有降水的下沉气流的蒸发导致了低层的降温和增压。沿线 E2F2 剖面即飑线的中部剖面的要素配置与 E1F1 剖面的基本相同(图略),不同的是对流区内上升和下沉运动强度都没有飑线的西南部(E1F1 剖面)强。10 时,对流线西南部 G1H1 剖面(图略)及中部 G2H2 剖面(图略)与 09 时相比,对流区内部低层上升运动有所减弱,对流线西南部 7 km 以下及中部 8 km 以下气层被下沉运动主导,变温变压幅度减弱。对流线中部减弱的速度要快于西南部,对流线有分为左右两支的趋势。

#### 4.3 减弱阶段(8 日 11—12 时)

8 日 11 时 线状对流系统逐渐分为左右两支,且左支明显强于右支,回波强度明显减弱。北方冷空气继续向东南方向移动,梅雨锋前部暖中心强度明显减弱,成熟期的四个局地低压逐渐分散减弱成 3 个低压中心,相反系统后部的雷暴高压范围扩大(图 6)。地面上(图 9),变压场和变温场强度也减弱了。12 时,对流区最大变温强度为 -2,变压区比成熟阶段缩小很多。与雷达回波对应,对流产生的降水也分为左右两个区域,降水强度减弱,每小时降水量不超过 30 mm。11 时,沿线 JJ 剖面图(图 8h、8i),系统内有多小的对流体存在,这也使得对流区内上升和下沉运动间隔出现,但强度仍较强。每个对流体前部下层区域有负变温和正变压,但强度都比成熟期有所减弱,基本维持在每小时 -1 和 1 hPa。其原因可能是降水减少,粒子下沉蒸发降温强度减弱。此时系统内 6 km 以下主要是自前向后的气流,6 km 以上则是自后向前的气流。12 时,KL 剖面(图略),对流强度继续减弱,系统的水平尺度也明显缩小,上升运动明显减弱,对流区内以较弱的下沉运动为主,变温及变压也减弱。

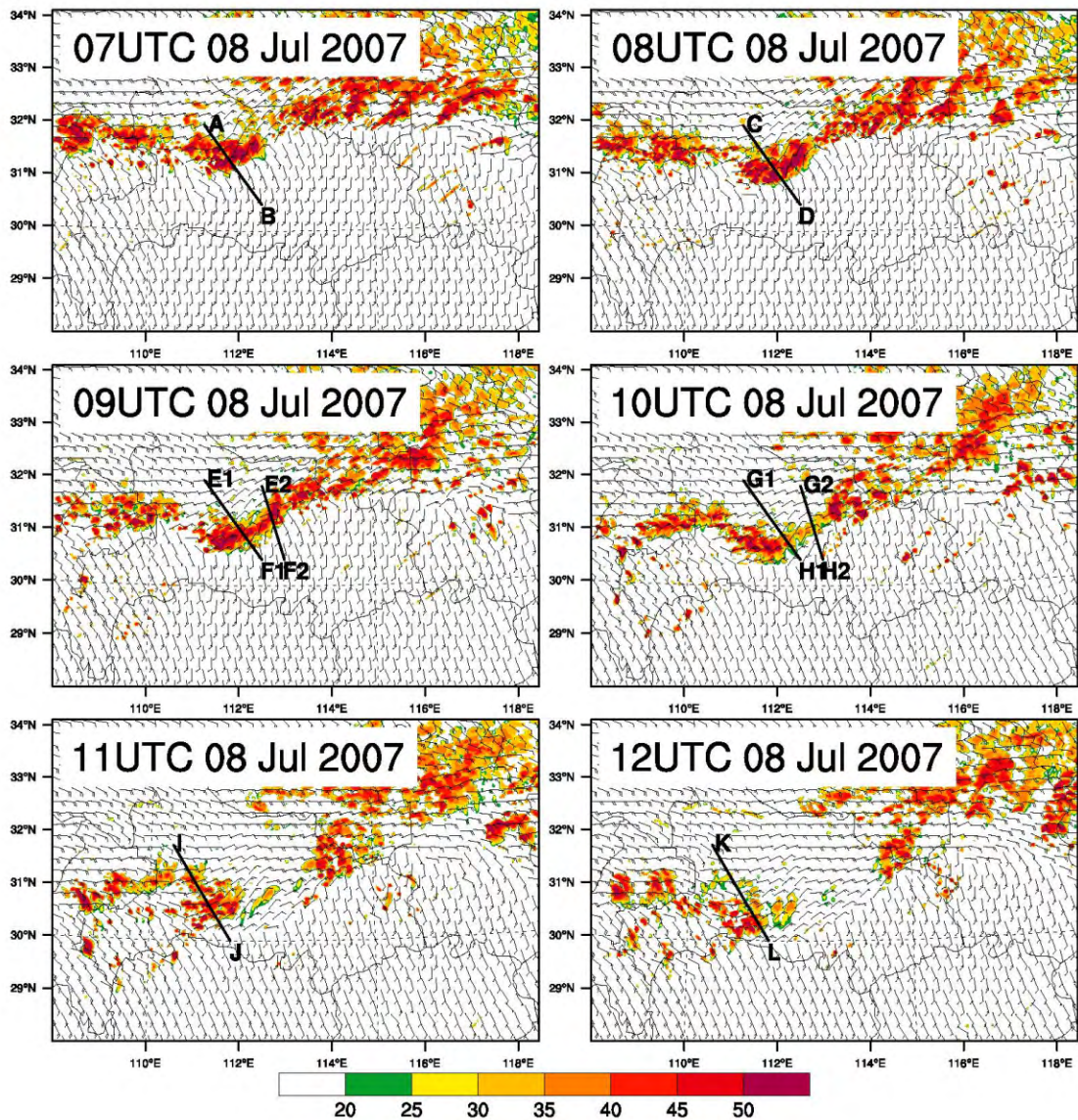
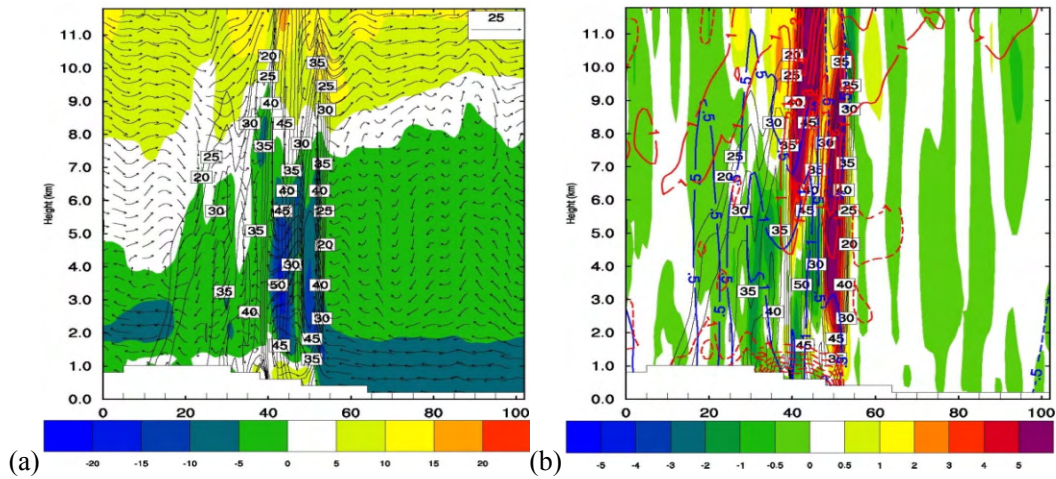


图 7 2007 年 7 月 8 日 07—12 时模拟的雷达回波组合反射率(阴影,单位 :dBz),系统的风场(全风向杆代表风速为 5m/s) AB, CD, E1F1, E2F2, G1H1, G2H2, IJ, KL 线段为后面分析的垂直剖面位置。





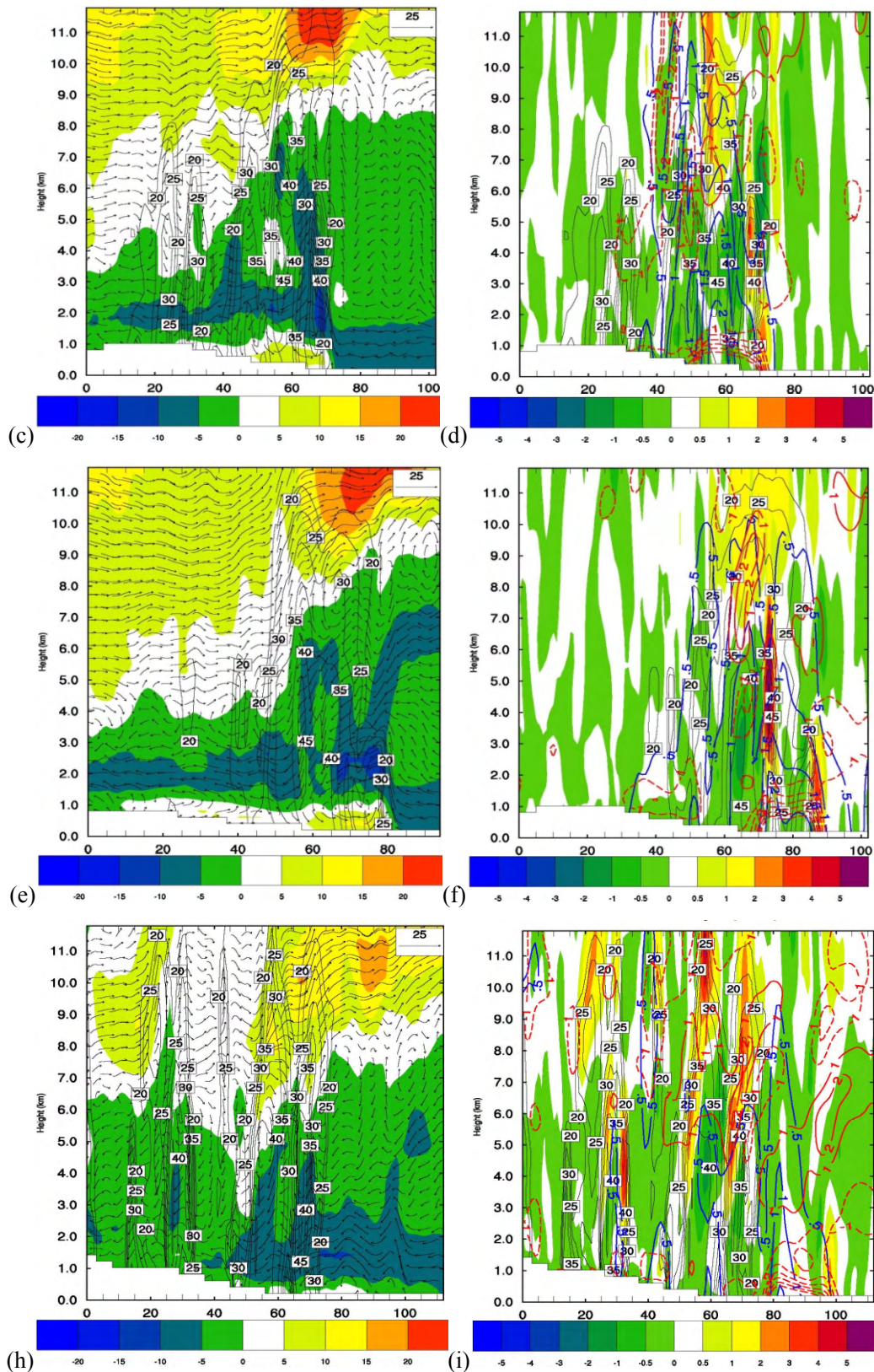


图 8 模拟的垂直剖面图。2007 年 7 月 8 日 07 时沿着图 8 的 AB 的剖面, 雷达反射率(黑色实线, 单位: dBZ), 风场矢量(单位: m/s), 风速矢量的垂直分量表示垂直方向实际风速的十倍)。a. 水平速度(阴影, 单位: m/s); b. 垂直速度(阴影, 单位: m/s), 蓝线为等压线(单位: hPa, 实线为正值, 虚线为负值), 红线为等温线(单位:  $^{\circ}\text{C}$ , 实线为正值, 虚线为负值); c、d. 同图 a、b 但为模拟的 2007 年 7 月 8 日 08 时沿着图 8 的 CD 位置的垂直剖面图; e、f. 同图 a、b 但为模拟的 2007 年 7 月 8 日 09 时沿着图 8 的 E1F1 位置的垂直剖面图; h、i. 同图 a、b 但为模拟的 2007 年 7 月 8 日 11 时沿着图 8 的 IJ 位置的垂直剖面图。



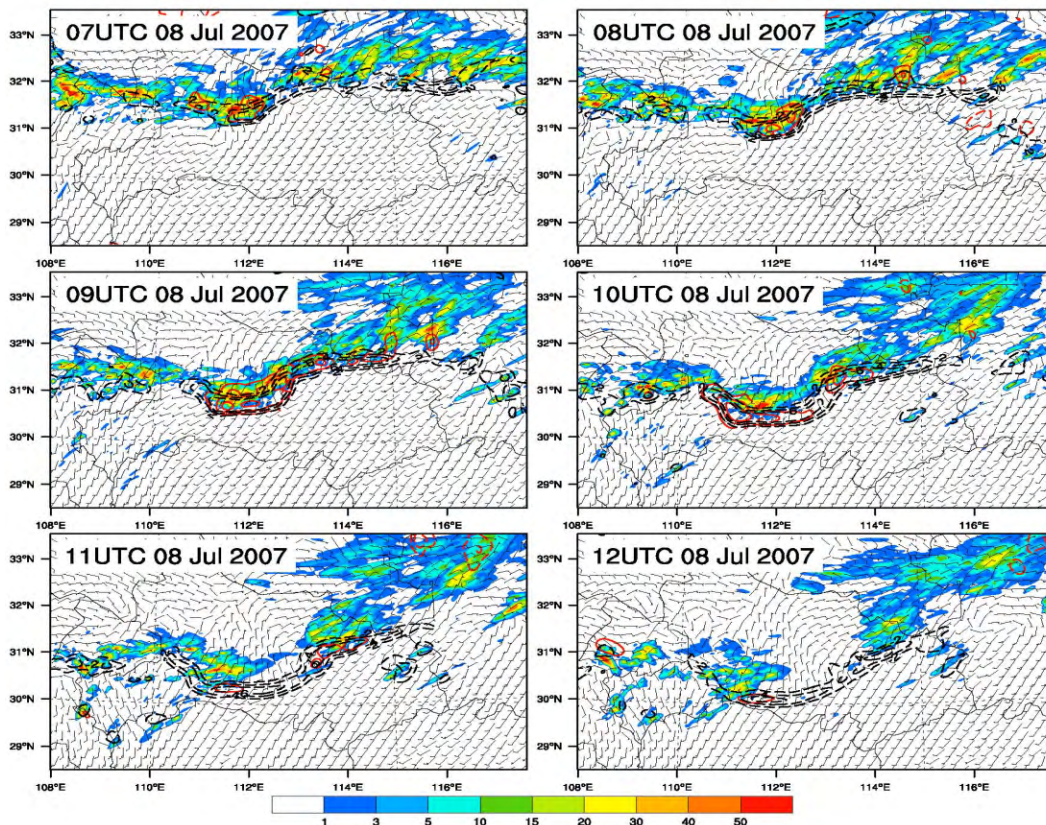


图9 2007年7月8日15—20BJT的等正变压线(单位:hPa,红色实线),等负变温线(单位: ,黑色虚线),每小时累积降水量(阴影;单位:mm)

## 5 NS与BE系统的结构特征对比

根据文献[16, 20],线状回波中各类系统的区别主要在于线状对流区与层状云的相对位置以及对流区的形状,Zheng等<sup>[16]</sup>的研究指出在我国江淮流域,弓状回波(BE型)产生的较强大风的概率最高,NS层状云区域较小或者没有,其发生的对流天气也没有BE类型强。因此,这里对这两类不同组织类型的线状对流的结构特征进行对比研究。

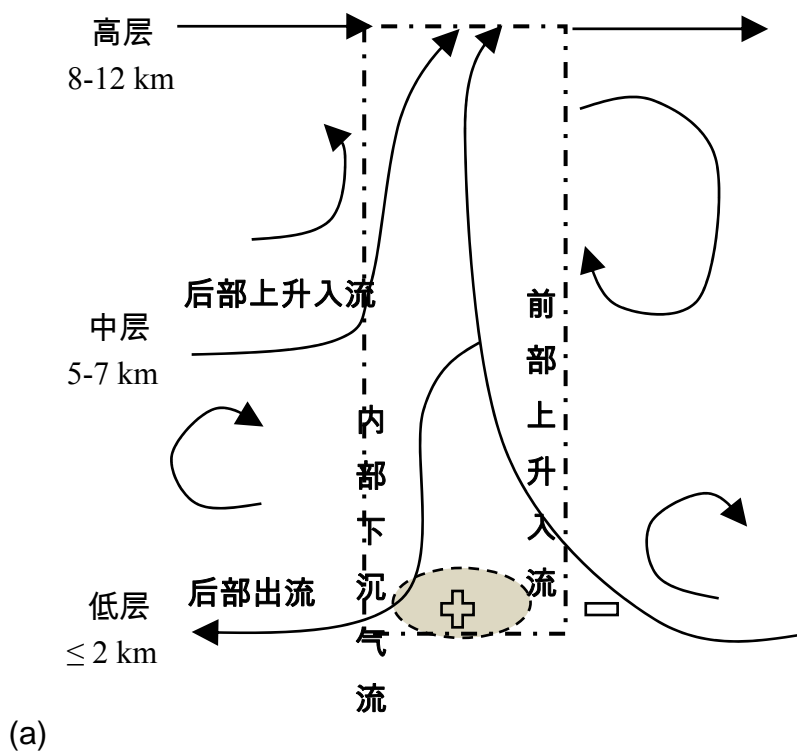
本文利用高分辨率的模式资料研究了2007年7月8日梅雨锋上NS个例的演变过程、结构特征和各要素的配置情况,根据郑淋淋等<sup>[18]</sup>的分类,本文研究的NS个例是属于湿环境下的槽前型,而梁建宇等<sup>[21]</sup>研究的2009年6月3日BE个例属于湿环境下的槽后型。NS型对流线发生在梅雨锋上,地面热低压处于梅雨锋西北侧及西南

侧的两个冷高压之间,NS发生在地面热低压和冷高压之间发展起来,这两个冷高压稳定少动,位于两高压间的热低压随着锋面向东南方向移动,移动过程中,西北部冷高压对低压的强迫减弱,NS型对流线逐渐减弱。而2009年6月3日BE个例的爬线发生在500hPa高空的槽后,850hPa的槽前,但是低空并没有低空急流的出现,其触发主要是由于老回波的出流和西南气流之间的辐合。

2009年6月3日弓状回波爬线(BE)成熟阶段的结构模型见图10b。由于该个例发生在较干的环境中,系统对流区内较强的下沉气流处于强烈的上升气流的后侧,自前向后的入流在对流区内占主导,入流在对流区内倾斜上升,并在层状云区高层转为向系统后部的出流。这样的配置可将水汽输送到高层,有利于尾部层状云的维持,它可能是尾部层状云形成的原因。受到前方对流阻

挡的层状云区域内的中层入流在过渡区下沉,下降到地面附近时分别向后向前辐散。这股在地面分流的下沉气流也与大风天气的形成密切相关。2007年7月8日个例发生在梅雨期湿环境中,NS型对流线的对流区前部有强烈的上升运动,后部的上升运动叠在下沉运动之上。对流区后部中层和高层都是较强的后向入流,高层后向入流阻挡了由对流前部入流引导的斜升气流向对流后方运动的趋势,使得这股斜升气流在对流区中层下沉,并在系统后部低层出流。而后向入流则顺时针旋转向后向前运动。这样的后部入流可能是尾部层状云较少形成的主要原因。可见,有无尾部层状云的主要原因在于系统后部对流层高层的后向入流。通过以上对比分析,给出了NS型和BE型系统在成熟阶段的结构特征(图10)。NS型系统的特征(10a)包括,前部是由系统前方自前向后的入流引导的上升气流,气流在斜升过程中在中层遇到对流后部入流,被夹带进入的低位温环境空气减弱了上升运动,一部分形成了对流区下层的下沉运动,并在到达地面后形成了向系统后部出流。另一部分上升气流则与中层及高层后向入流一起继续向对流层高层的系统前方运动。冷池位于对

流区低层,这里也对应着地面高压,有研究证明了有降水的下沉流的蒸发是中尺度高压存在的主要原因<sup>[29]</sup>。飊线前对流下沉增温使得对流前部有地面低压出现。弓状回波飊线型系统成熟期的特征包括(图10b),其前方入流在对流区内倾斜上升,并在层状云区高层转为向系统后部的出流。这样的配置有利于尾部层状云的维持,它可能是尾部层状云形成的原因。层状云降水粒子的蒸发加强了中层后向入流在层状云区域的下沉运动,中层后向入流是干冷气流。冷池位于对流区与层状云区之间的过渡区,对流前部和对流区内部地面分别对应着中尺度低压和雷暴高压,值得注意的是,在层状云区域后部有时会出现尾流低压,它是后向入流下沉到地面后的表现,在降水区的后端,下沉气流导致的干热层一般到达不了地面。因为降水的蒸发降温作用不足以抵消干空气绝热下沉的增温,于是近地面就会出现热低压,综合来看,NS型对流线没有或较少产生层状云可能是因为后部中层以上的后向入流的阻碍作用,使得从系统前部的斜升入流没有流向系统的后部,而是转而向系统前部形成出流。





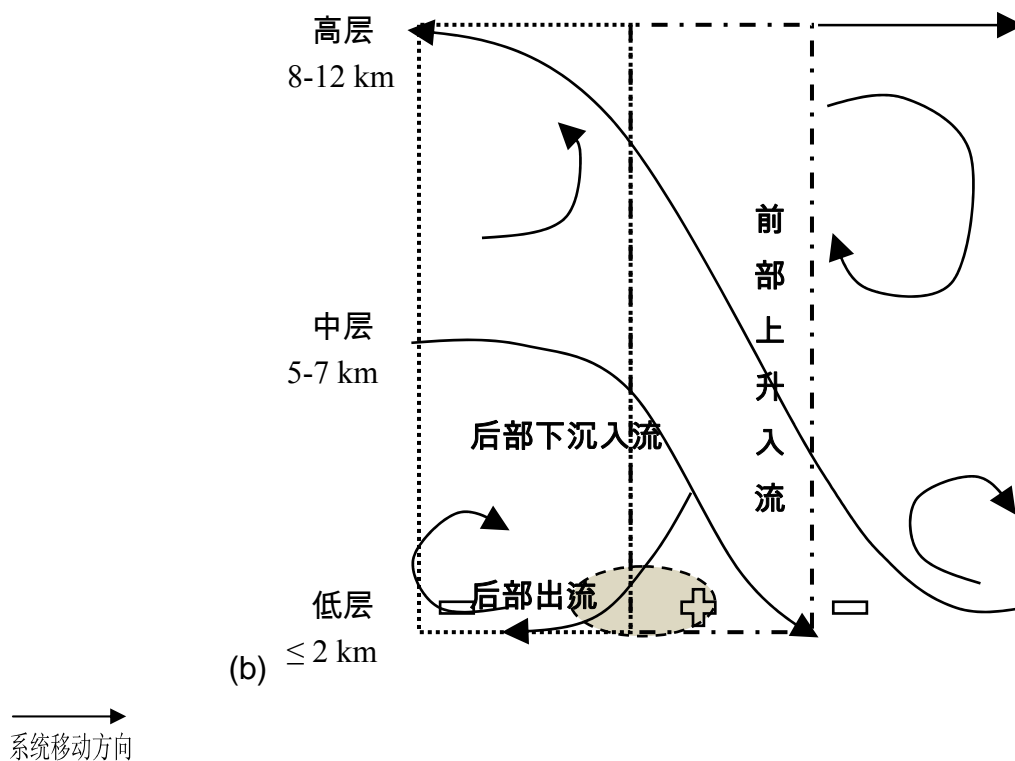


图 10 系统内部水平环流示意 虚线方框表示对流区,点线方框表示层状云区; + 表示高压区, - 表示低压区; 阴影为冷池。a. 模拟的 2007 年 7 月 8 日个例; b. 模拟的 2009 年 6 月 3 日个例<sup>[24]</sup>。

## 6 结 论

本文对 2007 年 7 月 8 日梅雨锋上 NS 个例的演变过程、结构特征进行了观测资料分析和数值模拟研究,重点研究了对流系统的环流结构与层状云形成的关系。

观测资料分析表明,NS 对流线形成于湖北中部,系统向东南方向移动,并逐步演变为一些独立的对流系统。模拟结果较好地再现了此次 NS 型线状对流系统产生的降水过程以及系统发生前的高低空环流形势特征。为了分析模拟的线状对流系统发展过程中不同阶段的特征,根据分析和模拟结果将此次强对流的演变过程分为三个阶段:形成阶段、成熟阶段和减弱阶段。

系统在形成阶段后部即出现雷暴高压,梅雨锋前部出现中尺度低压,强烈的变压和变温集中在对流区。在系统的成熟阶段,通过与 2009 年 6 月 3 日弓状回波型对流内部结构的对比分析,揭示了 2007 年 7 月 8 日 NS 个例的结构特征以及后部中层以上的后向入流的阻碍作用可能是 NS 型

系统没有或较少产生层状云原因。值得注意的是,当 NS 型系统达到成熟时,冷池位于对流区,这里也对应着地面高压。而 BE 型系统在成熟期,冷池位于对流区与层状云区之间的过渡区,对流前部和对流区内部地面分别对应着中尺度低压和雷暴高压,此外,在层状云区域后部有时会出现尾流低压。

本文研究 NS 个例发生于梅雨锋上,王璐璐等<sup>[17]</sup>的研究已经指出 NS 个例发生的环境条件是多种多样的,而与梅雨锋无关的 NS 个例的结构特征可能与本文的个例有较大差异,特别是还有发生于较干的环境条件中的个例,都需要今后继续开展研究,才能对江淮流域 NS 个例有较清楚和系统的认识。此外,Bluestein 等<sup>[20, 30-31]</sup>根据以往的观测资料揭示了对流组织化与环境风垂直切变的密切关系,而且 Rotunno 等<sup>[3-4, 33]</sup>数值模拟研究对此给出了定量表述,这些研究表明低层切变在对流发展和组织中有重要作用。本文对垂直风切变对梅雨锋对流系统的影响未开展讨论,将来需要通过数值试验来研究梅雨锋区风切变对对流

系统的影响。

### 参 考 文 献：

- [1] 张小玲, 陶诗言, 张顺利. 梅雨锋上的三类暴雨[J]. 大气科学, 2004, 28(2): 187-205.
- [2] 李鲲, 徐幼平, 宇如聪, 等. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟比较研究[J]. 大气科学, 2005, 29(2): 237-248.
- [3] ROTUNNO R, KLEMP J B, WEISMAN M L. A theory for strong, long-lived squall lines [J]. J Atmos Sci, 1988, 45(3): 463-485.
- [4] WEISMAN M L, ROTUNNO R. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited [J]. J Atmos Sci, 2004, 61(4): 361-382.
- [5] TAKEMI T. Impacts of moisture profile on the evolution and organization of midlatitude squall lines under various shear conditions[J]. Atmos Res, 2006, 82(1): 37-54.
- [6] TAKEMI T. Environmental stability control of the intensity of squall lines under low-level shear conditions[J]. J Geophys Res, 2007, 112(D24): 177-180.
- [7] EMANUEL K A. Inertial instability and mesoscale convective systems Part II: Symmetric CISK in a baroclinic flow[J]. J Atmos Sci, 1982, 39(5): 1080-1097.
- [8] NEHRKORN T. Wave-CISK in a baroclinic base state[J]. J Atmos Sci, 1986, 43(23): 2773-2791.
- [9] CRAM J M, PIELKE R A, COTTON W R. Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line Part II: Propagation of the squall line as an internal gravity wave[J]. J Atmos Sci, 1992, 49(3): 209-225.
- [10] HOUZE R A, BIGGERSTAFF M I, RUTLEDGE S A, et al. Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Bull Amer Meteor Soc, 1989, 70(6): 608-619.
- [11] HOUZE R A, SMULL B F, DODGE P. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma[J]. Mon Wea Rev, 1990, 118(3): 613-654.
- [12] 孙建华, 郑淋淋, 赵思雄. 水汽含量对飑线组织结构和强度影响的数值试验[J]. 大气科学, 2014, 38(4): 742-755.
- [13] SCHUMACHER C, HOUZE R A, KRAUCUNAS I. The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM Precipitation Radar[J]. J Atmos Sci, 2004, 61(12): 1341-1358.
- [14] NICHOLLS M E, PIELKE R A, COTTON W R. Thermally forced gravity waves in an atmosphere at rest[J]. J Atmos Sci, 1991, 48(16): 1869-1884.
- [15] MAPES B E, HOUZE R A. Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems[J]. J Atmos Sci, 1995, 52(10): 1807-1828.
- [16] ZHENG L L, SUN J H, ZHANG X L, et al. Organizational modes of mesoscale convective systems over Central East China[J]. Wea Forecasting, 2013, 28(5): 1081-1098.
- [17] 王璐璐, 孙建华, 沈新勇, 等. 江淮流域无层状云线状对流系统发生的环境条件和地面特征分析[J]. 热带气象学报, 2014, 30(3): 348-356.
- [18] 郑淋淋, 孙建华. 干、湿环境下中尺度对流系统发生的环流背景和地面特征分析[J]. 大气科学, 2013, 37(4): 891-904.
- [19] HOUZE R A, BIGGERSTAFF M I, RUTLEDGE S A, et al. Interpretation of doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1989, 70(6): 608-619.
- [20] PARKER M D, JOHNSON R H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 2000, 128(10): 3413-3436.
- [21] PARKER M D, JOHNSON R H. Simulated convective lines with leading precipitation Part I: Governing dynamics[J]. J Atmos Sci, 2004, 61(14): 1637-1655.
- [22] PARKER M D, JOHNSON R H. Simulated convective lines with leading precipitation Part II: Evolution and maintenance[J]. J Atmos Sci, 2004, 61(14): 1656-1673.
- [23] PARKER M D. Simulated convective lines with parallel stratiform precipitation Part I: An archetype for convective in along-line shear[J]. J Atmos Sci, 2007, 64(2): 267-288.
- [24] 梁建宇, 孙建华. 2009年6月一次飑线过程灾害性大风的形成机制[J]. 大气科学, 2012, 36(2): 316-336.
- [25] MENG Z, ZHANG F, MARKOWSKI P, et al. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over South China[J]. J Atmos Sci, 2012, 69(4): 1182-1207.
- [26] 赵思雄, 张立生, 孙建华. 2007年淮河流域致洪暴雨及其中尺度系统特征的分析[J]. 气候与环境研究, 2007, 6(6): 713-727.
- [27] ZIPSER E J. Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure[J]. Mon Wea Rev, 1977, 105(12): 1568-1589.
- [28] BIGGERSTAFF M I, HOUZE R A. Midlevel vorticity structure of the 10-11 June 1985 squall line[J]. Mon Wea Rev, 1991, 119(12): 3066-3079.
- [29] FUJITA. Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorm systems[J]. J Meteor, 1959, 16(4): 454-466.

- [30] BLUESTEIN H B, JAINM H. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring[J]. J Atmos Sci, 1985, 42(16): 1 711-1 732.
- [31] SCHUMACHER R S, JOHNSON R H. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 2005, 133(4): 961-976.
- [32] ROTUNNO R, KLEMP J B, WEISMAN M L. A theory for strong long-lived squall lines[J]. J Atmos Sci, 1988, 45(3): 463-485.
- [33] LAFORE JP, MONCRIEFF M W. A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines[J]. J Atmos Sci, 1989, 46(4): 521-544.

## THE STRUCTURAL CHARACTERISTICS OF CONVECTIVE LINES OF MEIYU FRONT

WANG Lu-lu<sup>1</sup>, SUN Jian-hua<sup>2</sup>, CHEN Xiao-xiao<sup>1</sup>, QIAN Hao-zhong<sup>1</sup>,  
ZHOU Bin<sup>1</sup>, SHEN Yu-chen<sup>1</sup>, ZHA Shu-yao<sup>1</sup>

(1. Wuxi city meteorological bureau, Wuxi 214101, China ;

2. Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms(LACS) , Institute of Atmospheric Physics,  
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

**Abstract :** A convective line with no stratiform precipitation (NS) during a Meiyu period, which occurred over the Yangtze and Huaihe River Basin on July 8, 2007 was studied by using observational and high-resolution numerical simulation data. Based on the observational data, the NS system first developed between a hot low pressure (HLP) and a cold high pressure (CHP) near a Meiyu front. Then, a low pressure located on the southern rim of the Meiyu front moved southeast, while the position of CHP changed slowly due to the orographic obstruction of the Wudang Mountain. Both the force and system intensity became weaker when moving southeast. The structure characteristics of the NS system during its formation, mature and weakening stage were simulated successfully using the WRF model. During the mature stage, the slant upward flow, led by the backward inflow in the front of the convective line, encountered with a middle-level inflow in the rear of this system. The updraft axis was divided into two parts after entering the convection: one part turned into downdraft in the low level below the convection, and the another part, which was combined with a middle-upper-level backward inflow, became a middle-upper-level forward outflow. Comparing the structural characteristics of the NS system during its maturing stage with a bow-echoes (BE) system occurring on June 3 2009 revealed that the backward inflow in the middle- and upper-level, acting as an impediment to the convective system, was responsible for the absence of or less stratiform clouds in the NS system.

**Key words :** convective lines ; convective lines with no stratiform precipitation ; bow echoes (BE) ; numerical simulation