

梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟比较研究

李 鲲 徐幼平 宇如聪 程 锐

中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体动力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 中国暴雨的地域性、时间性特征明显, 尤其是暴雨多发区——长江流域, 沿江不同地段暴雨成因各异。为综合研究长江不同地域暴雨特征和形成规律, 利用我国新一代暴雨数值模式 AREM 对梅雨锋东端(116°E 以东)初生气旋类暴雨、 β 中尺度深对流类暴雨和梅雨锋西端“北槽南涡”类暴雨的典型个例进行了数值模拟。通过诊断分析和比较研究, 初步揭示了三类暴雨在结构和形成机制等方面的主要差异。结果表明: (1) 梅雨锋上生成并发展的 α 中尺度气旋是造成梅雨锋东端初生气旋类暴雨的系统。强盛时, 系统的垂直上升运动伸展不高, 正涡度柱、辐合层以及最大加热和增湿均位于中低层。(2) β 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 β 中尺度深对流系统的发生与发展。强盛时, 系统的正涡度柱和上升运动柱贯穿对流层, 深厚的辐合层达到了中层, 最大加热出现在中高层。(3) “北槽南涡”类暴雨是在青藏高原大地形作用下高低空系统有利配置的结果。“北槽南涡”的天气系统配置有利于低层辐合的加强和位势不稳定能量的释放, 使低层涡旋向中高层强烈发展。强盛时, 系统的正涡度柱贯穿对流层, 积云对流发展强烈, 最强上升运动和最大加热层都位于中层。

关键词 梅雨锋 暴雨 结构特征 形成机制 比较研究

文章编号 1006-9895(2005)02-0236-13

中图分类号 P458

文献标识码 A

Comparative Studies of Three Types of Heavy Rainstorms Associated with the Meiyu Front by Numerical Simulations

LI Kun, XU You-Ping, YU Ru-Cong, and CHENG Rui

State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmosphere Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract The heavy rain in China is characterized by the difference in zone and time. Some observations and studies show that although the Yangtze River valley is in the vicinity of 30°N, there exists much difference in the heavy rain. In order to make a comprehensive study of the heavy rain characteristics along the Yangtze River, four heavy rain cases picked out from three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front are successfully simulated by AREM (An Advanced Regional Eta-coordinate Numerical Prediction Model) and the main differences of the structures and the formation mechanisms among three types of heavy rainstorms are also revealed by diagnosing the model outputs and the observations. Results show: (1) the heavy rain in the initial developing cyclone to the east of 116°E occurs in the joint of the cold-dry air from the north and the warm-humid air from the south in the lower reaches of the Yangtze River. It is the mesoscale cyclone forming and developing associated with the Meiyu front that causes the heavy rain. And it mostly develops in the lower troposphere. When it grows mature, the positive vorticity column and the convergence column, together with the maximum heating and humidifying exist in the lower troposphere. (2) The meso- β -scale rainstorms occur when the temperature contrast in the Meiyu front is small. The strengthening of convergence in the deformation field in the lower troposphere triggers the releasing of strong potential instability. The meso- β -scale convective system (MCS) develops strongly in the instable environment. When it grows mature, the positive vorticity column exists in the whole troposphere. The deep convergence can reach the middle troposphere, and the maximum ascending velocity and the

收稿日期 2003-06-02 收到, 2004-02-10 收到修定稿

资助项目 国家重点基础研究规划项目 G1998040911

作者简介 李鲲, 男, 1976 年出生, 硕士, 目前主要从事暴雨机理研究。E-mail: likun168@hotmail.com

maximum heating occur in the middle higher troposphere. (3) The heavy rainstorms developing in the upper reaches of the Yangtze River often occur in the synoptic situation where there exist a deep trough in the middle troposphere in the north and a southwest vortex (SW vortex) in the lower troposphere in the south. When the cold-dry air invades from the middle troposphere, the SW vortex develops upward strongly because of the strengthening of the convergence in the lower troposphere and the releasing of the strong potential instability. When it grows mature, the positive vorticity column exists in the whole troposphere and the deep convergence can reach the middle lower troposphere. The maximum ascending velocity with the maximum heating occurs in the middle troposphere.

Key words heavy rainstorm, Meiyu front, structural characteristics, formation mechanism, comparative study

1 引言

中国地处东亚季风区,是世界上暴雨最多的国家之一。暴雨在中国各地出现的情况很不相同,暴雨的地域性和时间性特征明显^[1]。陶诗言先生^[2]早在20世纪80年代初,就从天气学角度对中国暴雨进行了地域划分,并分别说明了各地域暴雨产生的天气条件和基本背景。观测和研究表明,暴雨的产生与局地地理特征有着十分密切的联系。尤其是在长江流域,梅雨期暴雨发生的性质因地段和环境条件不同存在较大的差异。日本气象学者也曾指出^[3-5],梅雨锋的东西段具有不同的特征,西段梅雨锋南北温差不大,正压性强,低层具有强的水平风切变,而东段受东亚大槽前部湿冷空气的影响,水平温度梯度和湿度梯度大,湿斜压性强,梅雨锋东西段的动力热力差异导致梅雨锋东西段上暴雨具有不同的性质。他们还进一步指出了梅雨锋东段暴雨的多尺度结构特征。中国气象学者对梅雨锋的降水特征作过大量研究。Lou等^[6]认为1979年的梅雨具有典型的锋面降水特征,以连续性降水为主。丁一汇和王笑芳^[7]则指出,1983年梅雨期的大气十分类似于热带大气,降水及热源、热汇日变化明显,对流活跃。宇如聪等^[8]、曾庆存等^[9]和徐幼平等^[10,11]对川西雅安暴雨的数值研究表明,在雅安地区的暴雨过程中,有的雨峰具有低纬对流系统的特征,有的雨峰则是中低纬系统相互作用的结果,青藏高原陡峭地形、高原东坡边界层作用和中低纬系统的相互作用对于雅安暴雨的形成具有重要影响。这些已有的研究成果,从不同的侧面揭示了长江流域不同地域梅雨期的暴雨特征,同时也表明,还需将这一研究引向深入,以期从纷繁复杂的地域特征中,进一步探求对梅雨锋暴雨的带规律的认识。

近来,陶诗言和张小玲^[12]将我国梅雨锋上的暴雨分为三个主要类型:梅雨锋东端(116°E以东)初生气旋类暴雨(以下简称A类暴雨), β 中尺度深对流类暴雨(以下简称B类暴雨)和长江上游梅雨锋西段“北槽南涡”类暴雨(以下简称C类暴雨)。他们指出,努力

增进对这三类暴雨系统发生和发展的规律认识,对提高长江流域梅雨期暴雨的预报能力具有重大意义。

本文选取了分属于这三类暴雨的4个典型个例,采用AREM 2.1版本,对各暴雨过程分别进行了数值模拟,并用模式输出的高分辨率物理量诊断分析场对这些暴雨过程进行了较细致的分析和比较研究,揭示了这三类暴雨系统在内部结构和形成机制等方面的主要差异。

2 典型暴雨个例及其天气背景

本文选取4个发生在梅雨锋上的典型暴雨过程作为研究对象。它们分别是1999年6月24~25日发生在安徽黄山的特大暴雨过程(简称“99.6”黄山暴雨),1998年6月14~15日发生在浙江龙泉的特大暴雨过程(简称“98.6”龙泉暴雨),1998年7月20~22日发生在湖北武汉的特大暴雨过程(简称“98.7”武汉暴雨),以及1981年7月12~13日发生在四川成都的特大暴雨过程(简称“81.7”成都暴雨)。从下面的天气分析可以看到,这些暴雨实例分属于前面所指出的A、B、C三种暴雨类型。其中,“99.6”黄山暴雨和“98.6”龙泉暴雨属于A类暴雨,“98.7”武汉暴雨属于B类暴雨,“81.7”成都暴雨属于C类暴雨。

2.1 暴雨发生的大尺度环流背景

图1a、b分别给出了“99.6”黄山暴雨[1999年6月24日00时(世界协调时,下同)]、“98.6”龙泉暴雨(1998年6月14日00时)700 hPa形势场。可以看出,这两次暴雨过程具有很相似的大尺度背景,即副热带高压加强西伸,副高脊线位于20°N附近。北部的西风槽加深东移,槽后干冷空气南下,与副高西北侧加强的西南暖湿气流在长江中下游的暴雨发生地交汇,使该地温度梯度加大,形成准静止的梅雨锋,锋面上扰动锋生,产生中尺度扰动气旋波。气旋不断发展,产生大暴雨。这类暴雨过程属于典型的A类暴雨过程。

“98.7”武汉暴雨过程的天气形势与A类暴雨过程有较大不同(见图1c、d)。其特点是,从北方入侵梅雨锋区的干冷气流,由于下沉增温和缓慢南移过程中的

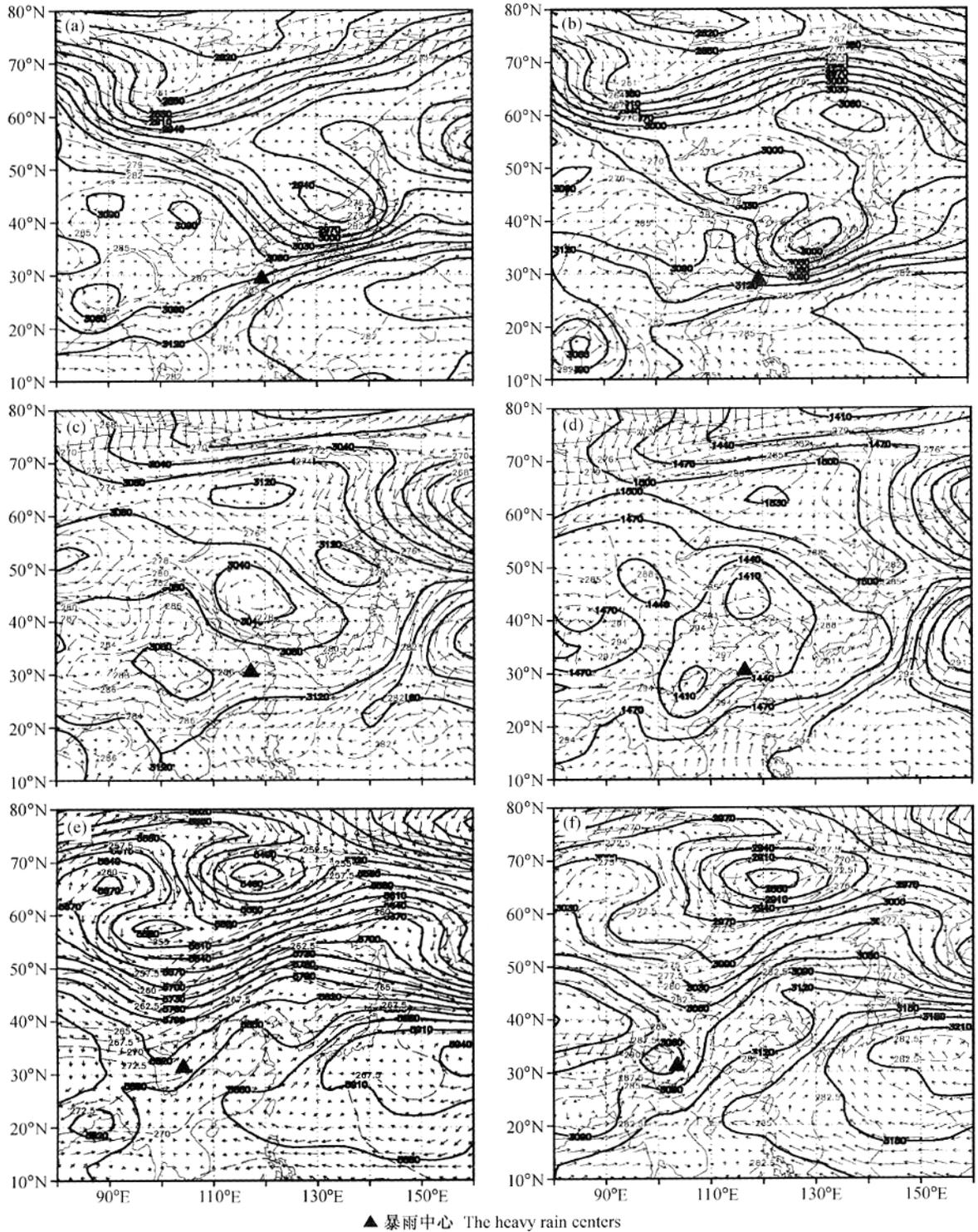


图1 梅雨锋上三类暴雨发生的天气形势 (a)1999年6月24日00时,700 hPa;(b)1998年6月14日00时,700 hPa;(c)1998年7月20日00时,700 hPa;(d)1998年7月20日00时,850 hPa;(e)1981年7月12日00时,500 hPa;(f)1981年7月12日00时,700 hPa。粗实线:重力位势高度(单位:gpm),长虚线:温度(单位:K)

Fig.1 The synoptic situations of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front. (a) 700 hPa, 0000UTC 24 June 1999;(b) 700 hPa, 0000UTC 14 June 1998;(c) 700 hPa, 0000UTC 20 July 1998;(d) 850 hPa, 0000UTC 20 July 1998;(e) 500 hPa, 0000UTC 12 July 1981;(f) 700 hPa, 0000UTC 12 July 1981. Thick solid lines represent geopotential height(units:gpm). Long dashed lines represent temperature(units:K)

气团变性,与南方暖湿空气之间的温差很小,梅雨锋主要呈现为湿度场的差别^[13]。该暴雨发生于风辐合变形场中。在有利的低空辐合风场作用下,梅雨锋上有突发性 β 中尺度深对流系统发生和强烈发展。从卫星云图(图略)上可以看到,沿梅雨锋有清晰的 β 中尺度强对流云团活动。这类由 β 中尺度深对流系统引起的暴雨属于B类暴雨。

“81.7”成都暴雨属于C类暴雨过程。这类暴雨主要发生在梅雨锋西端的我国四川、重庆等地。其主要特点是,对流层低层有中尺度低涡(或西南涡),中高层有北支槽入侵并与其耦合。“北槽南涡”构成了这类暴雨的典型环流形势^[14](图1e,f)。这种“北槽南涡”的天气系统配置,非常有利于在地处青藏高原东麓的长江上游地区产生暴雨,甚至大暴雨。

图2给出这4个暴雨个例主要暴雨中心的位置。强暴雨中心基本上位于30°N附近的沿长江地区,都具有突发性、局地性的特点。

2.2 暴雨发生的水汽条件和热力特征

图3分别给出了1999年6月24日00时(“99.6”黄山暴雨)、1998年7月20日00时(“98.7”武汉暴雨)和1981年7月12日00时(“81.7”成都暴雨)700 hPa

的水汽通量分析结果(基于NCEP同化分析资料)。可以看到,三类暴雨均发生于水汽通量的大值区,这说明三类暴雨发生时,水汽供应均是非常充沛的。同时,由各暴雨过程的整层水汽通量散度计算可知(图略),暴雨均发生在水汽辐合大值中心附近,中心值可达 $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的量级。所以,有利的水汽输送和水汽聚集是暴雨系统发生和发展的必备条件。

为了较清晰地反映三类暴雨发生时的大气热力状况,这里分别给出各暴雨过程的假相当位温 θ_{se} 的分布(基于NCEP同化分析资料)。图4a给出了1999年6月24日00时(“99.6”黄山暴雨)过暴雨中心(沿119°E)的 θ_{se} 经向剖面图,可以看出,这次暴雨发生于梅雨锋前缘的高湿能区,大气具有较强的湿斜压性,大气湿层深厚,且为弱层结稳定。图4b给出了1998年7月20日00时(“98.7”武汉暴雨)过暴雨中心(沿115°E)的 θ_{se} 经向剖面图,由图可见,武汉上空对流层中低层的大气温度对比较弱,大气呈现准正压性。对流层中层的空气较为干燥,对流层低层聚集有高位势不稳定能量。梅雨锋上的 β 中尺度深对流系统,就是在这种准正压、强位势不稳定的大气中触发,并强烈发展起来的。“81.7”成都暴雨发生于青藏高原东侧。受高原

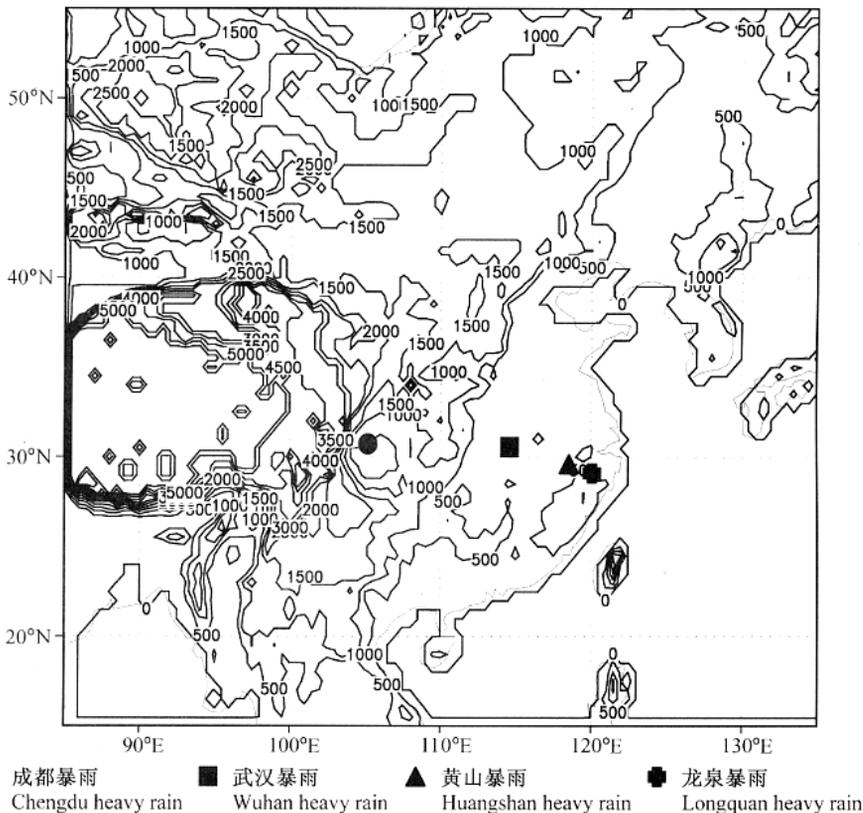


图2 模拟区域、模式地形海拔高度(实线,单位:m)和暴雨中心

Fig. 2 Model domain, model terrain altitude (solid lines, units: m) and heavy rain centers

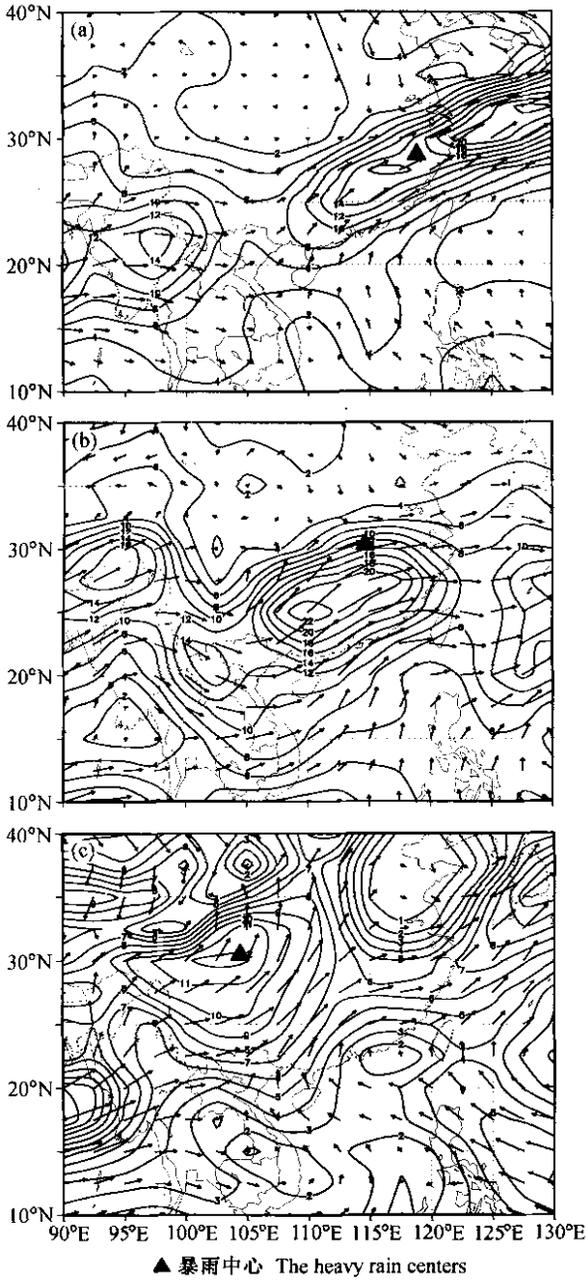


图3 梅雨锋上三类暴雨的700 hPa水汽通量:(a)1999年6月24日00时(b)1998年7月20日00时(c)1981年7月12日00时。实线:等水汽通量线(单位: $g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$),矢量箭头:水平风矢量

Fig. 3 Moisture flux of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front at 700 hPa at (a) 0000UTC 24 June 1999, (b) 0000UTC 20 July 1998, and (c) 0000UTC 12 July 1981. Solid lines represent the moisture flux ($g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$) and arrows represent the wind vectors

大地形的影响,四川盆地的对流层中低层有常驻涡旋——西南涡存在,涡旋形成的对流层低层偏东气流有利于暖湿空气向高原东麓输送,造成位势不稳定能量的蓄集。从图4c可以看到,沿青藏高原东坡,大气具

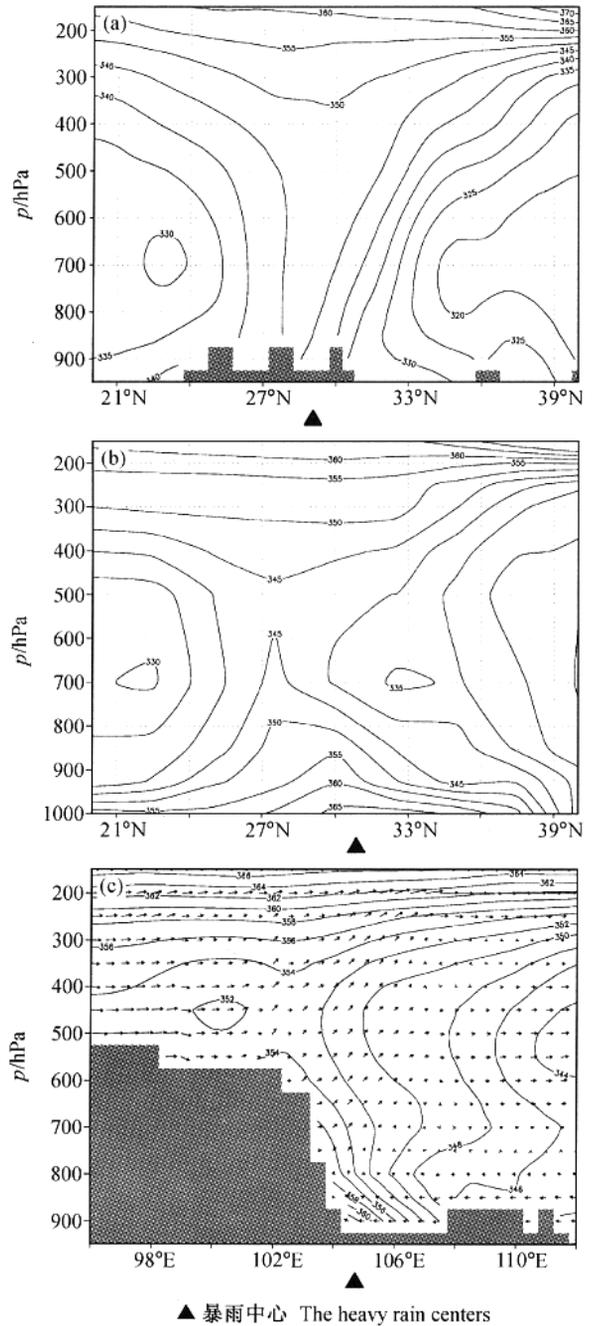


图4 梅雨锋上三类暴雨的假相当位温 θ_{se} 剖面图 (a)1999年6月24日00时,沿119°E,假相当位温(单位:K)的经向剖面图;(b)1998年7月20日00时,沿115°E,假相当位温(单位:K)的经向剖面图(c)1981年7月12日00时,沿31.5°N,假相当位温(单位:K)和垂直环流的纬向剖面图

Fig. 4 Vertical cross sections of the pseudo-equivalent potential temperature (K) of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front. (a) 0000UTC 24 June 1999, along 119°E; (b) 0000UTC 20 July 1998, along 115°E; (c) 0000UTC 12 July 1998, along 31.5°N, arrows depict the vertical circulation

有高位势不稳定能量。而当有北支槽入侵盆地上空时,将形成有利于暴雨发生的“北槽南涡”天气形势。

由上述分析可见,梅雨锋上三类暴雨过程既具有共性,同时,也有各自不同的特点。它们基本代表了梅雨锋暴雨的一些主要类型。

3 AREM 模式简介

本文选用 AREM 2.1 版本作为数值研究工具。AREM 是基于中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)REM 发展的新一代 ETA 坐标暴雨数值预报模式。目前,该模式已在国内外多个从事气象、水文和环境的科研和业务单位推广使用,是我国从事暴雨等中尺度研究和预报的主要工具之一。

AREM 模式主要特点包括(1)模式动力框架采用了 IAP GCM 唯一能构造完全能量守恒时空差分格式的数学模型^[15],模式具有很好的计算稳定性。(2)采用 η 坐标和水平 E 网格^[16]。对复杂地形,采用了国际上先进的计算方法和处理技巧,有效地解决了复杂地形所带来的计算问题,模式能较好地考虑真实地形的作用。(3)对水汽平流方程设计了简单而有效的保形正定平流差分方案^[17,18],并解决了在 E 网格中的应用问题,避免了大多数模式中常出现的负水汽现象或平滑耗散过强现象。(4)保留了初始场的静力平衡偏差,在静力平衡模式中,同时保留了位势高度和温度场的初值意义。(5)变量的水平网格分布形式采用了较合理的交错分布方法,并对重力波解在网格上的分离,设计了有效的计算方法^[19]。(6)采用国际最流行的编程方法,实现模式程序完全模块化,并便于并行计算。(7)采用了高精度模式地形,并结合我国特点考虑了 13 种地表植被状况。(8)模式水平分辨率可达 18 km,垂直分层可达 25 层。(9)模式包含了网格尺度凝结降水、Betts 积云对流参数化、整体边界层和高精度非局地边界层参数化、多种层结地表通量参数化等较为丰富的物理过程。(10)模式运行采用“卡片”作业方式,使模式调试和业务使用方便简捷。

4 试验方案设计和降水数值模拟

数值试验中,模式水平分辨率约为 37 km,垂直分层为 20 层,模式模拟范围是(15°N ~ 55°N, 85°E ~ 135°E),网格点数为 101 × 161 个。模拟初值由 AREM 简单初值系统提供,这里以 NCEP 同化分析资料作为背景场。模拟中,模式包含了网格尺度凝结降水、Betts 积云对流参数化、CCM3 非局地边界层参数化和地面通量参数化等较为完善的物理过程。表 1 给出模式对各暴雨过程的起报和积分时间,其中,由于“98.7”武汉

表 1 各暴雨过程的起报和积分时间

Table 1 The initial and integral time of the heavy rain processes

暴雨过程 Heavy rain processes	暴雨类型 Heavy rain types	起报时间 Initial time	积分时间 Integral time
“99.6”黄山暴雨 Huangshan	A	0000UTC 24 June 1999	24 h
“98.6”龙泉暴雨 Longquan	A	0000UTC 14 June 1998	24 h
“98.7”武汉暴雨 Wuhan	B	0000UTC 20 June 1998	48 h
“81.7”成都暴雨 Chengdu	C	0000UTC 12 July 1981	24 h

暴雨发生在 1998 年 7 月 20 日夜间至 22 日,所以积分时间取为 48 小时。

图 5a, b 分别给出 1999 年 6 月 24 日 00 时至 25 日 00 时 24 小时地面降水实况和预报结果,模式成功预报了西南—东北走向的锋面雨带以及黄山附近的暴雨中心,实况中心强度为 145.7 mm,预报的中心强度为 132.6 mm,两值非常接近。图 5c, d 分别给出了 1998 年 7 月 20 日 00 时至 21 日 00 时 24 小时地面降水实况和预报结果,可以看出模式成功模拟了近于东西排列的三片强降雨区,特别是武汉地区的 β 中尺度暴雨中心位置预报准确,武汉的暴雨中心强度,实况为 145.5 mm,预报为 207.8 mm,预报稍强,但两值还是比较接近的。从武汉暴雨中心 48 h 逐时降水量变化的实况和预报对比看(图 6),模式较好地模拟出实况中出现的各个主要降雨峰值,但模式预报的武汉暴雨最大峰值出现时间比实况提前,而强度比实况小,考虑到模式网格代表的是网格平均情况,若取武汉附近各站降水平均(长虚线),则两者相当。图 5e, f 分别给出了 1981 年 7 月 12 日 00 时至 13 日 00 时 24 小时地面降水实况和预报的结果,可以看出,模式成功模拟了南北向的锋面雨带及雨区分布,成都附近的强降水中心预报为 220.0 mm,实况为 201.1mm,两值也很接近。模式对“98.6”龙泉暴雨也作出了比较成功的降水预报(图略)。下面一节将介绍利用高时空分辨率的模拟资料对三类暴雨特征的诊断分析和比较研究的结果。

5 梅雨锋三类暴雨特征的比较研究

5.1 暴雨发生与发展机制比较

造成“99.6”黄山暴雨过程的直接系统是梅雨锋上生成并发展起来的 α 中尺度气旋。该系统于 1999 年 6 月 24 日上午生成,中心位于江西北部 and 安徽南部交界处,在原地发展加强后,迅速东移出海。图 7a 给出模拟的 1999 年 6 月 24 日 02 时 850 hPa Q 矢量、假相当位温和 Q 矢量锋生函数分布,可以看到中尺度气旋和暴雨发生地处于 Q 矢量辐合区,非地转运动在此形成了一条近于南北向的辐合线。从 Q 矢量地转锋生函

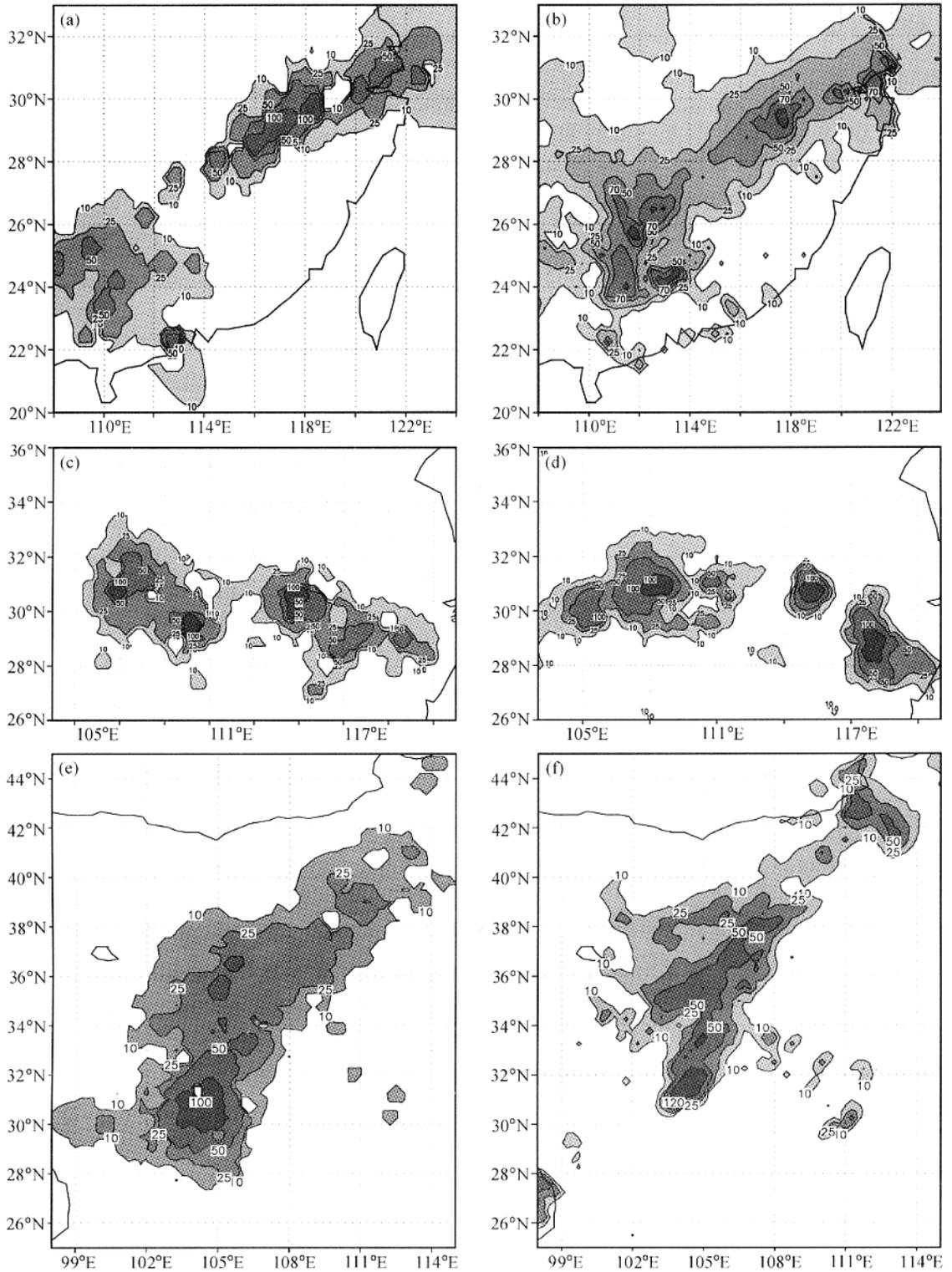


图5 观测(a, c, e)和预报(b, d, f)的典型暴雨过程24小时地面降水(单位: mm)(a, b)1999年6月24~25日(c, d)1998年7月20~21日(e, f)1981年7月12~13日

Fig. 5 Observed(a, c, e)and forecasted(b, d, f)24 h rainfall(units: mm)of the typical heavy rain processes. (a, b)From 0000 UTC 24 June to 0000 UTC 25 June 1999; (c, d)from 0000 UTC 20 July to 0000 UTC 21 July 1998; (e, f)from 0000 UTC 12 July to 0000 UTC 13 July 1981

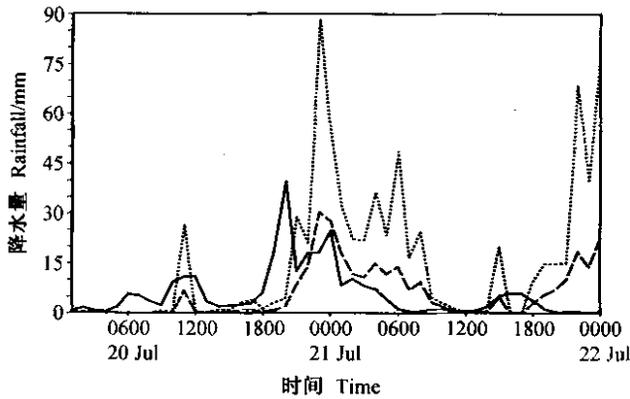


图 6 1998 年观测和预报的“98.7”武汉暴雨过程暴雨中心逐时的地面降水。实线：预报，点线：武汉及邻近的 3 个站观测的 1 小时降水量中的最大值，长虚线：武汉及这 3 个站观测的 1 小时降水量的平均值

Fig. 6 Time series of the observed and forecasted hourly rainfall (units : mm) at Wuhan from 0000UTC 20 to 0000UTC 22 July 1998. Solid line represents the forecasted , dotted line represents the maximum observation among the Wuhan station and other three stations near it. Long dotted line represents their average

数分布(阴影区)看,中尺度气旋和暴雨发生于锋生函数大值中心区附近。这说明暴雨发生时,梅雨锋面上伴随有局地扰动锋生,这种锋面上的扰动锋生使黄山附近对流层低层大气湿斜压度局地加强。图 7b 给出了暴雨发生时 850 hPa 湿位涡与水平湿斜压度 $|\nabla_p \theta_e|$ 的分布,由图可看到,黄山附近对流层低层为湿位涡的正值区,其形状和面积同暴雨发生前相比,基本维持不变——湿位涡守恒,但湿斜压度的分布则发生了明显的变化。黄山附近在暴雨发生时出现明显的湿斜压度大值中心。由于风的垂直切变变化并不大,根据湿位涡守恒原理^[20],在这种湿斜压度增大的区域将造成垂直涡度和上升运动的强烈发展。 α 中尺度扰动气旋和暴雨就是在这种非常有利的系统发展条件下形成的。

造成“98.7”武汉大暴雨的直接系统是活动于鄂东一带的 β 中尺度对流系统(以下简称 $M\beta CS$)。由 Q 矢量和 Q 矢量锋生函数分析可知(图略),在武汉上空的对流层中低层,虽有明显的穿越湿度锋的非地转运动,但暴雨区并无明显的温度场锋生过程。这说明,与 A 类暴雨不同,这类暴雨系统的发展环境不具有明显的湿斜压性质,暴雨主要是在对流层低层高位势不稳定能量区中产生。图 7c 给出了过暴雨中心(30.5°N, 115.5°E)MPV1(p 坐标系下湿位涡垂直分量)的时间-高度剖面图。可以看到,在 $M\beta CS$ 发展的初期,对流层中低层大气的 MPV1 为正值,其最大值中心位于 700 hPa 附近。随后,对流层中层大气转变为负值区,并且

负值区迅速向对流层中高层伸展。在分析了暴雨发生前后的 700 hPa 流场变化后,可以发现, $M\beta CS$ 一直是在低层正涡度变形风场环境中发生发展的(图 7d),所以 MPV1 的符号变化反映了位势不稳定能量的释放过程。分析暴雨区上空涡度、散度场随时间的变化(图略)可知,对流层中低层散度辐合加强略早于正涡度发展。这可初步表明,变形风场的低空辐合加强,触发了武汉暴雨区位势不稳定能量的释放,造成了 $M\beta CS$ 的发展。

“81.7”成都大暴雨是我国长江上游四川盆地典型的“北槽南涡”暴雨过程。四川盆地地处青藏高原东部,受青藏高原地形的影响,四川盆地对流层中低层存在常驻中尺度涡旋——西南涡。一般来说,该地附近发生的暴雨过程都与大地形作用和西南涡发展有关。图 7e, f 给出了模拟的暴雨发生前后过成都暴雨中心垂直环流、假相当位温和垂直速度演变的纬向剖面,从图中可以看到,暴雨发生前(1981 年 7 月 12 日 02 时),成都附近对流层中低层存在着一个浅薄的对流系统,该系统的对流强度较弱,伸展高度也被高原背风下沉气流抑制于 450 hPa 以下,它是西南涡的上升环流。在该对流系统西部的高原上,还有一个中尺度上升运动区,它反映的是北支槽南端的上升运动支。当北支槽逐步移向四川盆地,两支上升运动将合并,北支槽槽后干冷空气随之侵入盆地,形成“北槽南涡”的有利配置。这种配置将触发穿透性的深对流产生。这种穿透性对流系统的建立有利于对流层低层辐合的加强和位势不稳定能量的释放,使低层涡旋向整个对流层强烈发展,产生大暴雨。因此,由暴雨强盛期(1981 年 7 月 12 日 06 时)的场分布可见,暴雨深对流系统已发展为贯穿整个对流层的强上升运动柱,强上升运动中心位于对流层中层的 450 hPa,强度达到 $10^{-2}(\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1})$ 量级。

比较梅雨锋上三类暴雨中尺度系统在发生、强盛和衰亡期的垂直环流(图略),可以发现, B 类和 C 类暴雨中尺度系统在整个对流层内强烈发展,对流强盛期,强上升运动贯穿整个对流层,强上升运动中心位于对流层中高层; A 类暴雨中尺度系统多在对流层中低层发展,对流强盛期,上升运动中心的强度也小于 B 类和 C 类暴雨中尺度系统。

5.2 结构特征比较

各类暴雨中尺度系统的结构特征表现出较大的差异。比较三类暴雨中心涡度、散度和非地转涡度的时间-高度剖面(图 8),可以看到, A 类暴雨中尺度系统的涡度和散度几乎是同步发展的。B 类和 C 类暴雨中

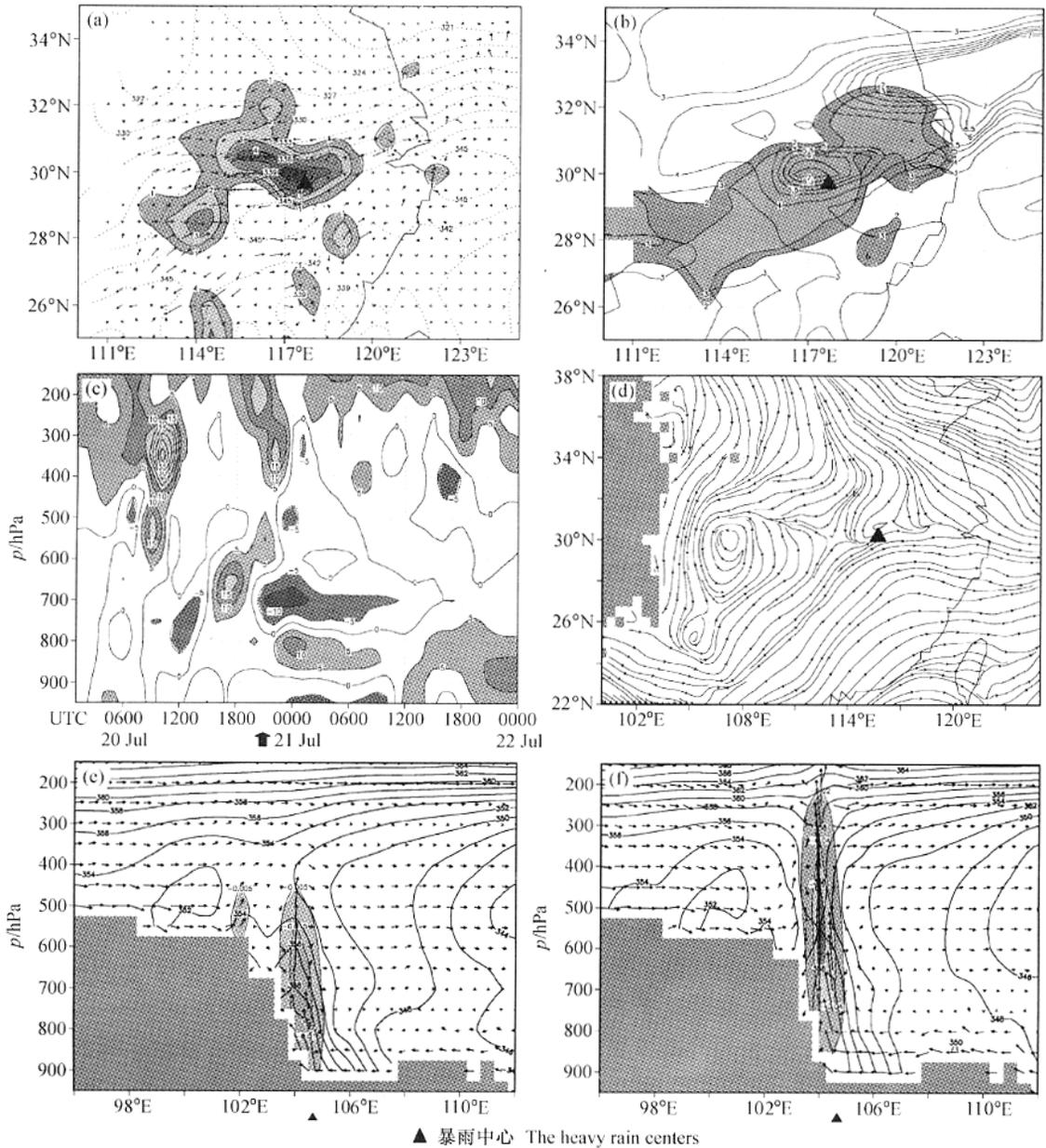


图7 梅雨锋上三类暴雨发生与发展机制比较 (a)1999年6月24日02时850 hPa Q 矢量、假相当位温和 Q 矢量锋生函数的分布图[箭头: Q 矢量, 点线:假相当位温(单位:K), 阴影: Q 矢量锋生函数(单位: $10^{-14} K^2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$)] (b)1999年6月24日06时850 hPa 湿位涡和湿斜压度的分布图[阴影:正湿位涡区(单位:PVU, $1 \text{ PVU} = 1.0 \times 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1} \cdot K \cdot kg^{-1}$), 等值线:湿斜压度(单位: $10^{-5} K \cdot m^{-1}$)] (c) 98.7°武汉暴雨中心(30.5°N, 115.5°E) MPVI(0.1 PVU)的时间-高度剖面图 (d)1998年7月20日19时700 hPa 流场 (e, f) 1981年7月12日02时(e)和06时(f)沿31.5°N假相当位温(实线, 单位:K) 垂直速度(单位: $hPa \cdot s^{-1}$)和垂直环流的纬向-高度剖面图。▲表示暴雨发生时间(以下同)

Fig.7 Comparison of the mechanisms of formation and development of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front. (a) Q vector, pseudo-equivalent potential temperature and frontogenesis function of Q vector at 850 hPa at 0200 UTC 24 June 1999. Arrows depict Q vectors, dotted lines depict pseudo-equivalent potential temperature (units: K) and shaded areas depict the frontogenesis function of Q vector (units: $10^{-14} K^2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$). (b) Moisture potential vorticity and wet baroclinic modulus (solid lines, units: $10^{-5} K \cdot m^{-1}$) at 850 hPa at 0600 UTC 24 June 1999. Shaded areas represent positive moisture vorticity (units: PVU, $1 \text{ PVU} = 1.0 \times 10^{-6} m^2 \cdot s^{-1} \cdot K \cdot kg^{-1}$). (c) Time-height cross section of the moisture potential vorticity (0.1 PVU) of the heavy rain center (30.5°N, 115.5°E). (d) Streamlines at 700 hPa at 1900 UTC 20 July 1998. (e, f) Latitude-height cross section of the pseudo-equivalent potential temperature (units: K), vertical velocity (units: $hPa \cdot s^{-1}$) and vertical circulation, along 31.5°N at 0200 UTC (e) and 0600 UTC (f) 12 July 1981. ▲ represents the occurring time of the heavy rainfall, similarly hereinafter

尺度系统散度的强烈发展略超前于涡度。在系统发展初期,对流层低层均经历辐合加强的过程。我们可以用如下的涡散倾向方程^[21]来解释涡度和散度场的这种相互作用。

$$\begin{cases} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(f + \zeta)D, \\ \frac{\partial D}{\partial t} = -f(\nabla^2 \varphi - f\zeta) - 2 \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial x}. \end{cases} \quad (1)$$

根据适应理论,在暴雨中尺度系统中,气压场向流场调整。非地转涡度($\nabla^2 \varphi - f\zeta$)是散度局地变化的原因。当 $(\nabla^2 \varphi - f\zeta) > 0$ 时,流场辐合增加,涡度变化转向为正,而正的涡度变化,又使 $(\nabla^2 \varphi - f\zeta)$ 减小,从而使辐合减小。由此,可以初步认为是非地转涡度促使了涡度和散度场之间的耦合振荡。

暴雨强盛时,A类暴雨中尺度系统水平尺度约300 km,B类和C类暴雨中尺度系统水平尺度约100 km。比较经过暴雨中心涡度和散度的纬向剖面(图9),可

以发现,A类暴雨中尺度系统表现为对流层中低层的正涡度柱,正涡度中心位于850 hPa,正涡度柱的伸展高度未超过500 hPa,辐合区位于650 hPa以下,辐合中心位于850 hPa,垂直上升运动区伸展高度为300 hPa,中心位于650 hPa。B类暴雨中尺度系统表现为一贯穿于对流层的深厚正涡度柱,柱中存在上下两个正涡度中心,一个较强的正涡度中心位于对流层中层的550 hPa,另一个较弱的正涡度中心位于对流层高层;而散度场的结构,在对流层中层450 hPa以下均为深厚的辐合层,强辐合中心位于750 hPa,垂直运动场表现为深厚的强上升运动柱,强上升运动区位于对流层中高层的600~400 hPa。C类暴雨中尺度系统也表现为贯穿于整个对流层的正涡度柱,涡柱西倾,有两个正涡度中心,一个位于对流层低层,另一个位于对流层中层。与涡度场的分布相对应,550 hPa以下为辐合层,辐合中心位于对流层低层800 hPa。强上升运动柱基

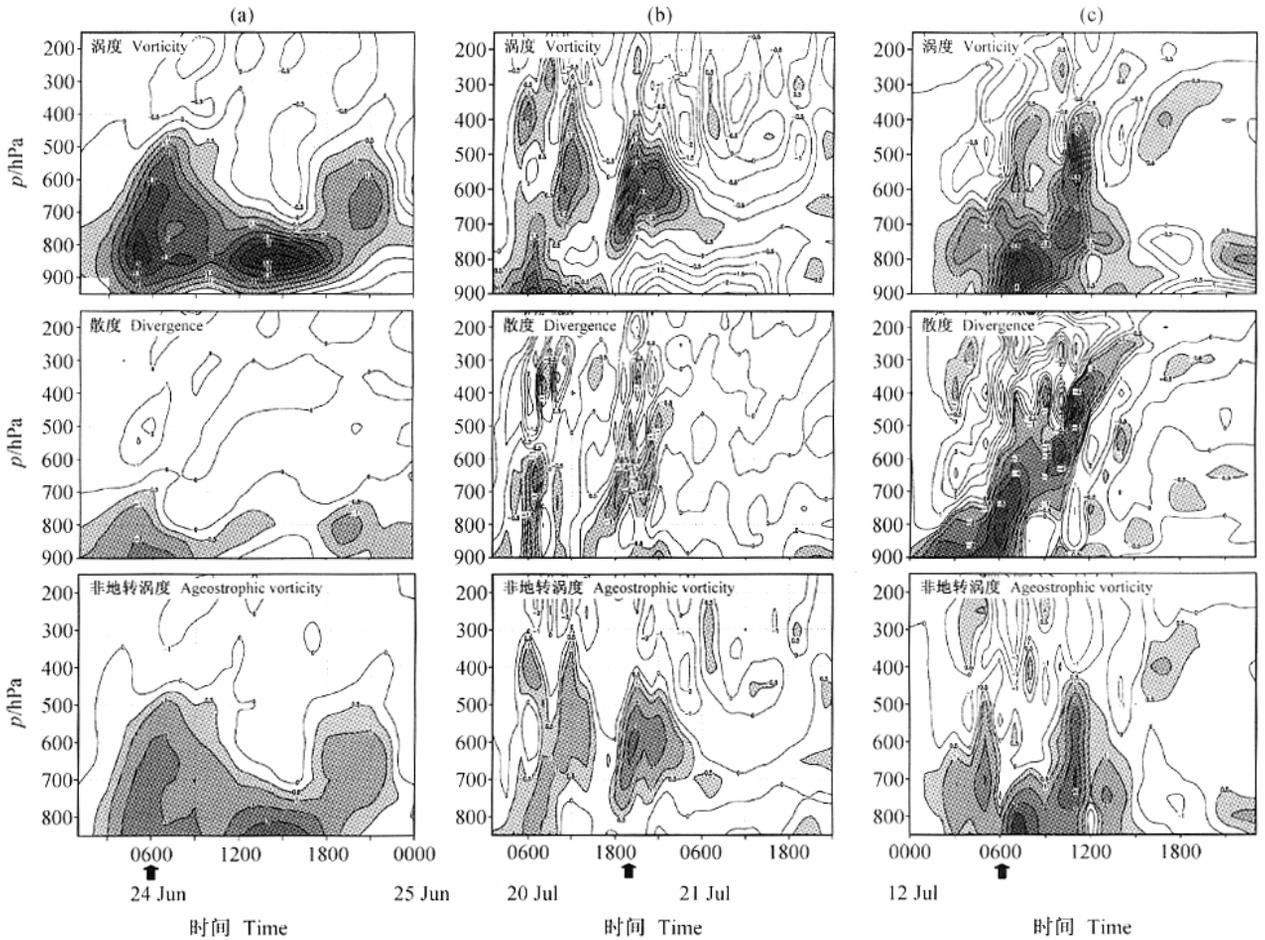


图8 梅雨锋上三类暴雨过程,暴雨中心涡度($10^{-4} s^{-1}$)、散度($10^{-4} s^{-1}$)和非地转涡度($10^{-8} s^{-2}$)的时间-高度剖面比较 (a) 99.6°E 黄山暴雨过程 (b) 98.7°E 武汉暴雨过程 (c) 81.7°E 成都暴雨过程

Fig. 8 Time-height cross sections of vorticity ($10^{-4} s^{-2}$), divergence ($10^{-4} s^{-1}$) and ageostrophic vorticity ($10^{-8} s^{-1}$) of the heavy rain centers of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front : (a) Huangshan heavy rain process ; (b) Wuhan heavy rain process ; (c) Chengdu heavy rain process

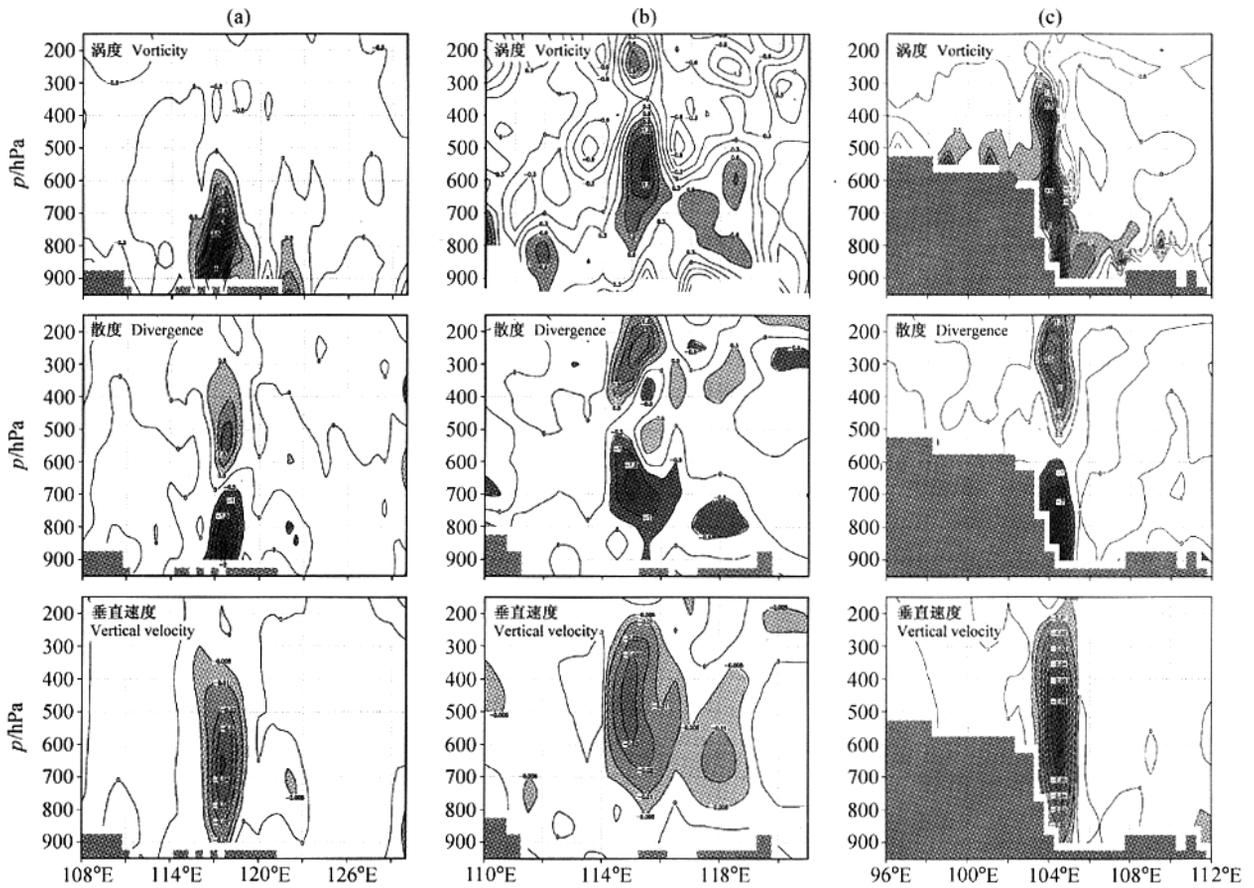


图9 梅雨锋上三类暴雨中尺度系统在强盛期涡度(10^{-4}s^{-1})、散度(10^{-4}s^{-1})和垂直速度($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)的比较 (a) 99.6° 黄山暴雨过程, 剖面为 29.5°N (b) 98.7° 武汉暴雨过程, 剖面为 30.5°N (c) 81.7° 成都暴雨过程, 剖面为 31.5°N

Fig. 9 Vertical cross sections of vorticity (10^{-4}s^{-1}), divergence (10^{-4}s^{-1}) and vertical velocity ($\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$) of the mesoscale heavy rain systems of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front in the mature stage (a) Huangshan heavy rain process, along 29.5°N; (b) Wuhan heavy rain process, along 30.5°N; (c) Chengdu heavy rain process, along 31.5°N

本上与正涡度柱相伴随。

5.3 热量和水汽收支比较

视热源 (Q_1) 和视水汽汇 (Q_2) 分别由以下两式^[22] 计算:

$$Q_1 = \frac{Q_R}{c_p} + \frac{L}{c_p}(\bar{c} - \bar{e}) - \frac{1}{c_p} \frac{\partial (\overline{S'w'})}{\partial p} = \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \bar{T} + \left(\frac{p}{p_0}\right)^{R/c_p} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}, \quad (2)$$

$$Q_2 = -\frac{L}{c_p}(\bar{c} - \bar{e}) - \frac{1}{c_p} \frac{\partial (\overline{q'w'})}{\partial p} = -\frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{q}\mathbf{V} + \frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial p} \right), \quad (3)$$

式中, Q_R 是辐射加热率, c 是凝结率, e 是液态水蒸发率, $S = c_p T + gz$, 带 ' ' 的量是对区域平均值的偏差值, 即 $\alpha' = \alpha - \bar{\alpha}$ 。根据定义, 视热源由三项组成: 辐射冷却、净水汽凝结加热和由积云与湍流产生的小尺度涡旋和湍流垂直输送。视水汽汇由两项组成: 净水汽凝结和由积云与湍流产生的小尺度涡旋和湍流的垂直输

送。

图 10 给出三类典型暴雨个例在暴雨强盛期视热源和视水汽汇的垂直分布, 由图可以看到, A 类暴雨系统的最大加热和增湿层高度不高, 对流发展较为浅薄, 对大尺度环境场的加热和增湿的反馈作用也主要体现在对流层中下层。B 类暴雨系统在整个对流层中上层均为较强的加热区, 最大加热层高度较高, 位于 450 hPa 附近。视水汽汇廓线出现了双峰结构, 在 700 hPa 和 350 hPa 有两个大增湿中心, 而 450 hPa 有一个变干层, 与 Q_1 的最大加热层对应。分析视热源和视水汽汇中的各项式 (2)、(3) 可知, 它与强的深厚对流发展的凝结变干有关。这说明, 这场暴雨的 M β CS 发展很旺盛。C 类暴雨深对流系统的最大加热层次位于对流层 500 hPa 附近, 而视水汽汇呈现双峰结构, 对应关系与 B 类暴雨相似, 同样说明, 这类暴雨的深对流发展比较旺盛。

此外 6~8 月平均的 ISCC (International Satellite Cloud

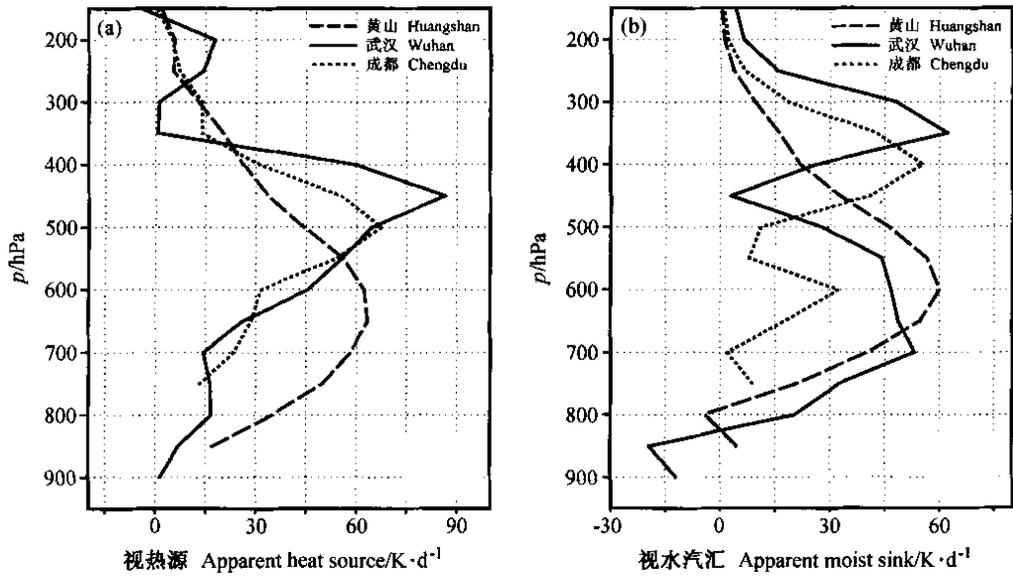


图 10 梅雨锋上黄山、武汉和成都三类暴雨过程,强盛期暴雨中尺度系统范围内平均视热源(a)和平均视水汽汇(b)的垂直分布
 Fig. 10 Vertical profiles of the apparent heat source (a) and the apparent moist sink (b) averaged over the coverage of the heavy rain systems in the mature stage for the Huangshan , Wuhan and Chengdu heavy rain process

Program)云顶气压沿 30°N 呈阶梯状分布(图 11),上游地区的云顶最高,中游地区次之,下游地区的云顶最低。卫星观测事实也佐证了长江流域各地区对流发展的强烈程度。

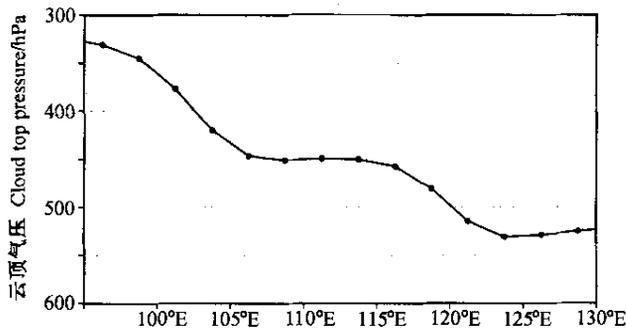


图 11 6~8 月平均的 ISCP 云顶气压沿 30°N 的纬向剖面图
 Fig.11 Latitude-height cross section of the ISCP cloud top pressure averaged from June to August along 30°N

6 结论

本文利用 AREM 2.1 版本对梅雨锋三类暴雨过程的典型个例进行了数值模拟。通过物理量场诊断分析和比较研究,初步揭示了梅雨锋三类暴雨系统在结构和形成机制等方面的主要差异。主要结论有:

- (1)受局地气候和地形地貌条件的影响,梅雨锋上三类型暴雨过程的暴雨特征存在着较大的差异。
- (2)A 类暴雨发生于北方干冷空气与西南暖湿气流交汇、大气湿斜压性较强的天气背景下。梅雨锋上

中尺度气旋的产生与发展是导致暴雨发生的直接原因。这类暴雨中尺度系统水平尺度较大,约为 300 km 左右,大多只在对流层中低层发展,系统的垂直上升运动伸展高度不是很高。系统的正涡度柱位于对流层中低层,辐合层也位于 700 hPa 以下,暴雨系统的加热和增湿主要位于对流层中下部。

(3)B 类暴雨发生时梅雨锋区的南北温差很小,梅雨锋主要呈现湿度场差别。对流层低层大气中由于积聚了大量的位势不稳定能量,在有利的低空辐合风场作用下,位势不稳定能量释放,使梅雨锋上 β 中尺度深对流系统发生与发展,形成大暴雨。这类暴雨系统水平尺度较小,但发展强烈。系统成熟时,表现为贯穿整个对流层的正涡度柱,以中层的涡度最大,对流层中高层有强烈的上升运动,深厚的辐合层则发展到了对流层中层。暴雨期间,积云对流发展旺盛,最大加热出现在对流层中高层。

(4)C 类暴雨发生在梅雨锋西段的青藏高原东麓,该类暴雨是特殊地形作用下高低空系统有利配置的结果。暴雨发生时,对流层低层有中尺度低涡——西南涡,中高层有北支槽侵入并与其耦合。这种高低空天气系统的配置,有利于对流层低层辐合的加强和位势不稳定能量的释放,使低层涡旋向对流层中高层强烈发展。系统发展强盛时,正涡度柱贯穿于整个对流层,两个倾斜的正涡度中心分别位于对流层中层和低层,中低层为较深厚的辐合层。暴雨期间,积云对流发展强烈,上升运动柱贯穿整个对流层,最强上升运动和最

大加热均位于对流层中层。

参考文献

- [1] 章淹. 暴雨预报. 北京: 气象出版社, 1990. 6~29
Zhang Yan. *The Heavy Rain Forecasting* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1990. 6~29
- [2] 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
Tao Shiyang. *The Heavy Rain in China* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980. 225pp
- [3] Akiyama T. Large synoptic and mesoscale variations of the Baiu front during July 1982. Part I: Cloud feature. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1984, **67**: 57~81
- [4] Kato K. On the abrupt change in the structure of the Baiu front over China continent in late May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1985, **63**: 20~36
- [5] Kato K. Air mass transformation over the semi-arid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65**: 735~750
- [6] Luo H, Yanai M. The large-scale circulation and heat resource over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979, Part II: Heat and moisture budgets. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 966~989
- [7] 丁一汇, 王笑芳. 1983 年长江中游梅雨期的热源和热汇分析. 热带气象, 1988, **4**(2): 134~145
Ding Yihui, Wang Xiaofang. Analysis of the apparent moist source and the apparent moist sink in the middle reaches of the Yangtze River in the Meiyu period, 1983. *Chinese Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 1988, **4**(2): 134~145
- [8] 宇如聪, 曾庆存, 彭贵康, 等. “雅安天漏”研究 II 数值预报试验. 大气科学, 1994, **18**(5): 535~551
Yu Rucong, Zeng Qingcun, Peng Guikang, et al. Research on “Ya-An-Tian-Lou”, Part II: Numerical trial forecasting. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1994, **18**(5): 535~551
- [9] 曾庆存, 宇如聪, 彭贵康, 等. “雅安天漏”研究 III 特征、物理量结构及其形成机制. 大气科学, 1994, **18**(6): 649~659
Zeng Qincun, Yu Rucong, Peng Guikang, et al. Research on “Ya-An-Tian-Lou”, Part III: The physical structure and possible mechanism. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1994, **18**(6): 649~659
- [10] 徐幼平, 夏大庆, 宇如聪. 地形暴雨过程的数值研究. 大气环境研究, 1996, **9**: 1~11
Xu Youping, Xia Daqing, Yu Rucong. The numerical study of local torrential rain process. *Atmospheric and Environmental Research* (in Chinese), 1996, **9**: 1~11
- [11] Xu Youping, Yu Rucong, Xia Daqing. The numerical study of local torrential rain process in Yaan. Annual Report, LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 1996, 134~152
- [12] 张小玲. 长江流域梅雨锋暴雨灾害的研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2002, 240pp
Zhang Xiaoling. A study of the disaster of heavy rain over the Yangtze River basin during the Meiyu period (in Chinese). Ph. D. dissertation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2002, 240pp
- [13] 陶诗言, 倪允琪, 赵思雄, 等. 1998 夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京: 气象出版社, 2002. 12~73
Tao Shiyang, Ni Yunqi, Zhao Sixiong, et al. *Research on the Formation Mechanism and the Prediction Theory of the Heavy Rain in China in the Summer of 1998* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2002. 12~73
- [14] 四川省气象局, 四川省气象学会. 1981 年四川盆地暴雨分析. 1982, 12~50
Sichuan Bureau of Meteorology, Sichuan Institute of Meteorology. Analysis of the Heavy Rain in Sichuan Basin in 1981 (in Chinese). 1982, 12~50
- [15] 曾庆存, 张学洪. 完全保持能量守恒的可压缩流体时-空差分格式和协调的分解算法. 中国科学(B 辑), 1981, **11**: 1355~1366
Zeng Qingcun, Zhang Xuehong. Perfect energy-conservation time-space finite difference schemes and consistent split method to solve the dynamic equations of compressible fluid. *Scientia Sinica*(Series B)(in Chinese), 1981, **11**: 1155~1366
- [16] 宇如聪. 陡峭地形有限区域数值模式设计. 大气科学, 1989, **13**(2): 139~149
Yu Rucong. Design of the limited area numerical weather prediction model with steep mountains. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1989, **13**(2): 139~149
- [17] Yu Rucong. A two-step shape-preserving advection scheme. *Adv. Atmos. Sci.*, 1994, **11**(4): 479~490
- [18] Yu Rucong. Application of a shape-preserving advection scheme to the moisture equation in an E-grid regional forecast model. *Adv. Atmos. Sci.*, 1995, **12**(1): 13~19
- [19] 宇如聪. E 网格变量分布下差分格式的性质. 大气科学, 1994, **18**(2): 152~162
Yu Rucong. Properties of the spatial finite-difference scheme based on E-grid. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1994, **18**(2): 152~162
- [20] 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报, 1995, **53**(4): 387~404
Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1995, **53**(4): 387~404
- [21] 汪钟兴, 孙淑清. 暴雨系统中环境涡度场与散度场之间互相关系. 气象学报, 1988, **46**(4): 492~496
Wang Zhongxing, Sun Shuqing. The relationship between the environmental vorticity and divergence field. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 1988, **46**(4): 492~496
- [22] 郑良杰, 李洪, 陆汉城, 等. 中尺度天气系统的诊断分析和数值模拟. 北京: 气象出版社, 1989. 60~75
Zheng Liangjie, Li Hong, Lu Hancheng, et al. *Diagnosis and Numerical Simulation of the Mesoscale Systems* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1989. 60~75