赵玉春. 2011. 梅雨锋对引发暴雨的中尺度对流系统发生发展影响的研究 [J]. 大气科学, 35 (1): 81-94. Zhao Yuchun. 2011. Impacts of Meiyu front upon the initiation and development of mesoscale convection systems producing rainstorms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (1): 81-94.

梅雨锋对引发暴雨的中尺度对流系统 发生发展影响的研究

赵玉春

中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074

针对梅雨锋(湿度锋)上或附近偏南暖湿气流一侧中尺度对流系统不断发生发展和长时间维持而引发长 摘 亜 江流域暴雨的观测事实,利用中尺度数值预报模式 WRF(V3.1.1)设计了一系列三维理想数值试验,研究了梅雨 锋两侧自身水汽差异效应,探讨了基本气流和风垂盲切变对梅雨锋上中尺度对流系统发生发展的影响,揭示了梅 雨锋对中尺度对流系统的组织作用。结果发现:梅雨锋两侧自身水汽差异造成的质量不平衡可在梅雨锋附近激 发出小振幅重力波,在梅雨锋暖湿气流一侧对流层低层产生上升运动,并与非绝热加热过程耦合激发出对流形成 一条平行于梅雨锋的对流降雨带,对流系统的尺度一般为20~60 km,对流雨带形成后逐渐向南传播,其中对流 扰动形成后激发出振幅更大的重力波向南传播以及对流雨带北侧干下沉气流支的低层回流对新对流系统的触发 可能在对流雨带的南移中起到重要作用。梅雨锋对其附近的对流有一定的组织作用,对流扰动在梅雨锋附近可 发展成尺度为100~200 km的中尺度对流系统。对流扰动受到湿度锋在低层组织的偏北气流作用后,它在低层出 现辐合,流场结构在垂直方向上发生倾斜,这有利于对流系统的维持和发展。基本气流的平流效应使梅雨锋移 动,有利于抵消梅雨锋对流雨带南移效应,它对水汽和能量的输送在梅雨锋中尺度对流系统的发生发展中起到了 重要作用。风的方向变化引起的风垂直切变有利于梅雨锋对流的启动和中尺度对流系统的组织,并影响中尺度 对流系统的移动方向;而风的大小形成的风垂直切变似乎并不利于梅雨锋上对流的启动和中尺度对流系统的长 时间维持。

关键词 梅雨锋 对流 暴雨 基本气流 风垂直切变
 文章编号 1006 - 9895 (2011) 01 - 0081 - 14
 中图分类号 P441
 文献标识码 A

Impacts of Meiyu Front upon the Initiation and Development of Mesoscale Convection Systems Producing Rainstorms

ZHAO Yuchun

Wuhan Institute of Heavy Rain, China Meteorological Administration, Wuhan 430074

Abstract Aiming at the fact that the mesoscale convective systems develop on or in the south vicinity of the Meiyu front, lasting a long time and producing rainstorms along the Yangtze River valley, a series of three-dimensional idealized numerical experiments are carried out to investigate the effect of moisture difference between the two sides of the Meiyu front, to reveal the impacts of basic flow and wind vertical shear upon the development of the mesoscale

作者简介 赵玉春,男,博士,副研究员,目前主要从事暴雨形成机理与预测方法、中尺度动力学和中尺度数值模拟研究。 E-mail: zhaoych@cma.gov.cn

收稿日期 2010-01-05, 2010-06-30 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40930951、40975025

convective systems along the Meiyu front, and to show the convection organization by the Meiyu front. The results indicate that the mass imbalance resulting from moisture difference between the two sides of the Meiyu front can generate small-amplitude gravity waves, which may organize upward motions in the lower troposphere, trigger convection when coupled with diabatic heating process and lead to a convective rain band forming along the Meiyu front. The scale of the convective systems is usually 20 - 60 km. The convection rain band moves southward after its formation. The southward propagation of larger-amplitude gravity waves generated by convective perturbations and the triggering of new convective systems by the low-level backflow of dry downdraft to the north of convective rain band may play an important role in the southward movement of the convection rain band. The Meiyu front plays a certain role for the convection organization in its surrounding areas. The convective perturbations near the Meiyu front may develop into mesocale convective systems with a scale of 100 - 200 km. When the convective perturbation is affected by low-level northerly winds organized by the moisture front, a convergence band forms in its low level and its flow structure tilts in the vertical direction, which is beneficial to the maintenance and development of convective systems. The advective effect of basic flow plays a role in the movement of the Meiyu front, which can offset the southward movement of Meiyu frontal convective rain band itself. The moisture and energy transportation by it plays an important role in the initiation and development of mesoscale convective systems. The wind vertical shear resulting from wind direction variations is in favor of the convection initiation and mesoscale convective system's organization on the Meiyu front and influences the moving direction of the convective systems, while that from wind velocity variations seems to be not favorable for the convection initiation on the Meiyu front and the long-time maintenance of mesoscale convective systems.

Key words Meiyu front, convection, rainstorm, basic flow, wind vertical shear

1 引言

每年北半球夏季风推进长江流域,就预示着这 一地区梅雨雨季的开始(Chen and Chang, 1980), 而梅雨锋准静止地维持,往往给这一地区带来连日 的暴雨天气,并造成严重的洪涝灾害,因而梅雨锋 暴雨是气象学家们研究的经典主题之一(赵思雄 等,2004)。大量观测分析以及数值模拟研究揭示 了梅雨锋的结构特征,发现梅雨锋最为典型的特征 表现为梅雨锋两侧的温度对比不大,但锋面两侧的 水汽差异却非常明显,锋面结构复杂多样(高坤和 徐亚梅, 2001), 梅雨锋与经典的极锋锋区不同 (Akiyama, 1990),并认识到梅雨锋东段(日本梅 雨锋)具有一定的斜压性,而西段(长江中下游梅 雨锋)为相当于正压结构(Kato, 1987),梅雨锋结 构还具有多样性和多尺度特征(郑永光等,2007)。 最近,还有研究表明梅雨锋具有双峰结构特征 (Cui et al., 2009)。近年来,研究逐渐深入到梅雨 锋上引发暴雨的中尺度对流系统的结构特征,发现 梅雨锋 α 中尺度对流云系中有数个 β 中尺度对流系 统发展(孙建华等,2004),β中尺度对流系统又包 含着多个对流单体或对流回波不断生消(刘黎平 等,2004),并提出了梅雨锋上β中尺度对流系统的 物理概念模型(江晓燕和倪允琪,2005)。这些研 究加深了人们对梅雨锋尤其是梅雨锋暴雨系统结构 的认识。

不仅如此, 气象学家们在梅雨锋暴雨的形成机 制方面开展了大量研究,发现梅雨锋暴雨造成的降 水凝结潜热加热反馈在梅雨锋的维持(赵玉春等, 2008),以及梅雨锋上中尺度扰动的形成和发展中 起到了重要作用(Kuo et al., 1988), 地形的动力强 迫抬升(崔春光等,2002)和热力作用(贝耐芳和 赵思雄, 2002) 在梅雨锋暴雨的激发和增强中也起 到了不可忽视的作用,不同尺度天气系统的相互作 用对梅雨锋环流和降水的形成有着重要的影响(张 顺利等,2003),梅雨锋上中尺度对流系统常伴有 地面中尺度辐合和中尺度涡旋结构(刘黎平等, 2004)。梅雨锋上低涡降水的产生、发展和维持与 干侵入过程及其演变密切联系,干侵入所引起的垂 直方向上不同程度的降温和降湿对低涡降水区对流 不稳定的发展起着增强作用(姚秀萍等,2007)。 惯性重力波的发生、频散和传播对梅雨锋暴雨有着 重要的影响(许小峰和孙照渤, 2003),最有利于惯 性重力波不稳定发展的地方——中尺度对流系统的 活跃地带是"低层湿度锋区"南界附近(胡伯威, 2005)。另外,梅雨锋上的暴雨还具有不同的性质,

具有深厚β中尺度对流系统产生的强降水往往伴有 大的对流有效位能 (CAPE), 而梅雨锋上初生气旋 类和南槽北涡类暴雨,大尺度动力强迫形成的上升 运动在暴雨的形成中起到重要作用(张小玲等, 2004),这些不同性质的暴雨在结构上也有所不同 (李鲲等, 2005)。由此可见,这些研究大多围绕着 梅雨锋的两个重要观测事实——梅雨湿度锋和中尺 度对流系统在梅雨锋上或南界附近激发、传播和长 时间维持引发暴雨,但是梅雨锋两侧自身水汽差异 对比究竟具有什么作用,梅雨锋对中尺度对流系统 究竟存在何种组织机制,以及基本动力因子在梅雨 锋上对流暴雨形成和发展中究竟起到什么作用等科 学问题仍值得深入研究。本文针对梅雨锋的观测事 实与特征,利用中尺度数值预报模式 WRF(V3.1.1) (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/ [2009-12-01]) 设计了一系列三维理想数值试验, 探讨梅 雨锋两侧水汽差异和梅雨锋对中尺度对流系统的组 织机制,基本气流和风垂直切变在梅雨锋上中尺度 对流系统发生发展引发暴雨中的作用,以期为深入 认识梅雨锋暴雨机制以及提高梅雨锋暴雨预测水平 提供一些有益的线索和依据。

2 模式简介与试验设计

利用美国大气科学研究中心 (NCAR) 研发的 新一代中尺度数值预报模式(WRF V3.1.1)的非 静力方案来进行数值试验,其中三维区域的水平方 向为421×421个格点,水平分辨率为5km,垂直 方向共 41 层,模式层顶为 20 km,平均垂直分辨率 约 500 m。为了单纯地研究梅雨锋两侧水汽差异对 中尺度对流系统发生发展及其引发暴雨的影响,忽 略与太阳辐射有关的大气日变化以及地面水汽和热 通量的作用,模式积分中不考虑积云参数化、近地 面、边界层、辐射等物理过程,仅保留云降水微物 理过程,云微物理过程采用Lin方案(http:// www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user guide V3.1/ARWUsersGuideV3.pdf [2010-08-20]), 其 中云水物质包括云水、雨水、云冰、雪、霰等。为 了避免扰动返回模式区域影响模拟结果,南、北、 东、西侧边界采用开放边界条件。模式积分时间步 长为 30s, 模式积分时间设置为 24 小时。

模式理想大气初始场按如下步骤给定:(i)给 定基本大气探空分布(大气参考状态)(Wang et al., 2009), 即设定大气层结 $N^2 = (g/\overline{\theta}) \partial \theta / \partial z = 1.3 \times$ 10^{-4} s⁻²,根据公式 $\theta = \theta_0 \exp(N^2 z/g)$ 即可计算出 给定高度下的位温,再由公式 $(p/p_0)^{\kappa} = (g^2 \kappa/p_0)^{\kappa}$ $R\theta_0 N^2$)(exp($-N^2 z/g$)-1)+1 计算出不同高度下 的气压。在地面上,当z=0时,应用气压边界条 件 $p_0 = 1000$ hPa, $\theta_0 = 300$ K。这样在模式三维空 间可得到温度、气压和高度水平均匀的大气。(ii) 考虑到实际大气中的中尺度对流系统往往在梅雨锋 暖湿空气一侧(南侧)发生发展,因而由实际大气 中获取具有代表性的相对湿度探空,即选取典型梅 雨锋暴雨过程中「2009年6月30日08时(北京时, 下同)]梅雨锋南侧4个代表站点(武汉、长沙、怀 化和南昌)的探空资料计算出相对湿度的垂直分 布,再计算4个站点相对湿度探空的平均值,即得 到相对湿度的参考探空曲线。根据公式 $\theta = T(p/p)$ p_0)^{κ} 和理想的位温探空计算出温度分布,最后由相 对湿度和温度计算出水汽混合比的垂直分布; 地面 水汽混合比按照相同的方法计算得到,由此得到基 本大气探空的水汽分布。(iii)为了分析梅雨锋两侧 水汽差异对中尺度对流系统发生发展引发暴雨的影 响,并考虑到梅雨锋主要在 ν 方向上存在着明显的 水汽梯度,在均匀大气的基础上设计二维非均匀的 水汽分布场:

83

(1)

其中,

$$q_{(y)} = \begin{cases} 1.0 & y - y_0 < 0\\ 0.5 + 0.25 \times (1 + \cos(r^2 \pi)) & 0 \leq y - y_0 \leq L\\ 0.5 & y - y_0 > L \end{cases}$$
(2)

 $q_{(v,z)} = q_{0(z)} \cdot q_{(v)}$

公式(2)中 $r^2 = (y - y_0)^2 / L^2$, L = 140 km 接近于 实际梅雨锋两侧相对湿度 90%和 50%间的宽度, y_0 为梅雨锋的南边界位置,并确保梅雨锋位于模式 区域中线附近。 $q_{o(2)}$ 为(ii)中求出的水汽混合比的 垂直分布。(iv)在模式均匀的初始场中加入二维非 均匀的水汽场后,再根据静力方程对模式初始大气 重新进行积分,获取考虑水汽质量的气压场。由此 可见,初始场除了由湿度锋(梅雨锋)两侧水汽差异 在梅雨锋附近形成的高度或气压场的差异外,梅雨 锋及其两侧的温度水平分布均匀。由于这里主要探 讨的是梅雨锋自身的水汽差异效应及基本动力因子 对梅雨锋上中尺度对流系统发生发展的影响,因而 在初始场中暂不考虑梅雨锋切变、辐合等动力因素。 由于梅雨锋南北两侧水汽存在着差异,因而梅 雨锋南北两侧的背景场未饱和湿浮力频率并不相 同,其中湿浮力频率定义为:

$$N_{
m w}^{
m 2}=rac{g}{ heta_{
m e}}rac{\partial heta_{
m e}}{\partial z},$$

其中, θ。为相当位温。在梅雨锋的南侧为深厚的湿 大气, 5.5 km 以下相对湿度>80%, 对流层中低层 (6250 m 以下)存在明显的对流不稳定 ($\partial \theta_e / \partial z <$ 0),最大对流有效位能为1316 J/kg,对流抑制能 量(CIN)为37 J/kg, 整层可降水量(PW)为 59 mm, 抬升凝结高度 (LCL) 位于 288 m 图 1a(见 文后彩图)]; 而梅雨锋的北侧为干大气, 5.5 km 以 下相对湿度<50%,对流层中低层对流稳定,无对 流有效位能和对流抑制能量,抬升凝结高度位于 1971 m, 整层可降水量仅为 29 mm [图 1b (见文后 彩图)]。南侧深厚湿大气和北侧干大气之间为一过 渡带(即梅雨锋)。可见,设计的理想梅雨锋平行 于 x 轴且分布均匀, 湿度梯度平行于 y 轴, 梅雨锋 两侧分别为均匀分布的干、湿大气,与实际梅雨锋 相比,设计的理想梅雨锋没有考虑水汽在水平和垂 直方向上的非均匀性,也没有考虑气温差异及其非 均匀性,也忽略了梅雨锋自身的非均匀性(尽管实 际梅雨锋往往呈准东西向分布,但其水平和垂直分 布并不均匀),但是它反映了梅雨锋的主要观测特 征,即梅雨锋两侧湿度对比明显,南侧为对流不稳 定的深厚湿大气,北侧为干空气。

为了研究梅雨锋两侧的水汽差异效应、梅雨锋 对暖湿气流一侧对流系统是否存在着组织作用以及 梅雨锋附近中尺度对流系统引发暴雨的主要原因, 设计了以下两组数值试验(见表1):(1)无热泡试 验。了解无基本气流下梅雨锋水汽差异效应,即梅 雨锋的自身作用,在此基础上进一步探讨基本气流 和风垂直切变的作用。为了避免平流效应过强影响 模拟的效果和分析,其中基本气流设定为v=5 m/s 的南风,基本气流大小的敏感性试验中v=10 m/s。 在垂直风切变试验中,考虑风向随高度的变化时, 风向变化参照了梅雨锋暖湿气流一侧风垂直切变的 观测特征,即低层为西南风,高层转为偏北风,并假 定从低层到高层变化均匀,风的速度|v|=5 m/s;考 虑风的大小随高度变化时,设定 $v_{max} = 5 \text{ m/s}$,并参 考典型梅雨锋暴雨过程(2009年6月30日08时) 暴雨区的风速垂直切变分布(首先计算出114°E~ 120°E间沿 29°N 平均的风速垂直廓线, 然后计算 出相对于风垂直廓线中最大速度的百分比并乘 5, 得到 $v_{max} = 5 \text{ m/s}$ 的风垂直廓线) (图略)。(2) 有热 泡试验。了解无基本气流下梅雨锋对对流泡的发展 是否存在着组织作用,并进一步研究基本气流和风 垂直切变对孤立热泡及梅雨锋附近热泡发展的影 响。为了去掉人为因素,同时考虑实际大气中对流 泡的形成具有一定的随机性,试验中利用随机函数 来决定热泡的初始位置,为了确保梅雨锋附近有一 定的热泡存在,在421×421模式格点上产生1000 个随机热泡,其中随机热泡中心位置位于2 km 的 高度上,垂直方向上的最大半径为2km,水平方向 上的最大半径为10 km。

3 结果分析

3.1 梅雨锋的水汽差异效应

观测事实表明,梅雨锋两侧的温度对比并不显 著,而水汽差异非常明显,梅雨锋实质上为湿度锋

表 1 不同大气状态下梅雨锋和对流发展的数值试验

Table 1	Numerical experiments for	• the Meivu front and	the convection development under	different atmospheric conditions
				The second se

试验名称	$v/m \cdot s^{-1}$	加入热泡	风垂直切变	试验目的
MF	0.0	无	无	初始静止状态下梅雨锋水汽差异效应
MF& TB	0.0	有	无	初始静止状态下梅雨锋对随机对流泡的组织作用
MF_V5	v = 5.0	无	无	基本气流的作用
MF_V10	v=10.0	无	无	基本气流的作用
MF&-TB_V5	v = 5.0	有	无	基本气流对梅雨锋组织随机对流泡的影响
MF&TB_V10	v=10.0	有	无	基本气流对梅雨锋组织随机对流泡的影响
MF_VSD	v = 5.0	无	有	风向垂直切变的影响
MF_VSV	$v_{\rm max} = 5.0$	无	有	风速垂直切变的影响
MF& TB_VSD	v = 5.0	有	有	风向垂直切变对梅雨锋组织随机对流泡的影响
MF& TB_VSV	$v_{\text{max}} = 5.0$	有	有	风速垂直切变对梅雨锋组织随机对流泡的影响

(或θ。锋),那么,这种湿度锋自身究竟具有什么作 用?试验MF模拟出了无基本气流下梅雨锋两侧的 水汽差异效应。分析发现,模式积分4小时后,梅 雨锋上紧靠暖湿气流一侧开始有浅对流发展并形成 弱的降水(图2a)。积分5小时时,浅对流快速发 展成深对流,形成一条东西向的降雨带,降雨带由 多个紧密相连的中尺度对流雨团形成,对流雨团的 降水率达到40 mm/h。之后,这条东西向的降雨带 以约15 km/h的速度向南移动,对流雨团逐渐增 长,尺度一般达到20~60 km(为β中尺度),降水 也有所增强,最大降水率可达70 mm/h。模式积分 12 小时后,对流雨带向南移动约140 km(图2a)。 这种初始静止的湿度锋自身能够组织起缓慢向南压 的对流雨带,其中至少有两点值得探究,即湿度锋 上对流发生发展的机制和对流雨带向南移动的原因。

85

详细分析模式物理量发现,模式积分1小时, 模式大部空间形成了1m/s左右的偏南风,但在梅 雨锋附近低层出现小范围的偏北风。梅雨锋两侧垂 直速度的垂直分布呈反位相,南侧低层为上升运 动,中高层为下沉运动,北侧正好相反,即在垂直 方向上,梅雨锋两侧存在位相相反的小振幅重力 波,呈一波分布。同时,梅雨锋在低层强迫出了一 个垂直环流圈(图2b)。随着模式积分至3小时,



图 2 试验 MF (a) 积分 4 小时(细线;等值线为 0.01 mm)和 12 小时(阴影)模拟的 1 小时降水量和积分 12 小时模拟的 2 km 高度上的 水平风场,(b)积分 1 小时的垂直速度(单位: cm/s)(红线)、水汽混合比(单位: g/kg)(绿线)和流场($v, w \times 50$)垂直剖面图,(c)积 分 4 小时的位温(单位: K)(蓝线)以及积分 2 小时(红线)和 4 小时(阴影)的云水含量(单位: g/kg)垂直剖面图,(d)积分 5 小时的位 温(单位: K)(红线)、总云水物质含量(单位: g/kg)(阴影)和流场($v, w \times 10$)垂直剖面图。b、c、d图的剖面沿 a 图中黑直线 Fig. 2 Results from experiment MF: (a) The simulated 1-h rainfall at model integrating 4 h (thin line; the contour is 0.01mm) and 12 h (shaded) and 2 km-height horizontal wind at model integrating 12 h; (b) the vertical cross section of vertical velocity (cm/s) (red line), moisture mixing ratio (g/kg) (green line) and stream line ($v, w \times 50$) at model integrating 1 h; (c) the vertical cross section of potential temperature (K) at model integrating 4 h (blue line) and cloud water content (g/kg) at model integrating 2 h (red line) and 4 h (shaded); (d) the vertical cross section of potential temperature (K) (red line), total hydrometeors content (g/kg) (shaded) and stream line ($v, w \times$ 10) at model integrating 5 h. The vertical cross sections in (b, c, d) are along the black straight line in (a) 梅雨锋两侧的重力波结构变得复杂,逐渐呈两波分 布,并在垂直方向上发生倾斜,但梅雨锋低层的垂 **直环流圈仍然维持**(图略)。模式积分4小时,梅 雨锋南侧突然形成大振幅的重力波,并激发出浅对 流,垂直速度达到1.8 m/s。进一步跟踪分析发现, 模式积分2小时后,梅雨锋南侧的重力波在低层组 织的上升运动开始形成云水,最大云水混合比仅为 0.08 g/kg,模式积分4小时,云水含量猛增至 1.4 g/kg (图 2c),并开始有雨水形成,雨水含量为 0.5 g/kg, 此时浅对流被激发出来(图略)。可以推 断,对流的激发可能与云水雨水物质形成中凝结加 热反馈过程和重力波的耦合作用有关。对对流形成 的环境场分析发现,浅对流被激发时,对流有效位 能约为1300 J/kg, 对流抑制能量约为25 J/kg, 抬 升凝结高度约为 300 m, 重力波组织的垂直上升运动 为2 cm/s 左右,可见对流发生在有利的环境场中。

模式积分 5 小时后,浅对流快速发展成深对 流,沿梅雨锋形成一条对流雨带。深对流发展起来 后,在梅雨锋对流雨带两侧分别形成一垂直环流圈 (图 2d),这与梅雨锋的观测事实基本一致(赵思雄 等,2004),梅雨锋北侧环流圈的下沉回流支携带 的干空气向南侵入,在梅雨锋南侧不断触发新的对 流系统,使得对流雨带逐渐向南移动。值得指出的 是,随着对流雨带向南移动,对流层中层(3~ 6 km)的梅雨锋近乎维持在初始时刻位置,并没有 向南移动,湿度锋北侧对流层中低层(3 km 以下) 的干空气在偏北气流的作用下向南平流,使得低层 湿度锋略向南移动,导致梅雨锋逐渐向北倾斜。

由此可见,模式初始时刻在梅雨锋附近存在的 由于水汽不同造成的质量差异,在水平方向上形成 气压梯度力,它推动气流向北运动。同时,由于湿 度锋附近气压场和风场不平衡,激发出小振幅的重 力波,重力波位相在干湿状况不同的湿度锋两侧恰 好相反,湿度锋低层南侧为上升运动,北侧为下沉 运动,并逐渐在湿度锋低层产生偏北气流,从而形 成一环流圈。由于梅雨锋南侧为深厚的湿大气,抬 升凝结高度低(初始仅288 m),加之重力波在梅雨 锋南侧低层组织上升运动,因而低层大气在1~ 3.5 km 的高度层内凝结形成云水和雨水,出现凝 结潜热加热,它有可能在低层大气形成"热泡",当 "热泡"突破其上方重力波组织的弱下沉气流的抑 制后,对流便快速地激发出来。对流形成后,一方 面它会激发出振幅更大的重力波在水平和垂直方向 上传播,另一方面,对流系统沿着梅雨锋带形成强 降水,降水凝结潜热加热反馈在梅雨锋中低层产生 低压系统,中高层产生高压系统,这两方面的效应 共同决定梅雨锋上中尺度对流系统的进一步发生发 展。当梅雨锋带上对流系统形成后,水平和垂直输 送过程进一步调整梅雨锋附近的大气质量和动量 场,对流系统组织出局地次级环流圈,即在梅雨锋 南北侧分别形成垂直环流圈,其上升支略向北倾 斜,北支环流圈的偏北干空气在低层向南侵入,在 梅雨锋南侧有利的环境场(高湿、低抬升凝结高 度、高 CAPE 和低对流抑制能量(CIN)值)中激 发出新的对流系统,使得整个降雨带缓慢向南移 动。

3.2 梅雨锋对对流系统的组织

初始场中加入热泡后,湿度锋附近的对流系统 往往发展成尺度更大的中尺度对流系统。图 3 给出 了试验 MF& TB 积分不同时间模拟的 1 小时降水 分布。可以发现,模式积分2小时,梅雨锋南侧的 热泡对流处于随机发展状态,单个对流的尺度并不 大,少数尺度略大的对流由几个紧邻的对流组成; 此时湿度锋自身还没有激发出对流(图 3a)。积分 4小时,梅雨锋附近的对流快速组织发展成尺度大 的中尺度对流系统,其尺度一般为100~200 km, 有的甚至达到 300~400 km; 远离梅雨锋的对流热 泡大多消失,个别尺度略大的对流残存;此时湿度 锋自身开始激发出弱的降水(图3b)。积分6小时, 梅雨锋附近的中尺度对流系统缓慢南移,对流系统 的范围进一步增大,组织化特征变得更加明显,并 在其南侧不断激发出新的对流系统,远离梅雨锋的 热泡对流基本消失;此时湿度锋自身激发的对流雨 带形成(图 3c)。之后,中尺度对流系统在南移过 程中不断发生发展(图 3d)。可见,当模式初始时 刻加入热泡后,湿度锋以南地区(远离梅雨锋)的 热泡很快形成对流降水,且多数对流热泡很快消 失, 仅有少数对流泡维持 4~5 小时, 6 小时后远离 梅雨锋的对流基本消亡,这些对流热泡未能组织发 展成尺度更大的中尺度对流系统。梅雨锋以北地区 (远离梅雨锋)的热泡形成干对流,3小时后对流泡 形成的风场扰动很快减弱。而在梅雨锋附近暖湿气 流一侧,对流激发出来后快速增长,对流的尺度也 迅速增大,发展成中尺度对流系统。因此,湿度锋



图 3 试验 MF & TB 积分 2 小时 (a)、4 小时 (b)、6 小时 (c) 和 8 小时 (d) 模拟的 1 小时地面降水分布 (单位: mm) (细线为试验 MF 的 模拟)

Fig. 3 The simulated 1-h surface rainfall (mm) at model integrating (a) 2 h, (b) 4 h, (c) 6 h, and (d) 8 h in experiment MF&TB. The thin lines represent the simulations in experiment MF

对其南侧附近的对流系统具有一定的组织作 用。

试验 MF& TB 中对流扰动在梅雨锋南侧附近 快速发展起来,形成具有明显组织化特征的中尺度 对流系统,对流扰动在梅雨锋附近快速发展和组织 起来的主要物理机制是什么?分析发现,远离梅雨 锋和梅雨锋附近的对流扰动在结构和环境场特征上 具有明显的差异,它在很大程度上决定了对流扰动 能否快速发展。在远离梅雨锋的对流扰动的垂直结 构图上,可见热泡上升形成对流后,对流扰动在对 流层中层具有很强的上升速度,两侧为弱的补偿下 沉运动。在对流扰动低层的南北两侧为弱的流出气 流,经向风在 2 km 以下辐散,产生下沉运动(图 4a)。对流形成的云水物质伸展至 12 km。对流发 生区水汽向上输送,在对流层中高层形成近乎垂直 的高湿舌,低层为高湿区,无干区形成。对流扰动 发生后,CAPE得到一定释放,CIN 增大,若无其 它物理过程(如平流效应)重新积聚 CAPE,对流 发生地很难形成新的对流(图 4b)。在对流扰动低 层的南北两侧,弱的流出气流产生的扰动不能激发 出新的对流。

87

在梅雨锋附近组织和发展的对流系统的垂直结构上,对流形成的垂直速度随高度略向北倾斜。在6km高度以下,对流系统的北侧为北风,南侧为南风,6km高度之上的分布正好相反,且近地层北风侵入到对流系统的南侧。对流系统南侧中低层的南风和北侧中高层的南风相连,在流场上对流系统呈现出明显的倾斜结构(图4c)。对流形成的云水物质伸展至10km附近。对流系统发生地的CAPE消耗殆尽,CIN并未明显增加,但对流系统南侧低





图 4 试验 MF& TB 积分 2 小时沿 x=-50 km (距离模式中心点)(a、b)和积分 4 小时沿 x=-30 km (c、d)的垂直剖面:(a、c)垂直速 度 (阴影,单位:m/s)、经向速度 (红粗线,单位:m/s)和垂直环流;(b、d)总云水物质含量 (阴影,单位:g/kg)、相对湿度 (红实线,%)、CAPE (绿点线,单位:J/kg)和 CIN (蓝短横线,单位:J/kg)

Fig. 4 The vertical cross sections (a, b) along x = -50 km (away from the model central point) at model integrating 2 h and (c, d) along x = -30 km at model integrating 4 h in experiment MF& TB: (a, c) Vertical velocity (shaded), meridional wind (thick red line, units: m/s), and vertical circulation; (b, d) total hydrometeors content (shaded, units: g/kg), relative humidity (solid red line, %), CAPE (dotted green line, units: J/kg), and CIN (Convective Inhibition) (dashed blue line, units: J/kg)

层的偏南气流对水汽的输送为对流扰动附近 CAPE 的重新积聚提供了有利条件,对流系统南北两侧中 低层经向气流的辐合为新对流的形成提供了动力条件。高湿舌也随高度向北倾斜,对流系统北侧低层 存在相对湿度相对低值区,即在低层存在北风携带 的干空气流入(图 4d)。

由此可见,梅雨锋附近对流扰动形成的垂直结 构和环境场在其快速组织和发展中起到了重要作 用。在远离梅雨锋的高湿气团中,对流扰动的结构 近乎垂直,它在低层形成弱辐散气流,CAPE 消耗 后无补充机制,低层的弱扰动不能在对流系统附近 激发出新的对流,因而大多对流单体很快消失。在 梅雨锋附近,湿度锋在低层形成的偏北气流作用于 对流扰动后,偏北气流汇入对流系统低层,低层出 现辐合气流,对流系统在垂直方向上发生倾斜,这 有利于对流系统的维持和发展。另外,近地面的偏 北风侵入到对流系统南侧,这为新对流系统的激发 提供了动力条件。姚秀萍等(2007)研究后认为, 干空气从中高层向南侵入后造成梅雨锋暴雨区的对 流不稳定加大,有利于暴雨的形成和发展。在试验 MF&TB的模拟中,湿度锋在低层产生的偏北气流 在梅雨锋附近对流扰动的快速发展中起到了重要作 用,但低层干空气在对流系统的组织和发展中的直 接作用尚不清楚。

3.3 基本气流的影响

实际大气中梅雨锋南侧存在明显的偏南气流, 它将高温高湿气团向北输送到梅雨锋附近。基本气 流的大小对梅雨锋对流暴雨系统的发展有何影响? 下面主要分析基本气流的作用,为了简化试验,将 基本气流设定为5 m/s的均匀南风。结果发现,试 验 MF_V5 在积分4 小时后对流降水开始发展起 来,但是雨带的位置较试验 MF 略偏北,这表明在 对流降水发展之前,湿度锋在基本气流平流作用下 向北略有移动。之后雨带前沿逐渐向南发展出对 流,雨带增强变宽,对流雨带在模式积分12小时 基本维持在模式中线附近(图 5a), 直至模式积分 16小时。之后对流雨带向南北两侧快速传播,雨 带变得更宽(图略)。可见,一方面,基本气流提供 的水汽和能量输送,有利于梅雨锋上的对流降雨带 的维持;另一方面,基本气流的平流作用在一定程 度上抵消了梅雨锋自身雨带的南移效应,当对流发 展到一定强度后, 平流效应不能抑制新的对流在对 流雨带南北两侧发展的时候,雨带快速变宽。当基 本气流增大至 10 m/s 时,对流降水发展前湿度锋 在基本气流的平流作用下向北移动距离更远,模式 积分4小时梅雨锋上对流开始启动形成降水,之后 沿着梅雨锋形成一条对流雨带,整个雨带在基本气 流的作用下进一步向北移动。模式积分12小时, 雨带的前沿向北移至约 300 km 处 (图 5b)。可见, 当基本气流增大后, 平流效应增强, 使得梅雨锋向 北推进,此时平流效应完全可以抵消梅雨锋自身对 流雨带的南移效应。

在试验 MF& TB V5 中, 梅雨锋南侧的对流泡 激发出来后在基本气流的作用下向北移动,远离梅 雨锋的热泡维持 3~4 小时后大多消失, 而梅雨锋 附近的对流热泡快速组织发展成中尺度对流系统, 基本气流很快就不能抑制新对流在对流雨带南侧发 展,对流雨带逐渐向南移动,模式积分至12小时 时,对流降雨带的中心线向南移动了近100 km (图 5c)。试验 MF& TB V10 中梅雨锋以南的对流泡在 基本气流作用下也向北移动,3~4小时后大多也 开始消亡, 这表明基本气流的大小对对流泡生命史 的影响并不大。梅雨锋附近的对流泡快速发展成尺 度更大的中尺度对流系统,它在基本气流的平流作 用下向北移动,模式积分12小时雨带前沿向北移 至约 250 km 处 (图 5d), 但相对试验 MF V10 而 言向北移动的速度略小,这可能与尺度更大的中尺 度对流系统具有更强的自组织能力,因而环境气流 对它的影响也相对较小有关。试验 MF& V10 和 MF& TB V10 中梅雨锋对流雨带的北移充分说明 了平流效应在梅雨锋雨带移动中的重要作用, 也说 明了平流效应对水汽和能量的输送在中尺度对流系 统发生发展中的重要性。分析还发现,在基本气流 试验中,对流系统在梅雨锋附近快速组织和发展的

过程受基本气流的影响并不明显,基本气流的大小 主要影响中尺度对流系统的移动方向和速度。

3.4 风垂直切变的影响

3.4.1 风向垂直切变的影响

研究表明,强的风垂直切变往往存在着动力不 稳定,不仅可以激发重力波,而且可以形成湍流。 Parker and Johnson (2000) 指出中尺度对流系统的 形态分布在很大程度上受到风垂直切变的影响, Moncrieff (2004) 认为风垂直切变在中尺度对流系 统的发展中起到重要作用。业务预报实践中发现, 在梅雨锋暖湿气流一侧中尺度对流系统和暴雨频繁 发生的地带,不仅风的大小存在着明显的垂直切 变,如低空急流和超低空急流区,而且风的方向也 存在明显的垂直切变,往往表现为对流层低层为西 南风,高层逐渐转为偏北风,这种风垂直切变在梅 雨锋上的中尺度对流系统发生发展及其引发暴雨的 过程中究竟起到何种作用有待深入研究。首先,分 析风的方向变化引起的风垂直切变的作用。试验 MF VSD 和 MF& TB VSD 分别考虑了有无热泡 情形下风的方向变化引起的风垂直切变。模拟结果 分析发现,无热泡情形下,模式积分4小时时,试 验MF VSD形成一条均匀连续的降雨带,而此时 试验 MF V5 产生的雨带并不连续, 这表明风垂直 切变在湿度锋激发对流降水的初期就起到了重要作 用——它有利于梅雨锋上对流的启动。模式积分 12小时时,试验 MF VSD 模拟的雨带逐渐南压, 多个具有明显组织化特征的中尺度对流系统在雨带 上发生发展,与试验 MF V5 相比雨带更窄,雨带 上对流系统的组织结构特征更强。另外,试验 MF VSD 模拟的对流雨带中心南移约 80 km,雨带上 的中尺度对流系统向东南方向移动(图 6a);而试 验 MF V5 雨带上的对流系统向南移动。

当加入随机热泡后,试验 MF&TB_VSD 中远 离梅雨锋的热泡大多沿着对流层中低层平均气流向 东北方向移动,持续了 3~4 小时后很快消失,而 试验 MF&TB_V5 模拟的热泡大多沿基本气流向 北移动,其生命期大多也只有 3~4 小时,这表明 风垂直切变对热泡的生命史并无太大的影响,但影 响热泡移动方向。由于热泡的尺度小,对流层中低 层平均气流就决定了它的移动方向,这与梅雨锋上 中尺度对流系统的观测分析结果一致(孙建华等, 2004)。试验 MF&TB VSD 模拟的对流雨带较试

35 卷 Vol. 35



图 5 各试验积分 12 小时模拟的 1 小时降水量(单位: mm, 阴影)和 2 km 高度上的水平风场(单位: m/s): (a) MF_V5; (b) MF_V10; (c) MF&TB_V5; (d) MF&TB_V10。细线为试验积分 4 小时模拟的 1 小时降水量

Fig. 5 The simulated 1-h rainfall (units: mm, shaded area) and 2 km-height horizontal wind at model integrating 12 h in different experiments: (a) MF_V5; (b) MF_V10; (c) MF&TB_V5; (d) MF&TB_V10. The thin lines show the simulated 1-h rainfall at model integrating 4 h



图 6 试验 MF_VSD (a) 和试验 MF& TB_VSD (b) 积分 6 小时 (红粗实线)、8 小时 (绿细实线)、10 小时 (蓝粗虚线) 和 12 小时 (阴影) 模拟的 1 小时降水量 (单位: mm)。箭头: 中尺度对流系统的移动方向

Fig. 6 The simulated 1-h rainfall (units: mm) at model integrating 6 h (thick solid red line), 8 h (thin solid green line), 10 h (thick dotted blue line), and 12 h (shaded area) in experiments (a) MF_VSD and (b) MF&-TB_VSD. Arrows: the moving direction of mesoscale convective systems

验 MF& TB_V5 模拟的雨带移动略快,模式积分 12 小时时,雨带中心位置南移约 190 km,而试验 MF& TB_V5 的雨带中心位置仅南移约 75 km。试 验 MF& TB_V5D 模拟的对流雨带上的中尺度对流 系统也向东南方向移动 (图 6b),与试验 MF_VSD 基本一致,但试验 MF& TB_VSD 中热泡在湿度锋 附近形成尺度更大的中尺度对流系统,其组织结构 特征更强。由此可见,风向垂直切变有利于梅雨锋 对流的启动和中尺度对流系统的组织,并影响中尺 度对流系统的移动和传播。

3.4.2 风速垂直切变的影响

试验 MF_VSV 和 MF& TB_VSV 分别考虑了 有无热泡情形下风的大小引起的垂直切变。分析发 现,试验 MF_VSV 在积分 5 小时后才开始形成对 流雨带,比试验 MF_V5 对流雨带的形成滞后了 1 小时,这表明风速垂直切变滞后了湿度锋上对流启 动的时间——它不利于对流雨带的形成。模式积分 至 12 小时,对流雨带的前沿向南移至 125 km 附 近,较试验 MF_V5 偏南约 70 km,对流雨带上的 中尺度对流系统的尺度与试验 MF_V5 的差别不 大,但是对流系统的组织结构特征不如试验 MF_ V5 明显,雨带开始变得松散 [图 7a (见文后彩 图)]。

在试验 MF&TB_VSV 中,梅雨锋附近的热泡 仍然很快发展成尺度较大的中尺度对流系统,远离 梅雨锋的热泡在积分 3~4 小时后也开始消亡,这 与试验 MF&TB_V5 基本一致,但是对流雨带的位 置较试验 MF&TB_V5 略偏南。模式积分 12 小时 后,试验 MF&TB_V5 略偏南。模式积分 12 小时 后,试验 MF&TB_V5V 模拟的对流雨带前沿移至 250 km 处,雨带上尺度较大的中尺度对流系统的 组织结构也开始变得松散,分裂成尺度较小的对流 系统,而试验 MF&TB_V5 模拟的尺度较大的中尺 度对流系统仍具有明显的组织结构特征 [图 7b (见 文后彩图)]。可见,风速垂直切变对梅雨锋南侧对 流泡的发展影响并不十分显著,但它滞后梅雨锋上 对流的启动时间,不利于对流启动,也不利于梅雨 锋上中尺度对流系统的长时间维持。

4 结论和讨论

长江中下游流域梅雨锋最显著的特征之一就是 锋面两侧温度对比并不明显,而湿度对比非常显 著,梅雨锋实质上为湿度锋或者 θ。锋(赵思雄等, 2004)。梅雨锋上中尺度对流系统的形成和发展受 到多种动力和热力因素的影响,大尺度强迫、地 形、梅雨锋锋生及梅雨锋自身强迫在对流暴雨的形 成中都起到了一定的作用(赵玉春等,2008)。降 水凝结潜热的加热反馈在梅雨锋的低压和切变线的 形成和维持中起到了重要作用(Chen et al., 2003)。 梅雨锋(湿度锋)并不完全类同于国外气象学家研 究的干线 (Ziegler and Hane, 1993), 暴雨发生期 间,梅雨锋上并没有明显的 CAPE, 但梅雨锋附近 偏南暖湿气流一侧为深厚的湿层,大气抬升凝结高 度非常低,大气可降水量高,目往往为对流不稳 定,同时存在强暖湿气流输送,这为对流系统发生 发展引发暴雨提供充足的水汽和能量(赵玉春等, 2008)。梅雨锋上中尺度对流系统的发生发展可能 和与非绝热加热相关联的惯性重力波有关(胡伯 威,2005)。本文针对梅雨锋本质为湿度锋的观测 事实,利用中尺度数值预报模式 WRF(V3.1.1) 设计一系列三维理想数值试验,探究了梅雨锋两侧 水汽差异效应、梅雨锋对中尺度对流系统的组织作 用,以及几个基本动力因子在梅雨锋上中尺度对流 系统发生发展引发暴雨中的作用,主要结论如下:

91

(1) 梅雨锋南北两侧水汽差异造成的空气质量 差异产生的水平气压梯度力可驱动大气向北运动, 梅雨锋附近气压场和风场的非平衡,能够在梅雨锋 两侧附近激发出垂直方向上位相相反的小振幅重力 波,在梅雨锋南侧低层组织上升运动,北侧组织下 沉运动,形成跨越梅雨锋的垂直环流圈,小振幅重 力波可在梅雨锋南侧具有低抬升凝结高度和一定对 流有效能量的深厚湿大气中激发出浅对流,并快速 形成沿梅雨锋的深对流雨带。梅雨锋带上对流系统 的水平和垂直输送过程进一步调整梅雨锋附近的大 气质量和动量场,对流系统在梅雨锋南北侧各组织 出一支垂直环流圈,其上升支略向北倾斜,北支环 流圈的偏北干空气在低层向南倾入,在梅雨锋南侧 有利的环境场(高湿、低抬升凝结高度、高 CAPE 和低 CIN 值) 中激发出新的对流系统, 使得整个降 雨带缓慢向南移动。

(2) 梅雨锋对中尺度对流系统具有明显的组织 作用,对流扰动在湿度锋南侧附近可快速发展成中 尺度对流系统,其尺度一般为 100~200 km,有时 甚至可达 300~400 km (湿度锋自身激发的对流系 统的尺度较小,一般为 20~60 km)。它的快速组 织和发展与湿度锋在低层产生的偏北气流密切相 关,该气流作用于对流扰动后,对流系统在低层出 现辐合,流场结构在垂直方向上发生倾斜,这有利 于对流系统的维持和发展。而远离梅雨锋的对流扰 动在垂直方向上近乎垂直,低层为辐散气流,不利 于其长时间维持和发展。

(3)基本气流(南风)的平流效应使得梅雨锋向下游移动,能在一定程度上抵消梅雨锋自身水汽差异效应激发的对流雨带的(向南)运动,合适的基本气流可使对流雨带准静止地在局地维持,其平流效应为雨带上对流系统的持续发展提供必要的水汽和能量来源。

(4)风垂直切变对梅雨锋上中尺度对流系统的 发生发展有一定的影响,其中风的方向变化引起的 风垂直切变有利于梅雨锋对流的启动,对梅雨锋上 的中尺度对流系统有一定的组织作用,并影响中尺 度对流系统的移动方向;而风的大小形成的风垂直 切变似乎并不利于梅雨锋上对流的启动和中尺度对 流系统的长时间维持。

另外,本文设计的三维理想数值试验相对简 单,揭示了梅雨锋自身水汽差异效应、梅雨锋对对 流系统的组织以及基本动力因子在梅雨锋上中尺度 对流系统中的作用,这些结果在一定程度上可以解 释实际大气中梅雨锋上中尺度对流系统发生发展引 发暴雨的物理机制,如梅雨锋激发的小振幅重力波 对对流系统的组织和触发、深厚对流系统局地环流 的形成、梅雨锋对热泡的组织等。本试验设计中也 存在着一定的不足,如设计的梅雨锋本身具有非平 衡性、梅雨锋南北两侧的大气层结均匀、基本气流 均匀以及采用了均匀的下垫面等,这些与实际观测 的梅雨锋特征还存在着一定差异,因此有必要进一 步考虑梅雨锋南北两侧大气水平和垂直分布的非均 匀性等特征,更加全面深入地揭示梅雨锋上局地强 对流暴雨的形成机制。另外,梅雨锋上中尺度对流 系统的尺度选择机制也有待深入研究。

参考文献 (References)

- Akiyama T. 1990. Large, synoptic and meso-scale variations of the Baiu front during July 1982. Part I: Frontal structure and disturbances [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 68: 559-574.
- 贝耐芳,赵思雄. 2002. 1998 年 "二度梅"期间突发强暴雨系统的 中尺度分析 [J]. 大气科学, 26 (4): 526 - 540. Bei Naifang, Zhao Sixiong. 2002. Mesoscale analysis of severe local heavy

rainfall during the second stage of the 1998 Meiyu season [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 526-540.

- Chen T J G, Chang C P. 1980. The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan [J]. Mon. Wea. Rev., 108: 942-953.
- Chen G T J, Wang C C, Liu S C S. 2003. Potential vorticity diagnostics of a Mei-Yu front case [J]. Mon. Wea. Rev., 131: 2680 – 2696.
- 崔春光, 闵爱荣, 胡伯威. 2002. 中尺度地形对 "98•7" 鄂东特大暴 雨的动力作用 [J]. 气象学报, 60 (5): 602 - 612. Cui Chunguang, Min Airong, Hu Bowei. 2002. Dynamic effects of mesoscale terrain on "98.7" extremely heavy rain in the east of Hubei Province [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (5): 602-612.
- Cui Xiaopeng, Gao Shouting, Zhang Haixia, et al. 2009. A diagnostic analysis of the simulated structure of a Meiyu front system in 1999 [J]. Acta Meteotologica Sinica, 23 (1): 43-52.
- 高坤, 徐亚梅. 2001. 1999 年 6 月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动 的结构特征 [J]. 大气科学, 25 (6): 740 – 756. Gao Kun, Xu Yamei. 2001. A simulation study of structure of mesovortexes along Meiyu front during 22 – 30 June 1999 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (6): 740 – 756.
- 胡伯威. 2005. 梅雨锋上 MCS 的发展、传播以及与低层"湿度锋" 相关联的 CISK 惯性重力波 [J]. 大气科学, 29 (6): 845 – 853. Hu Bowei. 2005. Evolution and propagation of MCSs over Meiyu fronts and inertia-gravitational wave-CISK related to "low-level moisture frontal zone" [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (6): 845 – 853.
- 江晓燕, 倪允琪. 2005. 一次梅雨锋暴雨过程的 β 中尺度对流系统 发展机理的数值研究 [J]. 气象学报, 63 (1): 77 - 92. Jiang Xiaoyan, Ni Yunqi. 2005. Numerical study of the evolution mechanism of meso - β scale convective system along the Mei-Yu front [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (1): 77 - 92.
- Kato K. 1987. Airmass transformation over the semiarid region around North China and abrupt change in the structure of the Baiu front in early summer [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 65: 737-750.
- Kuo Ying-Hwa, Cheng Linsheng, Bao Jian-Wen. 1988. Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood. Part I: Evolution of a mesoscale southwest vortex [J]. Mon. Wea. Rev., 116: 2481 – 2504.
- 李鲲,徐幼平,宇如聪,等. 2005. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模 拟比较研究 [J]. 大气科学, 29 (2): 236 - 248. Li Kun, Xu Youping, Yu Rucong, et al. 2005. Comparative studies of three types of heavy rainstorms associated with the Meiyu front by numerical simulations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (2): 236 - 248.
- 刘黎平, 邵爱梅, 葛润生, 等. 2004. 一次混合云暴雨过程风场中尺 度结构的双多普勒雷达观测研究 [J]. 大气科学, 28 (2): 278-

286. Liu Liping, Shao Aimei, Ge Runsheng, et al. 2004. A study of mesoscale wind structures in heavy rainfall system of merging cloud with dual-Doppler radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 28 (2); 278-286.

- Moncreiff M W. 2004. Analytic representation of the large-scale organization of tropical convection [J]. J. Atmos. Sci., 21: 1521-1538.
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128: 3413-3436.
- 孙建华,张小玲,齐琳琳,等. 2004. 2002年6月 20~24 日梅雨锋 中尺度对流系统发生发展分析 [J]. 气象学报,62 (4):423-439. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Qi Linlin, et al. 2004. An analysis on MCSs in Meiyu front during 20-24 June 2002 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 62 (4):423-439.
- Wang Shuguang, Zhang Fuqing, Snyder Chris. 2009. Generation and propagation of inertia-gravity waves from vortex dipoles and jets [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 66: 1294-1314.
- 许小峰,孙照渤. 2003. 非地转平衡流激发的惯性重力波对梅雨锋 暴雨影响的动力学研究 [J]. 气象学报, 61 (6): 655-664. Xu Xiaofeng, Sun Zhaobo. 2003. Dynamic study on influence of gravity wave induced by unbalanced flow on Meiyu front heavy rain [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (6): 655-664.
- 姚秀萍,吴国雄,赵兵科,等. 2007. 与梅雨锋上低涡降水相伴的干 侵入研究 [J]. 中国科学 (D辑), 37 (3): 417-428. Yao Xiuping, Wu Guoxiong, Zhao Bingke, et al. 2007. Studies on dry intrusion associated with low vortex rainfall along Meiyu front [J]. Chinese Sciences (Ser. D) (in Chinese), 37 (3): 417-428.

张顺利,陶诗言,张庆云,等. 2003. 长江中下游致洪暴雨的多尺度

条件 [J]. 科学通报, 47 (6): 467-473. Zhang Shunli, Tao Shiyan, Zhang Qingyu, et al. 2003. Multi-scale condition of torrential rain leading to flash floods in the mid-lower reaches of Yangtze River [J]. Chinese Bulletin of Sciences (in Chinese), 47 (6): 467-473.

93

- 张小玲,陶诗言,张顺利. 2004. 梅雨锋上的三类暴雨 [J]. 大气科 学,28 (2): 187 - 205. Zhang Xiaoling, Tao Shiyan, Zhang Shunli. 2004. Three types of heavy rain associated with the Meiyu front [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 13 (3): 257 - 268.
- 赵思雄,陶祖钰,孙建华,等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分 析研究 [M]. 北京: 气象出版社, 281pp. Zhao Sixiong, Tao Zuyu, Sun Jianhua, et al. 2004. Study on the Mechanism of the Formation and Development of Heavy Rainfall on the Meiyu Front in Yangtze River (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorology Press, 281pp.
- 赵玉春,李泽椿,王叶红,等. 2008. 2006 年 6 月 5~8 日梅雨锋上 中尺度对流系统引发福建北部暴雨的诊断分析 [J]. 大气科学, 32 (3): 598-612. Zhao Yuchun, Li Zechun, Wang Yehong, et al. 2008. Diagnosing analysis of heavy rain in northern Fujian Province triggered by mesoscale convective systems along the Meiyu front during 5 - 9 June 2006 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (3): 598-612.
- 郑永光,陈炯,葛国庆,等. 2007. 梅雨锋的典型结构、多样性和多 尺度特征 [J]. 气象学报,65(5):760-772. Zheng Yongguang, Chen Jiong, Ge Guoqing, et al. 2007. Typical structure, diversity and multi-scale characteristics of Meiyu front [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),65(5):760-772.
- Ziegler C L, Hane C E. 1993. An observational study of the dryline [J]. Mon. Wea. Rev., 121: 1134-1151.



图 1 模式初始场中梅雨锋(a)南、(b)北两侧的大气探空曲线分布(A线为探空温度,B线为探空露点温度,C线为探空相对湿度,D线 为气块温度,紫色点线为水汽混合比,橙色细实线为温度,红色细线为干绝热线,灰色点线为湿绝热线)

Fig. 1 The soundings of model initial field on the (a) south and (b) north sides of the Meiyu front. Lines A, B, C, D show the sounding temperature, sounding dew-point temperature, sounding relative humidity, and air parcel temperature, respectively; and dotted purple line, thin orange line, thin red line, and dotted grey line indicate the vapor mixing ratio, temperature, dry adiabatic and moisture adiabatic lines, respectively



图 7 (a) 试验 MF_VSV (实线)、MF_V5 (阴影) 和 (b) 试验 MF&TB_VSV (实线)、MF&TB_V5 (阴影) 积分 12 小时模拟的 1 小时降水量 (单位: mm)

Fig. 7 The simulated 1-h rainfall (units: mm) at model integrating 12 h in experiments (a) MF_VSV (solid lines) and MF_V5 (shaded), and (b) MF&TB_VSV (solid lines) and MF&TB_V5 (shaded)