

# 物理过程参数化方案对中尺度暴雨数值模拟影响的研究

陈 静

(中国气象科学研究院 100081; 成都高原气象研究所, 610071)

薛纪善

颜 宏

(中国气象科学研究院, 100081)

(世界气象组织, 日内瓦, 瑞士)

## 摘 要

利用中尺度非静力 MM5 模式和中国 2001 年 8 月的 4 个暴雨个例, 研究了非绝热物理过程对中国暴雨动力和热力场预报的影响, 深入分析了对流参数化方案在中尺度暴雨预报中的作用, 讨论了利用模式扰动方法开展中国暴雨集合预报的可行性。结果表明, 在短期数值预报中, 非绝热物理过程对高度场预报影响较小, 但边界层方案和对流参数化方案对产生暴雨的 3 个基本条件即水汽通量散度、垂直速度、不稳定层结的影响很明显。不同对流参数化方案所预报的中尺度热力、动力场离差的结构特征与所预报降水的离差特征相似, 且主要是在模式积分初期迅速增加, 其后即趋于稳定。对中国热力场较均匀的暴雨过程, 可以通过扰动模式的边界层和对流参数化方案, 构造集合预报模式。

关键词: 暴雨, 数值预报, 物理过程参数化方案, 集合预报。

## 1 引 言

通过中国科学家不懈的努力, 在分析预测及基础理论研究实践中取得了重大进展<sup>[1,2]</sup>。近年来数值预报已成为暴雨预报的主要工具之一<sup>[3,4]</sup>, 各种非绝热物理过程在模式中的广泛应用对提高暴雨数值预报水平具有重要作用。积云对流参数化过程是模式中最重要湿物理过程之一, 常用积云对流参数化方案有 Betts-Miller, Aneth-Kuo, Arakawa-Schubert, Fritsch-Chappell, Kain-Fritsch, Grell 方案等<sup>[5-10]</sup>。这些方案的基本特点是在一定的闭合假设条件下, 通过一组参数定义对流激发函数, 当模式大气满足这一组参数后, 激发对流运动。模式通过使用各种非绝热湿物理过程, 可以更真实地模拟中尺度系统特别是 MCS 的内部结构和演变特征<sup>[11]</sup>。

中国是典型的季风气候区, 暴雨发生在积层混合云中, 以上积云对流参数化方案基本上是在研究中国以外地区的积云对流发生发展基础上发展的。

中国许多学者已针对中国的情况对积云对流参数化方案做了许多研究和改进<sup>[12-16]</sup>, 并取得了很好的预报效果。同时也注意到, 由于对流参数化方案的差异, 不同方案对暴雨发生时间、地点、强度的预报是有差异的, 国内外许多学者对这些方案做了对比分析, 结果显示没有哪种方案具有压倒其他方案的绝对优势<sup>[17-20]</sup>。再加上模式初值误差、模式误差和其他非绝热物理过程参数化方案的误差, 使暴雨发生时间、雨量和落区预报存在不确定性, 限制了暴雨预报准确率的提高。

近两年来, 有人尝试利用集合预报方法解决暴雨数值预报中存在的确定性。Stensrud 等<sup>[21]</sup>用不同物理过程参数化方案组合的模式扰动法进行强对流天气集合预报试验, 发现对热力场较均匀的暴雨天气, 模式扰动集合预报较有效。但是, 与初值扰动集合预报相比, 模式扰动集合预报还缺乏合理的理论基础。中国暴雨过程的环境热力场较均匀, 为了将模式扰动方法应用到中国暴雨集合预报中, 需

要首先深入细致地分析非绝热物理过程对中国暴雨数值预报的影响特征和影响方式。国内对积云对流参数化方案的研究大都侧重于分析对降水预报的影响,对环境动力场、热力场的影响和作用分析相对较少。但是,降水是受到动力与热力场控制的,分析模式非绝热物理过程对环境动力场、热力场的影响和作用,对于理解不同参数化方案对降水预报影响的内在原因有重要意义。文中着重分析非绝热物理过程特别是积云对流参数化过程对中国暴雨动力和热力场预报的影响,深入分析了对流参数化方案在中尺度暴雨预报中的作用,这对探索利用模式扰动开展暴雨集合预报是非常必要的。

## 2 研究个例简介

中国地域辽阔,受季风影响,产生暴雨的天气系统很不一样。为了更全面地分析非绝热物理过程对不同地区、不同类型暴雨的影响,本文选择了2001年8月最重要的4个暴雨过程<sup>[22]</sup>,它们是:8.5上海大暴雨、8.18长江上游与北方大暴雨、8.24江南暴雨和8.29海南及华南大暴雨。这4个个例的特点如下:8月5~6日,受热带低压影响江南东部发生暴雨,其中上海市区最大降水量达294 mm,是1949年以来最大的一次;8月18~19日的暴雨过程是2001年中国北方最强的一次暴雨过程,影响系统是西风带低槽和冷锋;8月24~25日暴雨过程主要发生在长江以南地区,影响系统是切变线;8月29~30日暴雨区位于华南,影响系统是菲特热带风暴,华南沿海出现特大暴雨,海南降雨量达到460~933 mm。这4个暴雨过程的影响系统、触发机制和暴雨区域都不相同,具有一定的代表性。

## 3 试验模式与对流参数化方案简介

### 3.1 模式系统简介

本文使用全物理过程非静力MM5模式3.4版<sup>[5]</sup>。中国国家气象中心数值室已为这一模式的准业务运行开发了前后处理系统,为利用本模式进行系统试验提供了便利条件。本研究采用二维嵌套,网格距分别为54和18 km,垂直方向23层(坐标),文中第4部分和第5部分的模拟区域略有差异,模拟区域参数将分别在这两部分中介绍。模式的数值计算采用时间分裂方案。侧边界条件采用外部区域与中国国家气象中心全球模式T106L19单向嵌套、内部区域采用双向嵌套的方案。客观分析

采用Cressman香蕉型权重系数逐步订正方法,利用东亚地区常规地面资料和探空资料,对初估场(T106全球格点场)进行再分析,获得模式初值。

中国国家气象中心数值室自2000年来一直在中国自主开发的神威准业务试运行MM5V3非静力模式,模式的非绝热物理过程在仔细对比分析基础上选取的,因此,本文控制预报模式的物理过程与国家气象中心准业务试运行MM5版本中的相同,包括:可分辨尺度降水采用Dudhia简单冰相方案<sup>[23]</sup>;积云对流参数化方案在外部区域采用Anthe-Kuo方案<sup>[6]</sup>,内部区域采用Grell方案<sup>[9]</sup>;边界层采用Hong-Pan高分辨率方案<sup>[24]</sup>;辐射采用Dudhia辐射方案<sup>[23]</sup>。

### 3.2 对流参数化方案简介

本文重点研究不同积云对流参数化方案对暴雨预报的影响,所以首先对本文试验所用的对流参数化方案做简要介绍。

Anthe-Kuo型对流激发方案是考虑质量、水汽辐合型假设的参数化方案<sup>[5,6]</sup>,该方案有以下几条对流激发标准:(1)气柱内的水汽辐合量 $M_1 > 3.0 \times 10^{-7} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ;(2)检查模式探空对流不稳定能量、云的厚度( $> 0.3$ )和有效浮力能,判断是否满足对流发生的条件,如果有对流发生,则计算对流降水和归一化垂直廓线函数 $N_h(\cdot)$ 、 $N_m(\cdot)$ 和水汽辐散垂直涡动通量 $V_{qr}(\cdot)$ 。

Betts-Miller(BM)湿对流调整型<sup>[7,8]</sup>用的是瞬时平衡假设,认为由于积云对流的存在,使模式热力学特征由非平衡态向准平衡热力学参考廓线调整。该方案虽然不能详细地描述出积云对流与环境强迫场之间的相互作用,但由于其参考廓线的确定是建立在大量观测事实基础上的,调整过程包含了对流凝结的产生和潜热感热的垂直输送。因此,该方案仍能给出较好的对流加热、加湿的垂直分布。

Grell方案<sup>[6,9]</sup>是简化的Arakawa-Schubert单云模式参数化方案,闭合条件采用与Arakawa-Schubert方案相同的准平衡假设。在Grell方案中,云被描绘成由上升气流和下曳气流造成的两个稳定环流,假设云与环境场之间的直接混合只发生在云底和云顶,在云的边缘没有卷入、卷出,垂直方向上质量通量守恒,降水率是模式低层大气平均风切变的函数,方案还包括湿对流下曳气流的冷却效应。对大尺度的加热和湿反馈完全由云顶和云底的补偿质量通量和卷出所决定。

Kain-Fritsch 方案<sup>[10, 25]</sup>类似于 Fritsch-Chappell 方案(1980),是浮力能量型云模式方案,考虑了云中上升气流的卷入和下曳气流的卷出作用,闭合条件由格点上的对流有效位能(CAPE)和有效浮力能决定对流发生和环境的变化,对流活动使得在有限时间间隔内,将有效浮力能耗尽。Kain-Fritsch 使用质量守恒的云模式,允许云的边缘与环境相互作用,同时还考虑了云从液态饱和水冻结成云冰的云中冰化微物理过程。

#### 4 非绝热物理过程在暴雨数值模拟中的相对重要性

##### 4.1 模拟区域

针对所选的 4 个个例,设计了如图 1 所示的二重嵌套区域,模式母域是欧亚区域,中心在 42.5 N,

95 E, 网格距 45 km, 网格点为 136 169, 模式子域覆盖中国东部地区, 网格距 18 km, 网格点为 169 169。用前述的控制模式模拟了这 4 个个例, 积分初始场时间分别是 8 月 5 日 12:00Z, 17 日 12:00Z, 23 日 12:00Z 和 28 日 12:00Z, 共积分 48 h。图 2 是这 4 个个例的 48 h 实况和模式预报降水量的分布比较, 由图可见, 除 8.5 模拟的主暴雨区偏离上海市外, 控制模式较好地模拟了这 4 个个例的降雨范围和强度分布, 以下的分析和统计计算都是基于子域的模式输出结果。

##### 4.2 试验方案和统计参数设计

为了解不同的非绝热物理过程特别是对流参数化方案对暴雨数值预报的影响, 对第二重嵌套区域设计了 6 个敏感性试验方案(见表 1)。第一个是控制预报所采用的物理过程, 试验 1~ 3 研究不同的非

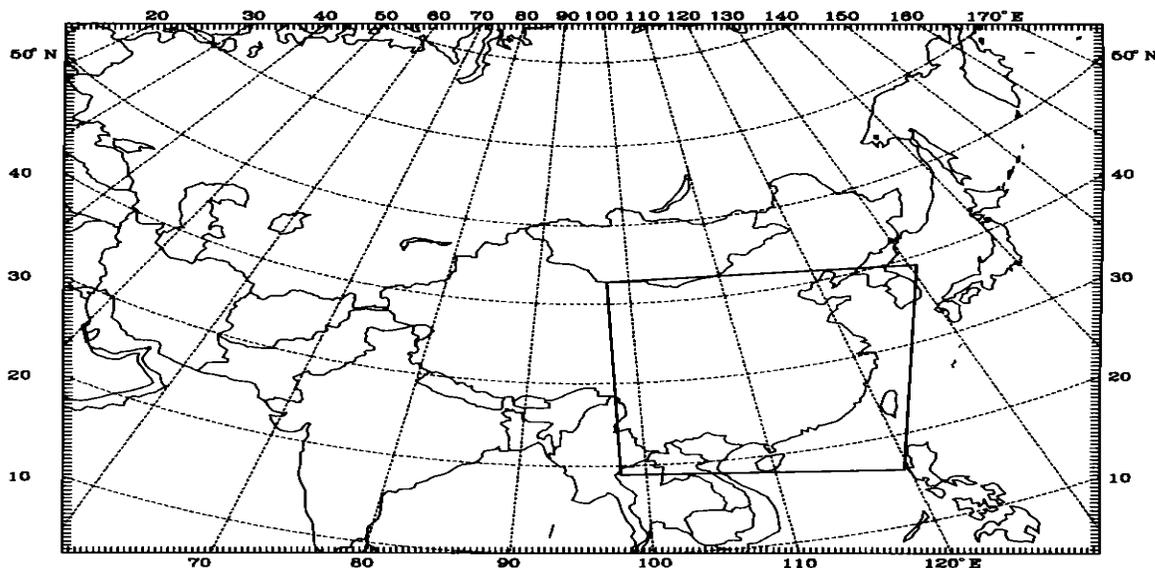


图 1 MM5 模式区域参数  
(外框为母域, 格距为 54 km; 内框为第二重嵌套区域, 格距为 18 km)

绝热物理对暴雨预报的影响。试验 4~ 6 研究不同对流参数化方案对暴雨预报的影响。试验 7 研究显式方案对暴雨预报的影响。

为定量评估某一非绝热物理过程对暴雨的影响大小, 定义敏感性试验与控制预报要素的离差  $S_x$ :

$$S_x = \frac{\int_{EC} (x_{exp} - x_{cont})^2 dA}{\int_{EC} dA} \quad (1)$$

其中:  $x_{cont}$  是控制试验的预报变量,  $x_{exp}$  是敏感性试验预报变量, EC 是中国东部地区。同时为了定量比较具有不同量纲的物理量如温度和风的离差大小, 定义标准化离差  $S_{x-nor}$

$$S_{x-nor} = \frac{\int_{EC} (x_{exp} - x_{cont})^2 dA}{\int_{EC} (x_{ana} - x_{cont})^2 dA} \quad (2)$$

其中  $x_{ana}$  是客观分析值。

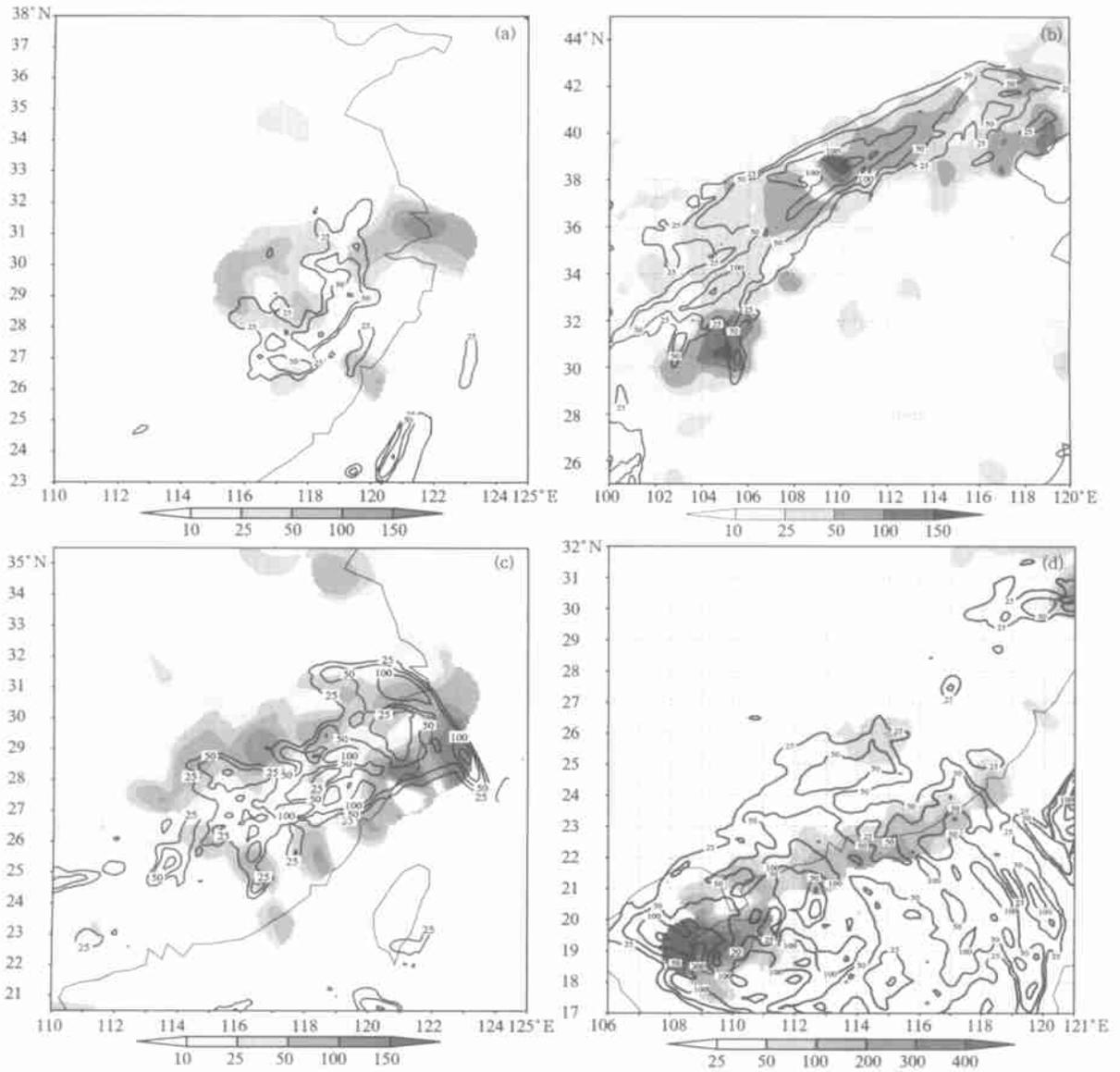


图2 4个个例的48 h实况(阴影)与模式预报降水量(等值线)的分布比较

(a. 8月4日12时~6日12时, b. 8月17日12时~19日12时, c. 8月23日12时~25日12时, d. 8月28日12时~30日12时; 单位:mm)

表1 试验设计与目的

试验名称	显式降水方案 (Dudhia 简单冰相)	对流参数化方案	边界层方案 (Hong Pan)	辐射方案 (Dudhia)	目的
控制预报	on	Grell	on	on	控制预报
试验1	on	off	on	on	对流参数化的影响
试验2	on	Grell	off	on	边界层过程的影响
试验3	on	Grell	on	off	辐射过程的影响
试验4	on	Anthes-Kuo	on	on	Kuo 方案的影响
试验5	on	Kain-Fritsch	on	on	Kain-Fritsch 方案的影响
试验6	on	Betts-Miller	on	on	Betts-Miller 方案的影响
试验7	混合冰相	Grell	on	on	显式方案的影响

注: on 表示选用, off 表示关闭

### 4.3 结果分析

选取总降水量( $R$ ), 200, 500 和 850 hPa 的纬向风( $U$ ), 经向风( $V$ )、垂直速度( $W$ )、温度( $T$ )、比湿

( $Q$ )、位势高度( $H$ )、水汽通量散度( $A$ )、散度( $D$ )、涡度( $\zeta$ ) 9 个物理量, 分别计算它们在试验 1~ 7 的离差与标准差。表 2 给出了 4 个暴雨个个例积分 48 h

表 2 4 个暴雨个个例的 48 h 预报的降水量平均离差和物理量场预报的平均标准化离差

试验名称	$R$ (mm)	$U$			$V$			$W$			$T$			
		高度(hPa)	200	500	850	200	500	850	200	500	850	200	500	850
试验 1	45.5		0.39	0.33	0.53	0.42	0.49	0.36	<u>1.17</u>	<u>3.33</u>	<u>2.48</u>	0.28	0.34	0.26
试验 2	36.2		0.86	0.63	<u>2.53</u>	0.75	<u>1.19</u>	<u>1.49</u>	0.60	0.89	<u>1.57</u>	0.72	<u>2.80</u>	<u>3.36</u>
试验 3	28.0		0.72	0.52	<u>1.02</u>	0.47	0.70	0.53	0.61	0.78	<u>1.11</u>	0.52	0.90	<u>1.09</u>
试验 4	23.2		0.25	0.19	0.19	0.23	0.27	0.12	0.45	0.87	<u>1.04</u>	0.11	0.24	0.08
试验 5	28.1		0.41	0.34	0.47	0.34	0.32	0.30	0.92	0.94	<u>1.26</u>	0.57	0.37	0.26
试验 6	61.8		0.26	0.15	0.61	0.30	0.22	0.31	0.63	0.64	<u>1.18</u>	0.21	0.17	0.57
试验 7	11.2		0.28	0.24	0.57	0.28	0.30	0.37	0.82	<u>1.11</u>	<u>1.73</u>	0.13	0.20	0.61

试验名称	$Q$			$H$			$A$			$D$					
	200	500	850	200	500	850	200	500	850	200	500	850			
试验 1	0.38	0.53	0.52	0.02	0.05	0.03	<u>1.86</u>	<u>1.76</u>	<u>2.06</u>	<u>1.65</u>	<u>1.61</u>	<u>1.68</u>	<u>1.34</u>	<u>1.44</u>	<u>1.46</u>
试验 2	0.44	0.89	1.54	0.34	0.28	<u>1.60</u>	<u>1.22</u>	<u>1.26</u>	<u>1.53</u>	<u>1.26</u>	<u>1.47</u>	<u>1.61</u>	<u>1.62</u>	<u>1.30</u>	<u>2.07</u>
试验 3	0.48	0.69	0.89	0.06	0.08	0.11	<u>1.23</u>	<u>1.13</u>	<u>1.06</u>	<u>1.21</u>	<u>1.15</u>	<u>1.01</u>	<u>1.09</u>	<u>1.03</u>	<u>1.07</u>
试验 4	0.15	0.24	0.15	0.05	0.02	0.02	0.89	<u>1.05</u>	0.96	0.85	0.96	0.85	0.71	0.79	0.73
试验 5	0.61	0.47	0.50	0.02	0.10	0.03	<u>1.68</u>	0.99	<u>1.27</u>	<u>1.28</u>	0.94	<u>1.10</u>	<u>1.19</u>	0.84	<u>1.04</u>
试验 6	0.71	0.54	0.45	0.05	0.06	0.10	<u>1.40</u>	0.74	<u>1.15</u>	0.96	0.73	<u>1.01</u>	<u>1.01</u>	0.56	<u>1.10</u>
试验 7	0.29	0.42	0.46	0.03	0.03	0.06	<u>1.38</u>	<u>1.00</u>	<u>1.57</u>	<u>1.20</u>	0.99	<u>1.35</u>	<u>1.02</u>	0.92	<u>1.47</u>

注:  $A$ : 水汽通量散度,  $D$ : 散度,  $\zeta$ : 涡度; 下划线数字表示物理量标准化离差大于 1.00。

的降水预报离差的平均值和以上 9 个物理量预报标准化离差的平均值。需要说明的是, 由于计算不稳定问题, 8.18 个例的试验 2 没能成功地积分至 48 h。所以对试验 2 只做了 3 个个例的统计。

试验 1~ 3 的总雨量离差显示, 不同的非绝热物理过程对降水预报的影响是不一样的, 按大小排列依次是对流参数化方案、边界层方案、辐射方案, 离差值分别是 45.5, 36.2, 28.0。试验 1~ 3 的动力场和热力场标准化离差显示, 非绝热物理过程参数化方案对垂直速度、水汽通量散度、涡度、散度的影响较大, 对模式变量  $U$ ,  $V$ ,  $T$ ,  $Q$  值影响相对较小, 前者的标准化离差都大于 1.00, 后者的标准化离差值普遍小于 1.00。尤其值得注意的是, 试验 1 的垂直速度标准化离差远大于其它物理量, 500 hPa 垂直速度的标准化离差高达 3.30, 850 hPa 水汽通量散度的标准化离差达 2.06, 这说明对流参数化方案对直接反映模式大气中尺度结构的物理量如垂直速度影响很大。试验 2 的  $U$ ,  $V$ ,  $W$ ,  $T$ ,  $Q$ ,  $H$  的离差主

要出现在模式中低层, 除  $W$  外, 离差值通常超过试验 1, 特别是低层  $T$  的离差值最大, 这说明边界层方案对模式中低层物理量影响相对较大, 这是由边界层方案的特点所决定的。值得一提的是, 试验 1~ 3 对高度场影响很小, 除边界层方案引起的低层 850 hPa 的标准化离差大于 1.00 外, 其余的都小于 0.11, 试验 1 的高度场离差最小, 最大值也仅为 0.05。由此可见, 在短期数值预报中, 非绝热物理过程特别是对流参数化方案对大尺度环流的影响较小, 对降水量、垂直速度、散度等要素的影响较大, 而这些物理量更容易直接反映中小尺度天气系统的特征。表明非绝热物理过程主要影响暴雨数值预报中具有中尺度特征的物理量, 且积云对流参数化方案和边界层方案对这些物理量的影响超过辐射方案。

试验 4~ 7 的结果显示, 试验 7 引起的降水离差为 11.2, 试验 4~ 6 引起的降水预报离差均大于 20, 试验 6 高达 61.8, 这说明不同对流参数化方案的差异引起的降水预报离差明显大于显式方案。试验 4

~ 7 对物理量的影响水平相当, 垂直速度、水汽通量散度、散度、涡度的离差普遍大于或接近 1.00, 而  $U, V, T, Q, H$  的离差大多为 0.20~ 0.50, 这说明不同的积云对流参数化方案仍然主要影响具有中尺度特征的物理量。值得一提的是 Betts-Miller 方案对降水预报离差影响最大, 总降水量离差达 61.8, 原因可能是 Betts-Miller 方案对流触发原理不同于 Anthes-Kuo 和 Kain-Fritsch 方案, Betts-Miller 方案是将环境温湿廓线向参考大气调整, 而其它方案则是向中性大气调整。

前面已经说明试验所选的 4 个暴雨过程的影响系统不同。为了分析积云对流参数化方案对不同触

发机制的暴雨过程的影响, 对 4 个试验个例, 分别采用 Kuo 方案、Betts-Miller 方案和 Kain-Fritsch 方案进行模拟试验, 然后计算每一个模拟试验与控制试验的预报离差, 表 3 是降水预报离差和 500 hPa 热力、动力场标准化离差的平均值, 有以下几个特征: (1) 4 个个例的高度场离差都很小, 最大的标准化离差是 8.29 个例, 只有 0.16, 而其余 3 个个例仅为 0.03 左右, 这说明对流参数化方案对高度场影响很小。(2) 8.18 的  $U, V, W, T, Q$  离差小于其它的 3 个个例, 降水量离差小于 8.24 和 8.29 过程, 但水汽通量散度和散度场的离差接近或大于其它 3 个个例。表明不同对流参数化方案对斜压扰动

表 3 3 种积云对流参数化方案预报 48 h 降水量平均离差和 500 hPa 物理量的平均标准化离差

试验个例	$R$	$U$	$V$	$W$	$T$	$Q$	$H$	$A$	$D$	
8.5	27.0	0.25	0.27	0.92	0.23	0.55	0.03	0.86	0.86	0.77
8.18	30.0	0.15	0.24	0.67	0.16	0.34	0.04	<u>1.06</u>	0.90	0.60
8.24	35.3	0.30	0.26	<u>1.08</u>	0.29	0.43	0.04	0.82	0.91	0.92
8.29	55.3	0.35	0.42	<u>1.05</u>	0.39	0.60	0.16	<u>1.06</u>	0.96	0.92

注: 下划线的数字同表 2。

产生的暴雨过程的影响相对较小。仔细分析每个个例的雨区和强度预报可发现, 在主要的降水预报区域, 8.18 过程的次网格降水只占总降水量的 10%~ 20% (图略), 说明 8.18 的降水离差主要来源于大尺度运动的差异。8.29 个例在热带气旋区降水预报差异较小, 但在热力场较均匀的非热带气旋影响区降水预报变化较大。

以上分析结果说明: 不同的积云对流参数化方案对斜压扰动触发的暴雨过程的动力、热力场影响相对较小, 对热力场较均匀的暴雨过程影响较大。原因是在斜压扰动引起的暴雨过程中, 大尺度系统可以提供持续的大尺度水汽辐合和强迫抬升运动, 水汽凝结潜热虽能增强大尺度系统, 但并不起决定性作用。在热力场较均匀的暴雨过程中, 大尺度强迫较弱, 降水量受对流参数化方案的影响较大, 不同积云流参数化方案的对流激发函数定义不同, 对流发生时间、地点、对大尺度的反馈也不一样, 对模式大气的演变和发展影响更大, 造成预报结果差异较大。但无论是斜压扰动触发的暴雨, 还是热力场较均匀的暴雨, 积云对流参数化方案对水汽通量散度和散度的影响都不能忽略。

## 5 对流参数化方案对动力场和热力场预报离差演变特征和结构的影响

8.5 上海大暴雨是 2001 年最为著名的暴雨过程之一, 也是上海市自 1949 年以来的最强的一次降水过程, 强降水主要发生在 5 日夜间至 6 日凌晨, 最大雨强超过 50 mm/h, 24 h 雨量超过 250 mm。图 3 是这次暴雨过程的实况雨量图。

为了更深入细致分析不同对流参数化方案对暴雨动力场和热力场的影响, 针对 8.5 暴雨区域, 重新设计了如图 4 所示的二重嵌套区域, 中心在 30 N, 117 E, 模式母域网格距 54 km, 网格点为 101 101, 模式子域网格距 18 km, 网格点为 103 103。用不同的对流参数化方案进行模拟试验, 模式的其它参数和物理过程同前一节控制预报, 所选取的对流参数化方案有 Grell, Kuo, Kain-Fritsch 和 Betts-Miller 方案。考虑到预报时效, 在该试验中初始积分时间是 8 月 5 日 00 时。图 5 是 4 个方案的 24 h 降水量预报和实况对比。可以看到, 4 个方案都模拟出了江南东部的强降水, 且都出现了 100 mm 的强降水中心, 但强降水中心位置有明显差异, 预报最好

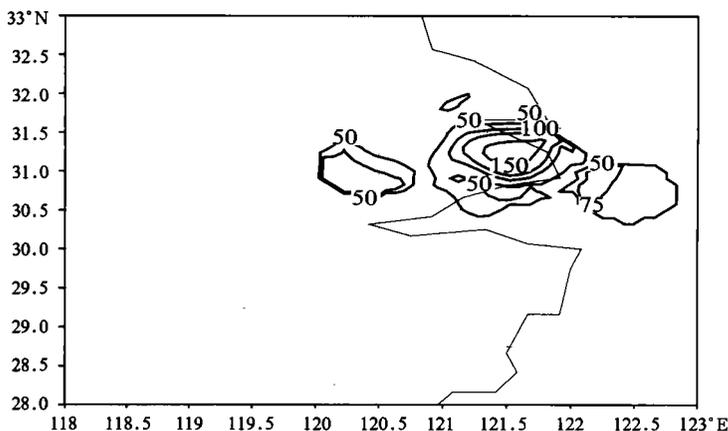


图3 8月5日08时~6日08时(北京时间)24 h实况降水量  
(单位: mm)

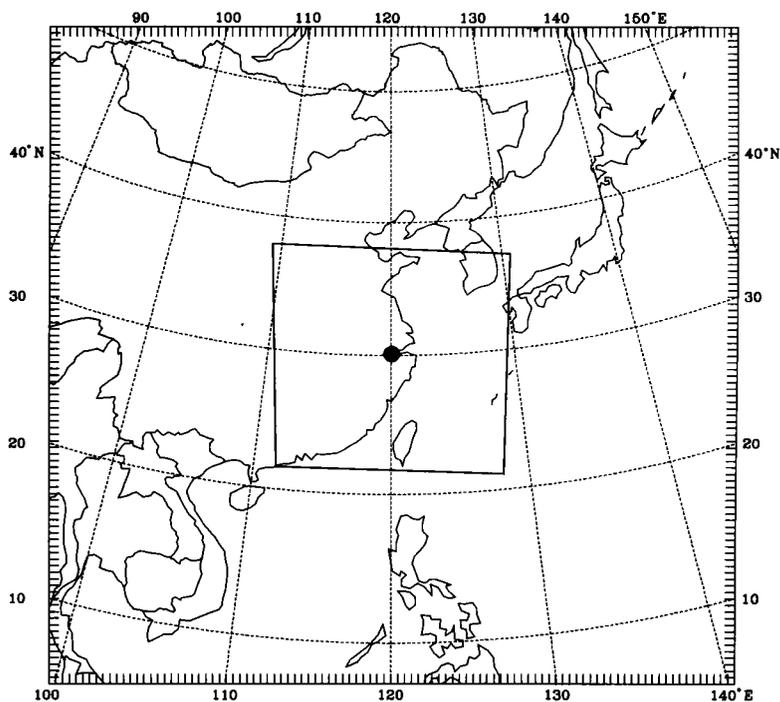


图4 以 8.5 上海大暴雨为中心点的 MM5 二维嵌套模拟区域参数  
( : 模拟区域中心位置)

的是 Betts-Miller 方案, 强降水中心比较接近观测值, Grell 方案偏离最多, 没有预报出上海的强降水。4 个方案的逐时雨量预报图(图略)表明, 不同参数化方案激发的次网格降水时间和强度完全不一样, 但网格尺度降水的发生时间较一致, 强度有差异。

### 5.1 动力场、热力场预报离差的时间演变特征

图 6 是 Kuo, Kain-Fritsch 和 Betts-Miller 方案与 Grell 方案模拟的 500 hPa 动力场( $U, V$ )和 850

hPa 热力场( $T$ )的细网格区域预报平均离差演变。由图可见, 3 个方案的预报离差的量级和演变特征很相似,  $T, U, V$  的预报离差在前 12 h 积分时段内线性增长, 在 12 h 左右趋于饱和, 积分 12 h 后, 预报离差逐渐下降, 如 Betts-Miller 方案的  $U$  分量离差从 10 左右下降到 5。积分 24 h 后, 离差振荡变化。这说明, 模式使用不同参数化方案所产生的预报偏差, 在积分 12 h 后就趋于饱和, 同时, 高层和低层大

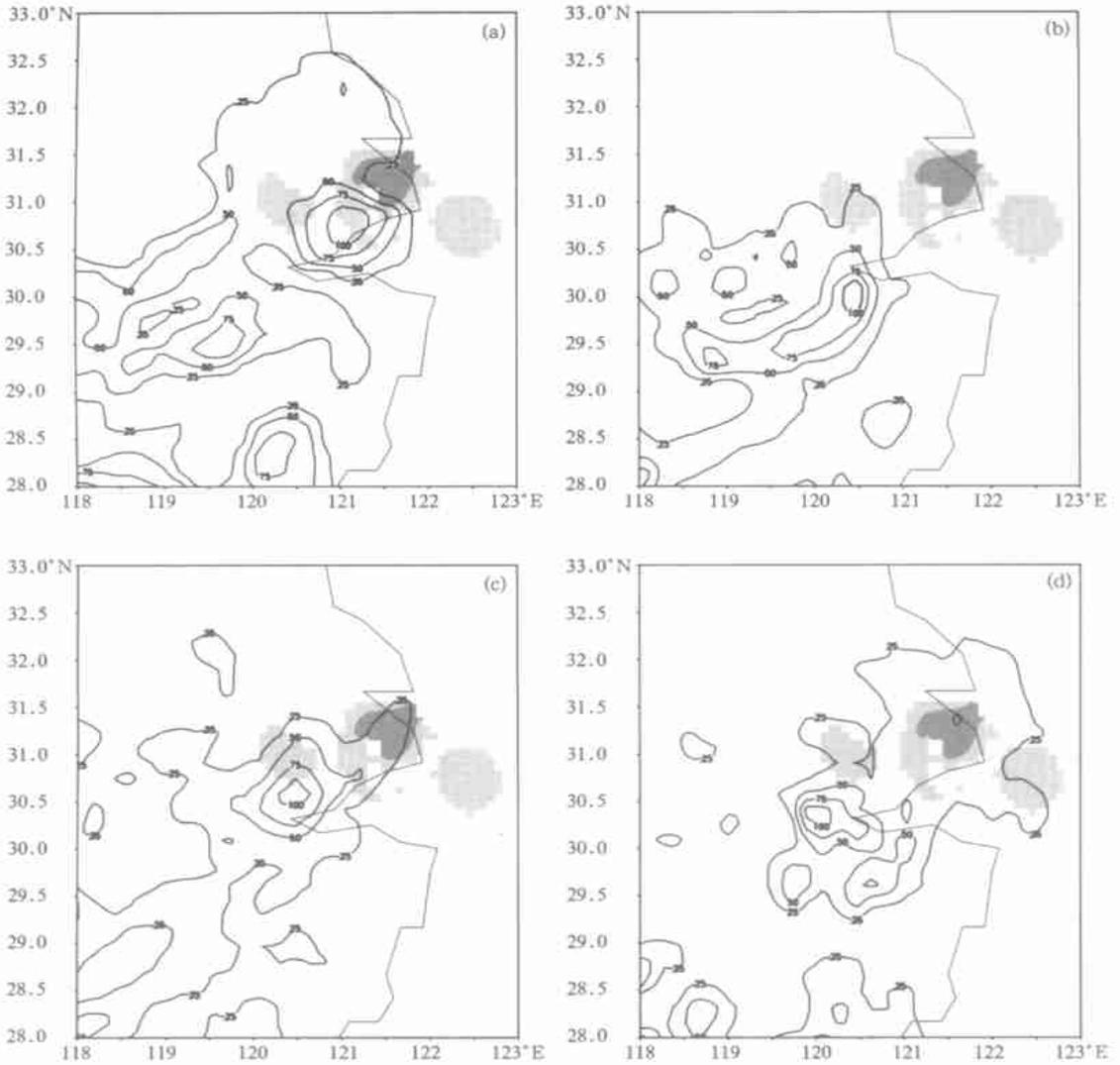


图5 4个对流参数化方案的24 h降水量预报(单位: mm)

(a. Betts- Miller 方案, b. Grell 方案, c. Kain- Fritsch 方案,

d. Anthes- Kuo 方案; 浅阴影区表示实况雨量大于 50 mm 的地区,  
深阴影区表示实况雨量大于 100 mm 的地区)

气的动力场和热力场离差随时间演变也都具有这个特点。比较动力场和热力场离差的垂直分布特征(图略),发现 200 hPa  $U, V$  的离差值远远大于中低层,积分 36 h 后 3 个方案的预报离差已大于 10, Kuo 方案的离差值甚至已超过 50。温度离差值的差异没有  $U, V$  大,积分 12 h, 3 种方案在 850 hPa 的温度离差为 3~6 K, 500 hPa 为 1~2 K, 而 200 hPa 为 1 K 左右。这说明对流参数化方案在动力学方面对高层影响更大,在热力学方面对低层影响偏大。

## 5.2 预报场离差结构与次网格降水的关系

选取本次过程降水预报较好的 Betts-Miller 方

案与预报较差的 Grell 方案,以  $U, V$  绝对偏差之和表示动力场预报绝对偏差,以  $T$  绝对偏差表示热力场绝对偏差,计算了不同等压面预报场的动力场和热力场绝对偏差与次网格尺度降水绝对偏差相关系数,还计算了与网格尺度降水绝对偏差的相关系数。图 7 是 925 hPa 逐时相关系数演变。可以看到,随积分时间增加,动力场和热力场与次网格降水和网格尺度降水偏差的相关系数呈下降趋势,次网格降水相关系数下降趋势更明显;积分 24 h 以前,  $U, V, T$  预报偏差与次网格降水偏差的相关系数明显大于网格尺度降水偏差,在 1~12 h 积分时段,动力场预报偏差与次网格降水偏差的相关系数为 0.4 左

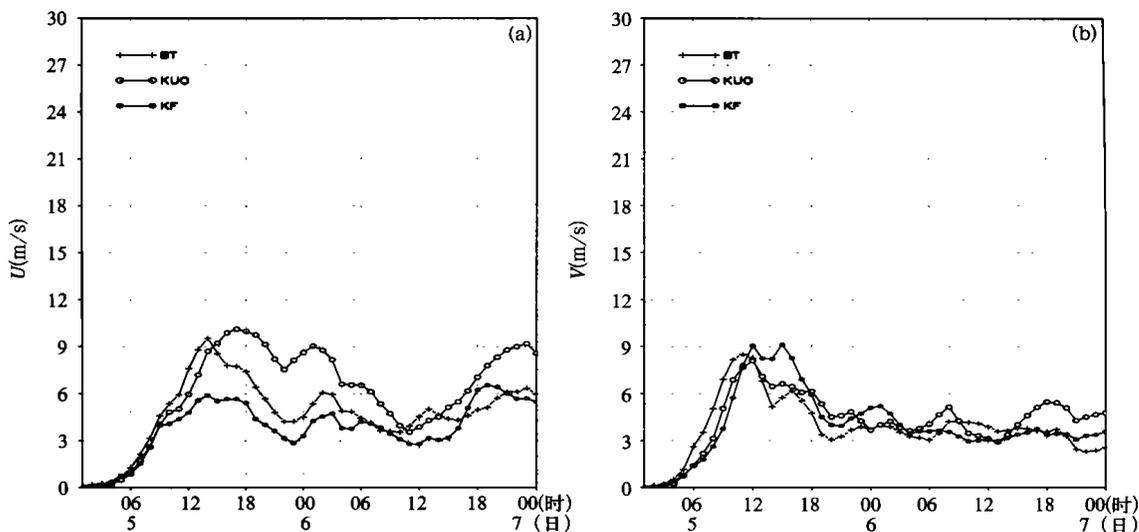


图6 2001年8月5~7日 Kuo( $\circ$ — $\circ$ ), Kain-Fritsch( $\cdot$ — $\cdot$ ), Betts-Miller( $+$ — $+$ )方案与 Grell方案(控制预报)的500 hPa动力场( $U, V$ )和850 hPa热力场( $T$ )的细网格区域预报平均离差演变 (a.  $U$ (m/s), b.  $V$ (m/s), c.  $T$ (K))

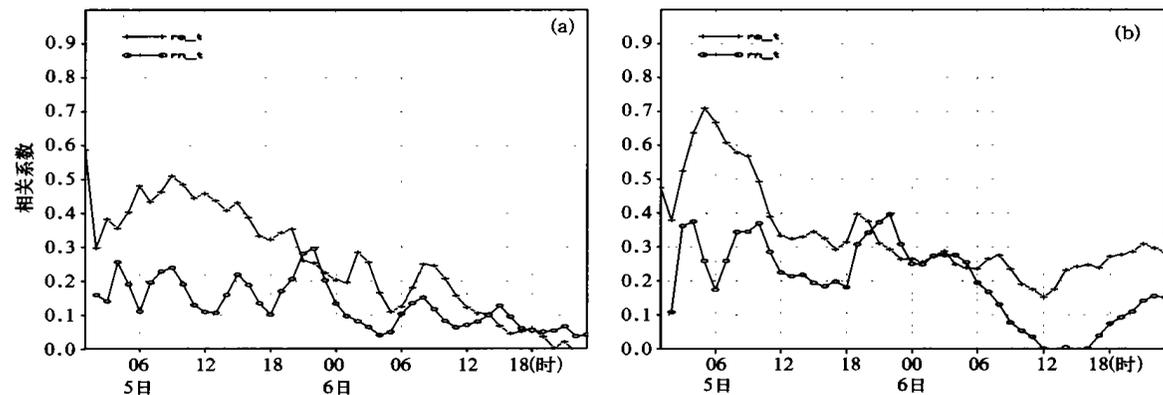


图7 Betts-Miller方案与Grell方案在925 hPa的动力场(a),热力场(b)的预报绝对偏差与降水量预报绝对偏差的逐时相关系数演变 (+ : 次网格尺度降水量, o : 网格尺度降水量)

右,而与网格尺度降水偏差的相关系数仅为0.2左右(见图7a);热力场预报偏差与次网格降水的相关

系数一般都大于0.4,最大值达0.7以上,网格尺度降水的相关系数小于0.4(见图7b)。这说明,积分

12 h 以前, 次网格降水与动力场、热力场预报偏差的水平结构较一致, 次网格降水偏差较大的区域, 也是动力场、热力场预报偏差较大的区域。积分 24 h 后, 动力场和热力场与次网格降水的相关系数下降至 0.2 左右, 与网格尺度的相关系数相当, 原因可能是当动力场和热力场离差达到一定幅度后, 模式下一步积分所使用的积分初值出现了较大差异, 影响了以后的预报结果。比较不同层次上的相关系数, 演变特征与 925 hPa 相似, 但总的来说, 低层相关系数较高层大(图略)。Kuo 和 Kain-Fritsch 方案的动力场和热力场预报离差的结构与 Betts-Miller 方案具有相同的特征, 这里不再赘述。

图 8 和图 9 分别给出了 Kuo 方案与 Grell 方案在积分 2 h 和 28 h 的次网格降水离差与 500 hPa 的动力场  $U, V$  离差之和、700h hPa 的  $T$  离差分布图。由图可见, 积分 2 h, 对流降水离差与  $U, V, T$  离差分布区域非常相似, 次网格降水预报离差较大的地区  $U, V, T$  的离差也出现在该区域。积分 28 h, 次网格降水离差出现在 120~123 E 的海洋上, 与该区域相对应的  $U, V, T$  离差却很小,  $U, V, T$  离差主要出现在 30~33 N 的陆地上。这从直观上说明, 次网格降水离差区域与  $U, V, T$  预报离差区域在积分前期对应较好, 积分后期较差。

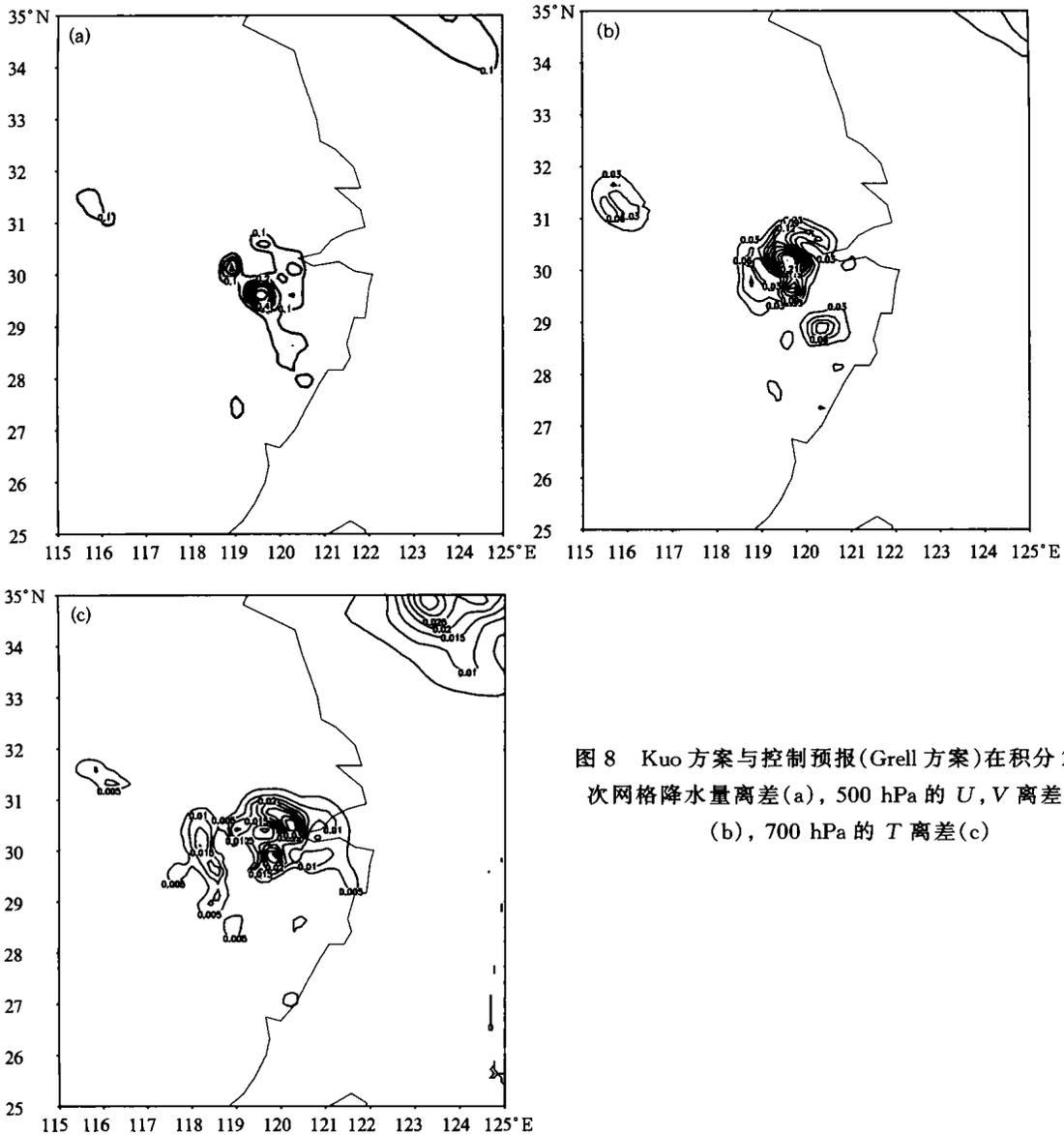


图 8 Kuo 方案与控制预报(Grell 方案)在积分 2 h 的次网格降水量离差(a), 500 hPa 的  $U, V$  离差之和(b), 700 hPa 的  $T$  离差(c)

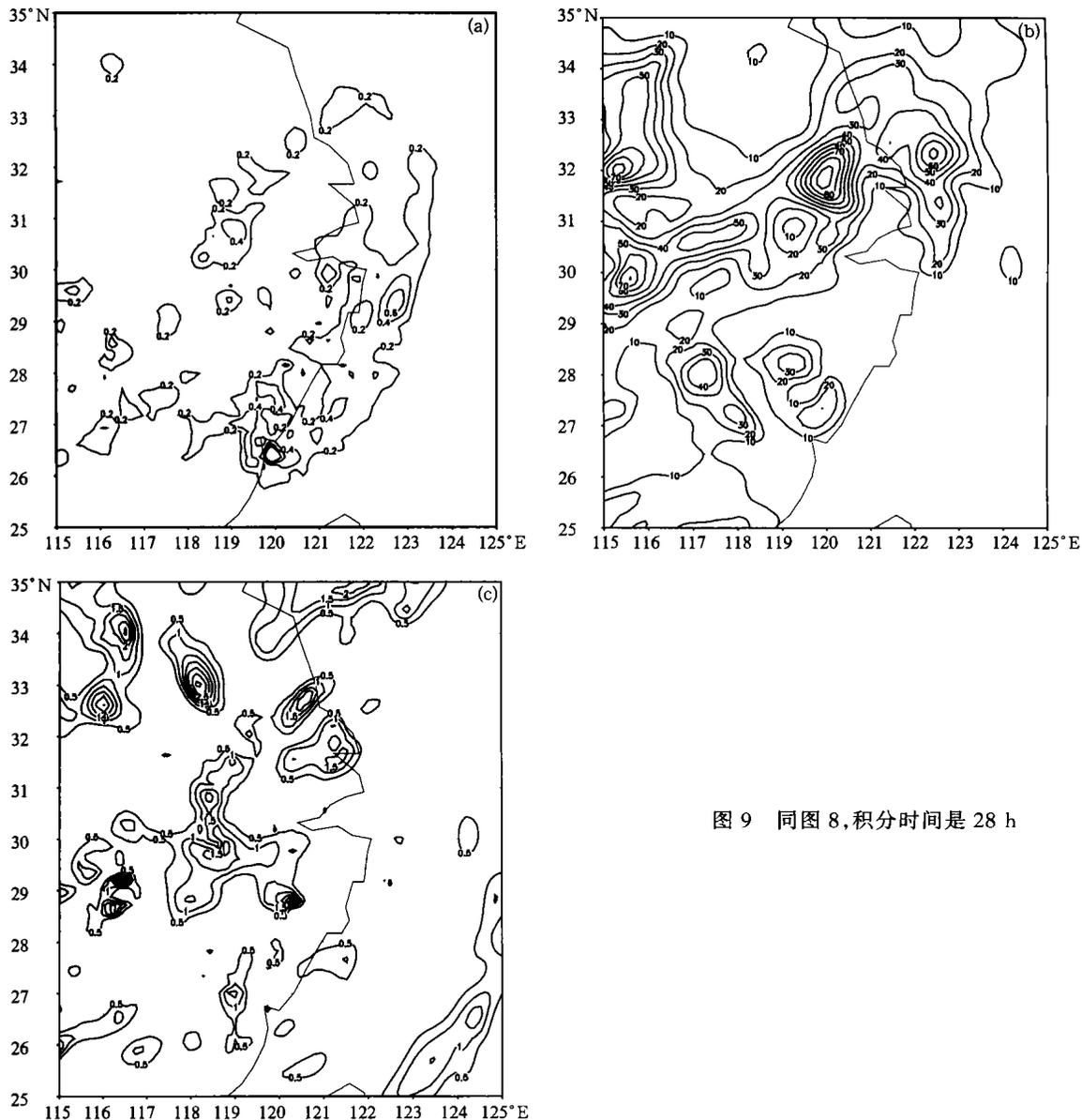


图 9 同图 8, 积分时间是 28 h

### 5.3 积云对流参数化方案对中尺度环流结构的影响

对流参数化方案的差异最终影响了模拟大气的温湿场和动力场结构。图 10 和 11 是这 4 个方案 24 h 模拟的涡度、假相当位温的垂直剖面。从图可见, 涡度、假相当位温的垂直结构差异较大, 从涡度图看, Betts-Miller 和 Kuo 方案的最大涡度中心出现在对流层高层的 300 hPa, Kain-Fritsch 方案出现在对流层中层的 500 hPa, Grell 方案出现在对流层低层。Betts-Miller 方案的低层全是正涡度, 其它方案却是正负相间。在 30~31 N, Kuo 方案在对流层中低层是正涡度, 而 Grell 方案在相应区域内有一片较强的负涡度区。

从假相当位温图看, 温度层结最大差别在对流

层中低层, Kuo 方案的是位势不稳定层结, Grell 方案的是近似中性的层结, Kain-Fritsch 和 Betts-Miller 方案则呈弱不稳定层结。图 10 和 11 说明, 由于对流参数化方案的差异, 对流层中低层可形成完全不同的温湿场和动力场结构, 模式用于其后积分的初值的动力学和热力学特征出现了明显差异, 这种差异将会影响其后的模式积分结果。

## 6 讨论

暴雨发生的 3 个基本条件是: 水汽条件、不稳定层结、垂直抬升。水汽条件中最重要一项是水汽通量散度, 从大尺度环境场很难分析出哪些地区会出现这些有利的条件。对以上 4 个个例的研究表明,

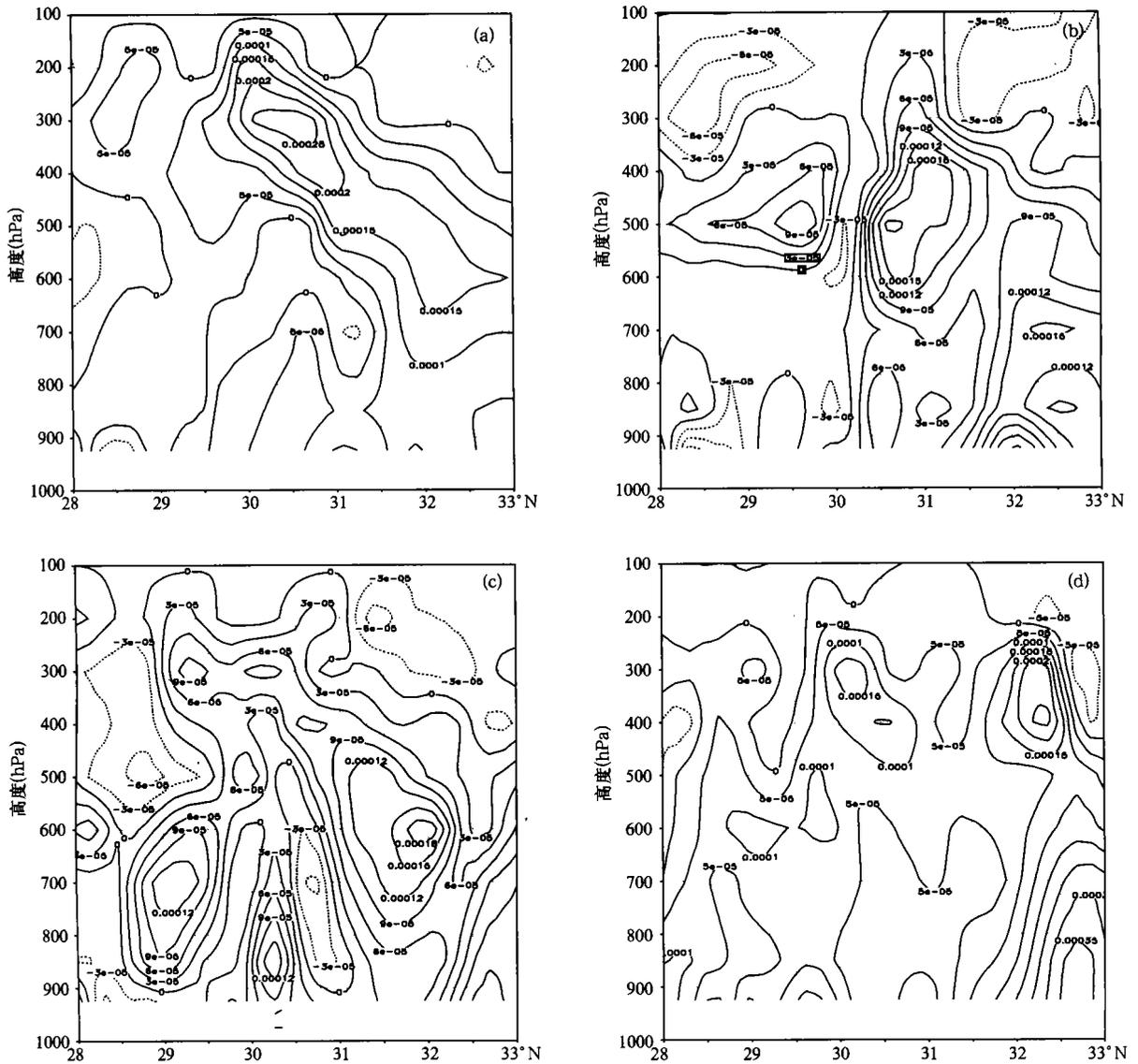


图 10 4 个方案 24 h 模拟的涡度(单位: $S^{-1}$ )沿 121°E 的垂直剖面

(a. Kuo 方案, b. Kain-Fritsch 方案, c. Grell 方案, d. Betts-Miller 方案)

边界层方案和积云对流参数化方案在短期数值预报中对大尺度环流的影响较小,但是,边界层方案对低层热力学要素影响很大,而对流参数化方案对水汽通量散度和垂直速度影响很大,这些正是产生暴雨的基本条件,表明边界层方案和积云对流方案直接影响暴雨发生的基本条件,方案的差异可以造成暴雨发生地点、降水强度的明显差异,因此,可以认为,在短期暴雨数值模拟中,边界层方案和积云对流参数化方案是影响暴雨模拟的敏感因子。

暴雨预报准确率难以提高的重要原因之一是可以反映暴雨中尺度特征的物理量如水汽通量散度、垂直速度等的预报准确率不高。暴雨集合预报要达

到的目的是反映这些要素在数值预报中的不确定性。因此,要构造成功的集合预报模式,在集合成员间形成合理的发散度,可以从扰动反映暴雨基本条件不确定性的因子入手。从前面的研究结果看,边界层方案和对流参数化方案对反映暴雨中尺度结构的物理量影响很大,边界层方案的差异对热力场预报影响最大,可以反映不稳定层结预报的不确定性,对流参数化方案对垂直速度和水汽通量散度影响最大,反映了水汽条件和垂直抬升的不确定性。因此,可以从边界层和对流参数化方案入手,构造中国暴雨的集合预报模式。

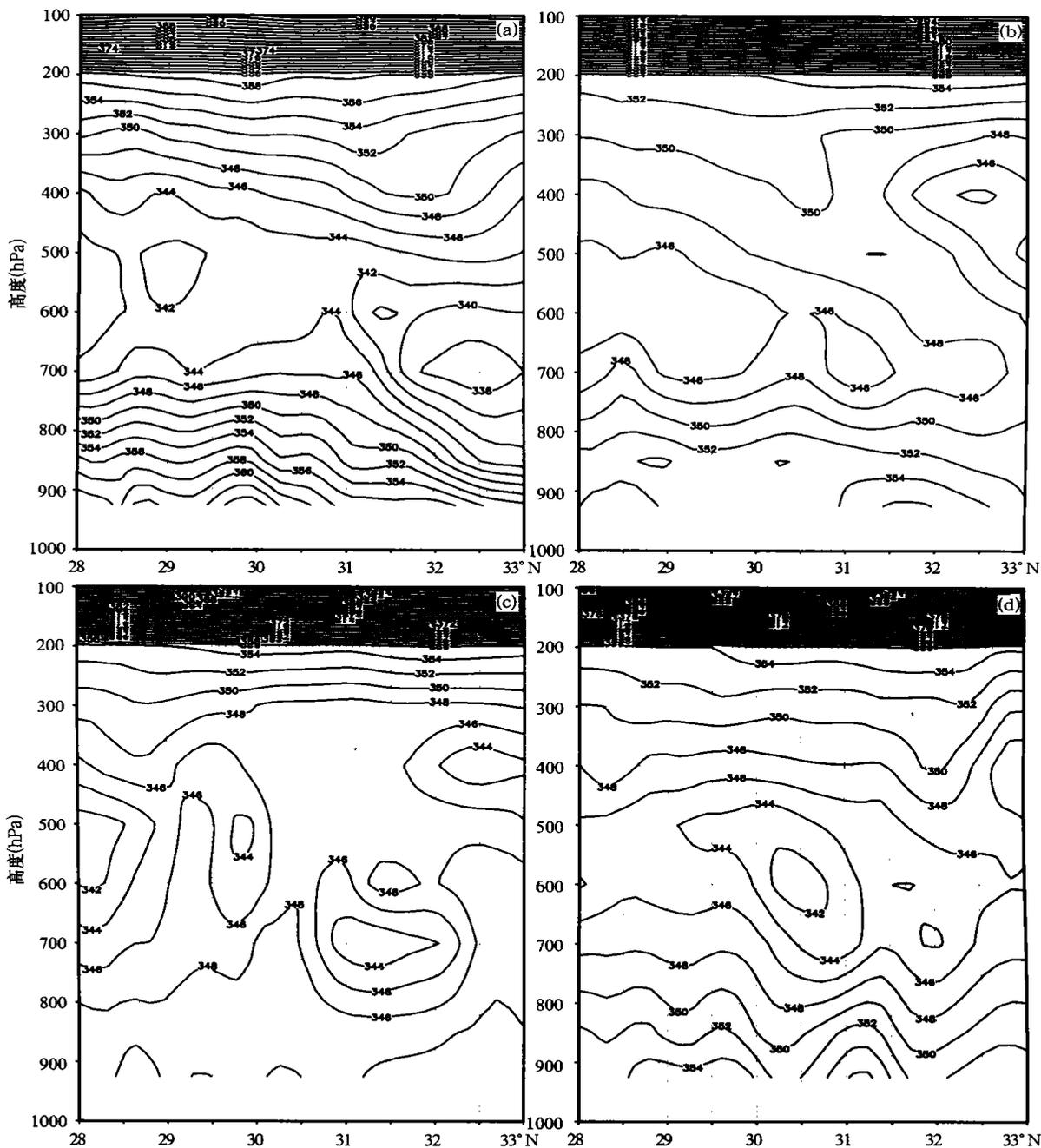


图 11 同图 10,但是假相当位温(K)

集合预报模式扰动的构造方式有两种,一是将不同的边界层和对流参数化方案加以组合,二是调整方案中的参数值。不同的对流参数化方案引起的预报差异的根本原因表现在对流激发函数的定义上。对流激发函数是一组初始参数标准值,如 MM5V3 模式中的 Anthes-Kuo 型是水汽辐合型,激发对流的标准有 3 条:水汽辐合通量散度的垂直积分大于  $3.0 \times 10^{-7} \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ s})$ 。云顶下正浮力能量大于负浮力能。积云高度必须高于  $\tau = 0.3$  以上高

度(  $= (P - P_1)/(P_s - P_1)$ , 是 MM5 中垂直坐标的定义)。Grell, Kain-Fritsch 是对流云厚度激发型,其原理与 Arakawa-Schubert 很相似, Grell 计算最大湿静力能与自由对流高度之间的气压差,对流发生的基本条件是积云厚度大于 150 hPa,且对流云中必须有接地的湿下沉气流。Betts-Miller 是对流调整型,采用瞬时平衡假设,将对流区温湿结构及时向准平衡结构张弛逼近。对流激发函数的差异使对流发生地点、时间、强度都有差异,通过反馈机制影响大

气的中尺度特征和结构。所以,不同的方案和不同的参数值都可以反映积云对流中的不确定性。

模式积分到一定时间后,参数化方案的差异使预报动力学和热力学结构出现明显差异,这些差异并不是初值有差异,而是参数化方案的差异,所以,不同的参数化方案不仅影响了可以反映模式中尺度系统特征的物理量,还间接影响了一段时间以后模式的积分初值,并且,最终形成不同的预报结果,使暴雨数值模拟具有不确定性。

## 7 小结

本文用2001年的4个暴雨过程,分析了3种非绝热物理过程对短期暴雨数值预报的动力场和热力场的影响,深入研究了中尺度暴雨预报中的作用,并对利用模式扰动方法开展中国暴雨集合预报的可行性进行了讨论,获得了以下的结论:

(1) 在短期暴雨数值预报中,非绝热物理过程对大尺度环流的影响相对较小,对反映暴雨中尺度环流特征的物理量影响较大,积云对流过程和边界层过程对暴雨预报的影响较辐射过程大。积云对流参数化方案对锋面系统触发的暴雨影响较小,对大尺度热力场梯度较弱的非锋面对流系统影响更大。积云对流参数化方案对降水量、垂直速度、水汽通量散度影响最大。边界层参数化方案对低层的热力场影响最大。

## 参考文献

- 1 陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
- 2 中国科学院大气物理研究所. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社, 1998. 505pp
- 3 李泽椿, 闫之辉, 王建捷等. 暴雨业务数值预报发展中有关问题的探讨. 见: 翁立生主编. 暴雨 灾害(一). 北京: 气象出版社, 1997. 1~7
- 4 崔波, 王建捷, 郭肖容. MM5在国家气象中心CRAY-C92的实时预报试验. 应用气象学报, 1999, 10(2): 129~140
- 5 Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note /NT-398+1. A, 1994. 138pp
- 6 Anthes R A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. Mon Wea Rev, 1977, 105: 270~286
- 7 Betts A K. A new convective adjustment scheme. Part 1: Observational and theoretical basis. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 677~692
- 8 Betts A K, Miller M J. A new convective adjustment scheme Part 2: Single column tests using GATE wave, BOMEX, AT EX, and Arctic air-mass data sets. Quart J Roy Meteor Soc, 1986, 112: 693~709
- 9 Grell G A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. Mon Wea Rev, 1993, 121: 764~787
- 10 Kan J S, Fritsch J M. A one dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. J Atmos Sci, 1990, 47: 2784~2802
- 11 张大林. 各种非绝热物理过程在中尺度模式中的作用. 大气科学, 1998, 22(4): 548~561
- 12 颜宏. 复杂地形条件下嵌套细网格模式的设计(二次)网格物理过程的参数化. 高原气象, 1983, 6(2): 64~139
- 13 陈德辉. 积云对流参数化技术. 应用气象学报, 1997, 8(9): 69~78
- 14 刘一鸣. 中国关于积云对流参数化方案的应用. 气象学报, 1998, 56(2): 247~254
- 15 85-906-04课题组. 台风、暴雨数值预报新技术的研究. 北京: 气象出版社, 1996. 190pp

(2) 8.5 上海大暴雨的模拟试验表明: 不同对流参数化方案的动力场和热力场预报离差在前12h积分时段内迅速增加, 12~18h下降, 以后则以振荡变化为主。积分前期, 动力场和热力场预报离差结构与次网格降水离差结构有较好的相关性, 水平分布结构相似。不同对流参数化方案对高低层 $U$ ,  $V$ ,  $T$ 的影响表明, 对 $U$ ,  $V$ 的影响是高层大于低层, 对 $T$ 的影响是低层略大于高层。积分12h以后, 模式大气动力场和热力场的结构出现明显差异, 模式在其后积分中所使用的积分初值不一样。

(3) 边界层方案和对流参数化方案影响的要素正是产生暴雨的基本条件, 表明暴雨数值预报的准确率对边界层和对流参数化方案很敏感。集合预报成功的关键就是找出那些影响暴雨预报准确率的敏感因子, 并加以扰动。可以认为, 在热力场较均匀的形势下, 可以从边界层和对流参数化方案入手, 构造出集合预报模式。集合模式的构造方法有两种, 一是将不同的边界层和对流参数化方案加以组合, 二是调整方案中的参数值。在集合模式中, 不同的边界层和积云参数化方案不仅影响模式的中尺度系统, 而且还影响了模式的积分初值, 反映了非绝热物理过程对暴雨模拟的不确定性影响。

(4) 本文研究所选的暴雨个例以短时期暴雨为主, 对于持续性暴雨过程, 如持续时间2~3d以上, 非绝热物理过程对大尺度环流的影响特征需要做进一步研究。

- 16 陈伯民, 钱正安. 关于积云参数化问题. 高原气象. 1992, 11(2): 213~ 221
- 17 潘劲松, 翟国庆, 高坤. 区域气候模拟中多种对流参数化方案的比较研究. 大气科学, 2002, 26(2): 206~ 219
- 18 王建捷, 胡欣, 郭肖容. MM5 模式中不同对流参数化方案的比较试验. 应用气象学报, 2001, 12(1): 41~ 53
- 19 顾建峰. 不同深对流参数化方案在降水预报中的比较试验. 气象, 1999, 25(4): 41~ 53
- 20 Wang Wei , Seaman N L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. Mon Wea Rev, 1997, 125 (2): 252 ~ 278
- 21 Stensrud D J, Bao Jianwen, Warner Thomas T. Using initial condition and model physics perturbation in short- range ensemble simulations of mesoscale convective systems. Mon Wea Rev, 2000, 128: 2077~ 2107
- 22 阿布力米提. 每月天气. 气象, 2001, 27(11): 58~ 61
- 23 Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. J Atmos Sci, 1989, 46: 3077~ 3107
- 24 Hong Song-you , Pan Hua- Lu. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium- range forecast model. Mon Wea Rev, 1996, 124(10): 2322~ 2339
- 25 Fritsch J M, Chappell C F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part 1: Convective parameterization. J Atmos Sci, 1980, 37: 1722~ 1733

## THE IMPACT OF PHYSICS PARAMETERIZATION SCHEMES ON MESOSCALE HEAVY RAINFALL SIMULATION

Chen Jing

( Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081; Chengdu Institute of Plateau Meteorology, Chengdu 610071)

Xue Jishang

Yan Hong

( Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

( World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland)

### Abstract

Based on the non- hydrostatic version of Mesoscale Model version 5 (MM5) and the data sets of four heavy rainfall scenarios occurring in Aug. 2001 in China, the impacts of three non- adiabatic physic processes including cumulus parameterization scheme, planetary boundary layer schemes and radiation parameterization schemes on dynamic and thermodynamic element predictions of heavy rain in China are investigated, with deeply analyzing the effect of cumulus parameterization schemes on mesoscale heavy rain simulations and discussing the feasibility of using model physics perturbations in ensemble simulation of heavy rain.

The results show that non- adiabatic physic processes have less effects on the short- range forecast of geopotential height. Planetary boundary layer schemes and cumulus convection schemes have more impacts on heavy rain than radiation schemes, the most influences of two schemes of planetary boundary layer and cumulus convection are on the divergence of moisture flux, vertical velocity, unstable stratification, which are the three basic conditions of torrential rain. The great influence of planetary boundary layer is on the thermal fields in the low levels. The forecast variance between convection schemes grows fast in the beginning to 12- h time periods of simulation, with the variance structure being a good correlation to that of sub- grid rain, in the later periods of simulation with less correlation and decrease during 12- 18h time periods, then oscillates in the subsequent integral period. The structures of dynamic and thermal fields and the initial field using for model integral are all different since 12- h.

Planetary boundary layer and cumulus convection schemes affect basic conditions of triggering convection. The accuracy of heavy rain forecasts is very sensitive to these parameterization schemes. The key of success of heavy rain ensemble prediction is to find out these sensitive factors and perturb them. For the storm rain events with a more homogeneous thermal environmental condition in China, the numerical model ensembles could be created by perturbing the planetary parameterization scheme and convection parameterization.

Ensemble Prediction System of heavy rainfall can be constructed by two methods, one is by using different PBL and convection process parameterization schemes, the other is by using different parameter in Grell scheme. Different PBL and convection process parameterization schemes affect not only the mesoscale weather system, but also the initial condition of the model, reflecting the uncertain impact of non-adiabatic physics in model on heavy rain simulations.

**Key words:** Heavy rain, Numerical prediction, Non-adiabatic physics, Ensemble prediction