

夏季不同时段暴雨数值试验的对比分析

匡本贺

(武汉暴雨研究所)

提 要

本文通过对夏季不同时段暴雨个例的数值模拟试验,发现江淮流域初夏暴雨产生的条件主要应考虑大尺度降水作用。而在梅雨期的六月中旬后,除了大尺度降水作用外,还应充分考虑副热带高压外围的积云对流降水作用。计算结果表明:对梅雨期间的江淮暴雨,在细网格模式中加入了郭晓岚的积云对流参数化方案(1965)^[1],暴雨预报结果有明显改进。

一、引 言

暴雨是夏季江淮流域地区的一种重要天气过程。随着季节的不同,暴雨产生的天气形势也不一样,暴雨形成的条件亦有所差异。初夏江淮地区仍然受北方冷空气影响,往往在一次高空低槽东移、地面冷锋南下的环流背景下,江淮地区产生一次降水过程,有时形成暴雨。而到了梅雨期,随着副热带高压的北进,副高外围暖湿空气活跃、北上,对流云发展旺盛,加上一些中尺度的低涡、切变线活动频繁,长江流域静止锋上多低压活动,使这一地区降水增多、暴雨加强。为了对初夏和梅雨期这两个不同时段暴雨形成的条件作进一步了解,我们对这两个不同时段各选取了一个个例,采用两种方案进行数值模拟计算和分析,得到了一点肤浅的看法。

二、试验方案

本文利用一个五层原始方程有限区域细网格模式^[2],采用两种不同方案分别对初夏的1985年5月11日和梅雨期的1983年7月3日两次新生的暴雨过程进行数值模拟试验。试验中计算区域的中心位于武汉附近(115°E、30°N),水平网格距为100公里,区域范围为30×24个格点,采用固定边界条件。

方案 I:

试验物理过程只考虑大尺度的上升凝结和地面摩擦作用,以此计算大尺度降水。即采用饱和法计算凝结率,其假定条件为:1)一饱和即凝结,2)一凝结即降落到地面并无蒸发。

1986年4月18日收到,10月3日收到修改稿。

方案 II:

在方案 I 中引入郭晓岚积云对流参数化方案^[3],即除了计算大尺度降水外,还计算了对流降水。判断对流发生的条件为:1)大气层结是条件不稳定 ($\frac{\partial \theta_{e2}}{\partial z} < 0$); 2) 垂直大气柱中有大尺度水汽通量净辐合。

三、试验结果

1. 梅雨期间的暴雨个例

1983 年 7 月 3 日是一次新生的江淮流域暴雨过程的开始阶段。3 日 08 时在秦岭南麓—汉江上游一带有一条夏季的弱冷锋,冷空气浅薄,很少移动,当时的上升运动区位于冷锋后的郑州—安康一线(见图 1)。从卫星云图上可以看到一条冷锋云带与之对应。采用方案 I 计算未来 24 小时 ≥ 25 毫米的降水区比初始时刻的锋后上升运动带稍许偏南,24 小时最大降水预报中心位于湖北省郧阳附近,为 66 毫米。但实况的强降水带约比预

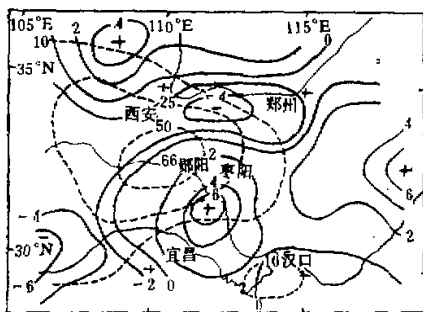


图 1 1983 年 7 月 3 日 08 时, 500hPa 铅直速度 ω (实线) 及 7 月 3 日 08 时至 4 日 08 时 24 小时降水预报 (虚线) 图
 ω 单位为 10^{-3}hPa/s

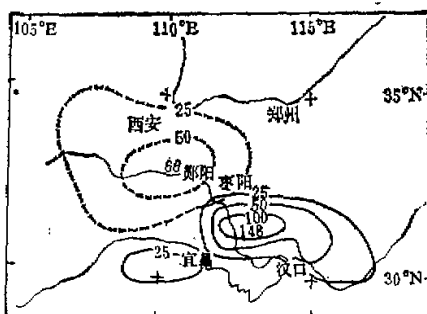


图 2 1983 年 7 月 3 日 08 时至 4 日 08 时 24 小时降水预报 (虚线) 及实况 (实线) 图 (方案 I)

报偏南 150 公里,且强降水带东段大别山附近的暴雨区没有预报出来(见图 2)。从初始时刻的垂直运动来看,在江汉平原—大别山一带为强的下沉运动区,但在 θ_{e2} (700hPa)— θ_{e1} (1000hPa) 分布图上(图略),此处为高负值区,这一带为潮湿不稳定区。从整个空气柱的水汽通量辐合场看,水汽通量最大辐合中心位于大别山附近,而在其辐合区西北侧的郧阳—枣阳间为一辐散中心(见图 3)。对比实况的天气图资料,3 日 20 时在大别山一带就发展起一片雷雨,卫星云图上在冷锋云带南侧可以发现有一片大的中尺度对流云团。到 4 日 02 时,这些云团强烈发展,在这一地区出现大片暴雨区,而在它的北边,原来的冷锋云带减弱变得灰暗松散^[3]。

图 4 是这次例子采用方案 II 的计算结果。从图中可见: 24 小时预报降水区强中心带位于江汉平原—大别山一线,基本与实况一致。而方案 I 中原来预报的郧阳附近暴雨

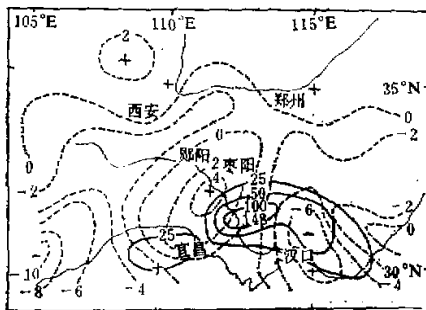


图3 1983年7月3日08时至4日08时24小时降水实况(实线)及3日08时空气柱内水汽通量散度(虚线)图。

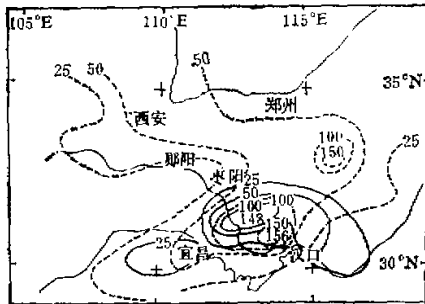


图4 1983年7月3日08时至4日08时24小时降水预报(虚线)及实况(实线)图(方案II)

中心区这时降水较小。显然,这一结果反映了江汉平原一大别山的这一片暴雨是由于大片积云对流发展所致。在初始时刻江淮暖湿区的对流尚未发生,但12小时后在这一潮湿不稳定区内,低层初始场具有弱的不稳定,促使大的中尺度对流云团发展,释放凝结潜热,从而使云区平均上升运动不断加强。这时在它北部的冷锋上的上升运动大大减弱,使江汉平原一大别山的暴雨加强。

由以上分析可见,在大尺度降水模式中加入对流参数化方案后,基本能模拟出副高外围大片的积云对流降水,并反映了梅雨期中有相当一部分暴雨过程常常是以暖区中的积云对流降水先开始,并反馈,从而使降水在该地区连续,形成暴雨过程。

2. 梅雨前的暴雨个例

1985年5月11—12日在淮河流域下了一场大暴雨,暴雨中心位于郑州南侧至徐州间,其中心值为193毫米。这场暴雨的天气形势主要为一次高空低槽东移,地面冷锋南下时,冷锋前部的一次降水过程。11日08时地面冷锋位于河套地区,冷锋前部为一低压带,低压中心从四川伸向东北地区。08时的上升运动中心在淮河流域,从地面一直伸到中高层,850、500hPa上的强上升运动中心均位于徐州西侧。同时,初始场计算出来的整个空气柱的水汽通量辐合中心也位于这一带。方案I计算的结果为:0—24小时降水带位于四川东部—陕南—河南与江苏的交界地区一线,而两个暴雨中心分别位于川东和徐州西侧;12—36小时24小时降水则集中在淮河流域(见图5)。这个预报结果基本与实况一致。

图6是这次过程采用方案II的计算结果。由图可见,预报降水带北段比实况偏西约200公里;南段虽说与实况重合,但预报中心值比实况偏大5倍; ≥ 25 毫米/日的降水预报区比实况偏大50%。总的看来方案II计算的结果比方案I差。

从以上两个例子的两种方案计算结果来看,初夏由于淮河流域的对流云团发展远比梅雨期为弱,故以考虑大尺度降水的方案I效果较好。而到了梅雨期则应考虑副高外围的对流降水,这一点已从1983年7月3日的例子明显看出,以方案II的计算结果较好。

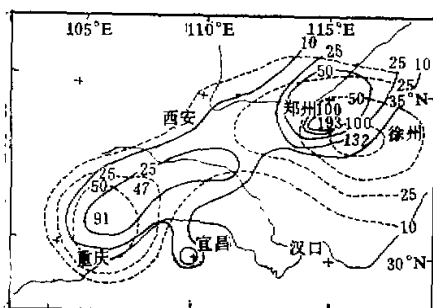


图 5 1985 年 5 月 11 日 08 时—12 日 08 时 24 小时降水预报(虚线)及实况(实线)
图(方案 I)

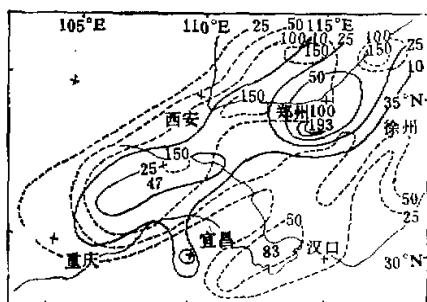


图 6 1985 年 5 月 11 日 08 时—12 日 08 时 24 小时降水预报(虚线)及实况(实线)
图(方案 II)

另一方面,在以上两个例子中,采用方案 II 计算出来的降水面积和强度均偏大较多。这是由于在郭氏方案中,计算对流降水时,认为在计算网格的整个方格中都可以有积云覆盖,因而夸大了对流降水。这样正好与方案 I 计算出来的降水平均偏小 15—30% 的结果相反^[4]。

四、小 结

通过以上分析,我们可以看到,夏季不同时段内暴雨形成的条件是有差异的。试验表明:郭氏参数化方案明显改进了江淮梅雨期暴雨的预报。但在初夏,以大尺度凝结降水为主的暴雨预报中,郭氏参数化方案影响了大尺度凝结,因而其结果反而不如只计算大尺度降水。这就给我们提出了在设计数值模式时,要根据不同的季节特征在模式中采用不同的物理过程,尤其应当设法把广大预报员的实践经验逐步加入模式,这样才有可能不断提高暴雨预报的水平。

虽然我们的试验结果基本上是符合实际的、有意义的,但需指出,由于积云对流参数化方案还存在一些缺点,使得本文的结果还不是很理想的,如预报梅雨期降水的范围都偏大了,因而继续改进积云对流参数化方案,仍然是今后有待解决的问题。

致谢: 本文得到周晓平、赵思雄二同志的审阅,特致深切谢意。

参 考 文 献

- [1] Kuo, H. L., 1965, On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 22, p. 40—63.
- [2] 中国科学院大气物理研究所六室, 1980, 细网格天气数值模式的说明, p. 1—22 (油印本).
- [3] 余康庆、匡本贺、胡伯威, 1985, 细网格天气数值模式暴雨两个例试验, *湖北气象*, 第一期, p. 16—19.
- [4] 匡本贺、胡伯威, 1986, 降水预报结果的订正试验, *气象*, 第一期, p. 16—18.