

## 次网格对流参数化效果对水平分辨率 的敏感性试验

郭肖容 郑国安 朱 琪

(国家气象中心, 北京, 100081)

### 提 要

使用单向嵌套的五层有限域模式进行了次网格对流参数化效果对水平分辨率的敏感性试验, 使最细网格覆盖主要降水区, 并依次嵌套。设计了四种水平分辨率不同的网格, 其水平格距分别为 381, 190.5, 95.25 及 47.625 km。对同一降水个例使用上述各种网格分别作了 24 小时累计降水量预报 (积分 48 小时) 试验。结果表明: (1) 总降水量 (降水最大值及等面积平均最大值) 随网格距的减小而增大, 当水平格距减小为 50km 左右时, 便可以很好地预报出一般天气尺度降水的落区及雨量分布; (2) 随水平分辨率的提高, 次网格对流凝结对总降水的贡献明显减小, 相反, 格点尺度凝结降水的相对贡献却明显增大。对 381km 格网, 次网格对流凝结降水占总降水的 60% 以上, 格点尺度凝结降水不足 40%, 而对 47.625km 网格, 格点尺度凝结降水增加到 90%, 次网格对流凝结却只有 10% 左右。

结果表明 Kuo 参数化方案对水平分辨率有很大的依赖性, 当模式水平分辨率足够高时, 亦即模式格距远小于研究对象尺度时使用 Kuo 积云对流参数化方案所计算的次网格对流凝结降水有可能被格点尺度凝结降水所包含, 而对于以中尺度为研究对象的高分辨率模式中, Kuo 参数化方法的有效性还值得进一步研究。

**关键词:** 次网格尺度; 水平分辨率; 对流凝结; 大尺度降水。

### 一、引 言

大气中的凝结现象可以分为由大尺度上升运动及对流引起的两种过程。大多数数值模式中对流凝结是作为一种次网格过程使用所谓参数化方法进行计算的。参数化方法最初是在热带气旋发展的研究中提出的。热带大气中深厚的积云塔是造成凝结潜热释放的主要系统。积云尺度与气旋尺度之间的反馈, 促使了台风的发展。在这一理论的基础上 Kuo<sup>[1,2]</sup> 提出了在模式中用格点变量计算次网格积云总效果的参数化方法。之后, Ooyama<sup>[3]</sup>, Yamasaki<sup>[4]</sup>, Rosenthal<sup>[5]</sup> 及 Anthes<sup>[6]</sup> 所作的大量数值模拟都证实了积云参数化方案在模拟热带气旋的发生发展过程中是有效的。

积云对流参数化方法也推广到温带地区, 并广泛地运用于全球及区域业务数值预报模式中。大量的预报实践都证实了在模式中用参数化的方法引进积云对流凝结潜热释放过程, 对降水特别是强降水预报及造成降水的动力系统强度、位置的预报都有明显的改

进效果。

但是近年来的一些数值试验也得到了不同的结果。陈受钧(1989)<sup>[1]</sup>在对东亚沿海气旋发展的个例试验中发现, 对流凝结潜热释放没有十分明显的效果。Guo<sup>[7]</sup>也发现积云对流参数化过程在1979年2月18—19日美国东海岸迅速发展的气旋及其造成大雪过程的预报中没有明显的改进作用。而且积云对流凝结过程的引入非但未增加降水, 相反地对大部分地区总降水量都有所减少。事实上, 模式中先后分别对大尺度凝结及积云对流凝结进行计算并没有正确地模拟实际大气中同时发生的这两种物理过程之间的相互关系。而模式中这两种凝结效果之间的相互联系和相互渗透又是极为复杂的, 以致难以对这些不同的结果给出准确的解释。Yamasaki<sup>[8, 9]</sup>曾经表示过这样一种看法, 即在对积云对流和大尺度环流之间的相互关系尚未弄清楚之前很难对积云对流参数化作用进行评价。

积云对流参数化方法的实质即由格点或可分辨尺度气象场反映网格空间中次网格积云对流的总效果。而计算中所考虑的低层辐合抬升, 整层水汽辐合及条件不稳定性温湿特征又不可避免地使这两种凝结过程的计算相互覆盖、相互渗透。这种关系显然与模式的水平分辨率有关。当水平分辨率提高时, 原来所要考虑的次网格过程显然将部分地被格点尺度过程所包含。换句话讲, 水平分辨率越大, 可分辨尺度的潜热释放相对于次网格积云对流潜热释放的作用相应也将越大。

这点在很多热带气旋的数值试验中已得到了证实。Rosenthal<sup>[10]</sup>显式处理对流潜热释放, 采用20km网格的静力模式成功地模拟了台风的发展和结构, 并指出使用更细网格(5—10km)时, 对参数化的需要将远远小于目前的情况。Ooyama曾经指出, 水平分辨率只有几十公里的数值模式由可分辨尺度的潜热释放足以模拟台风的发展。张展<sup>[2]</sup>也曾在没有考虑积云对流参数化的情况下, 用50km水平分辨率的三维非轴对称原始方程模式也成功地模拟了台风的发展, 得到了与实况十分近似的结果。

长期的业务预报实践及大量的降水预报模拟试验都证实水平分辨率的提高对降水预报有明显的改进效果。在这种改进中, 对流参数化过程究竟起了多大的作用, 或者说积云对流参数化效果对水平分辨率的依赖关系如何, 这正是本文所要讨论的。

## 二、模式中的降水过程

试验模式选用了北京气象中心的五层有限域原始方程业务预报模式。Guo<sup>[11]</sup>已对该模式作了详细说明。模式中包含了两种凝结过程, 即大尺度抬升凝结和次网格积云对流凝结。

大尺度凝结采用了饱和凝结法。类似于Smagorinsky<sup>[12]</sup>提出的方案, 当空气的比湿超过饱和比湿的80%时, 超出的部分将凝结, 并全部作为降水降落。降落过程中未考虑水滴的蒸发和吹离。凝结发生后空气温度和湿度的变化为:

$$\Delta T = \frac{1}{c_p / L + L q_s / R_v T^2} (q - q_s),$$

1) 陈受钧等(1989): 私人交流。

2) 张展(1985): 非轴对称模式中环境流场对台风形成影响的数值试验。

$$\Delta q = - \frac{c_p}{L} \Delta T,$$

其中  $c_p$  为比热,  $L$  为凝结潜热,  $R_v$  为水汽的气体常数.

大尺度凝结降水率为

$$R_L = - \sum_k \frac{\Delta \sigma_k P_k}{g} \Delta q_k.$$

积云对流凝结过程的计算采用了修改的 Kuo (1974) 方案. 模式中假定, 当下面三个条件满足时对流发生, 即 (1) 模式的最下面三层 (约 500 hPa 以下) 为条件性不稳定; (2) 整层大气有足够量的水汽辐合; (3) 低层有较强的速度辐合.

对流降水率为

$$R_c = \frac{1}{g} (1-b) M_i,$$

其中  $M_i$  为垂直气柱中的水汽通量辐合, 可以写为如下形式

$$M_i = - \int_{0.46}^{1.00} m \nabla \cdot \left( \frac{P_i V}{m} q \right) d\sigma,$$

这里积分区间没有包括整个气层, 因为模式中只在下面三层考虑了水汽.  $b$  是一个参数, 它表示空气柱中总水汽辐合  $M_i$  的一部分即  $(1-b)$  将凝结为降水.  $b$  的计算采用了 Anthes 的办法, 认为它是与空气柱的平均相对湿度有关, 即

$$b = \begin{cases} 0.3, & \overline{RH} \leq 0.5; \\ 0.3 - (\overline{RH} - 0.5), & 0.5 \leq \overline{RH} \leq 0.8; \\ 0, & 0.8 \leq \overline{RH}. \end{cases}$$

对流降水过程中也没有考虑夹卷作用及蒸发过程.

模式中引入这两种过程时可以采用两种计算方案. 一种是对所有格点首先计算对流凝结降水, 然后计算大尺度凝结降水, 称为方案 I. 另一种是首先计算对流凝结降水, 然后只对没有对流降水的格点计算大尺度 (当水平格距变得较小时, 称格点尺度或可分辨尺度可能更确切) 凝结降水, 称作方案 II.

为了确认分辨率足够高时可分辨尺度凝结在降水预报中的作用, 试验中还使用了不考虑对流参数化过程只计算大尺度凝结降水的方案, 这里称作方案 III.

### 三、试验个例和网格设计

选择了 1984 年 8 月 9—11 日发生在华北、东北地区的一次强降水过程. 随着高空西风槽的东移, 8 月 9 日位于黑龙江北部的低压向东北方向移动并进一步加深, 10 日发生锢囚. 相应地, 9 日位于长江中游的低气压在高空西风槽的诱导下形成锋面气旋. 10 日气旋移至山东德州附近, 中心气压为 999 hPa. 之后逐渐减弱并向东北方向移去. 伴随这一过程, 9—11 日造成了华北、东北地区的一次强降水过程. 两天的 24 小时累计降水均出现了近 200 mm 的降水中心. 图 1 为 8 月 9 日 08 时 (北京时)—10 日 08 时 24 小时雨量实况. 降水主要发生在气旋中心及暖锋附近. 雨区呈西南—东北走向的

带状分布。100mm 以上的强降水区主要位于鲁西北及冀东南。两个降水中心分别位于德州(193mm)及天津塘沽(267mm)。

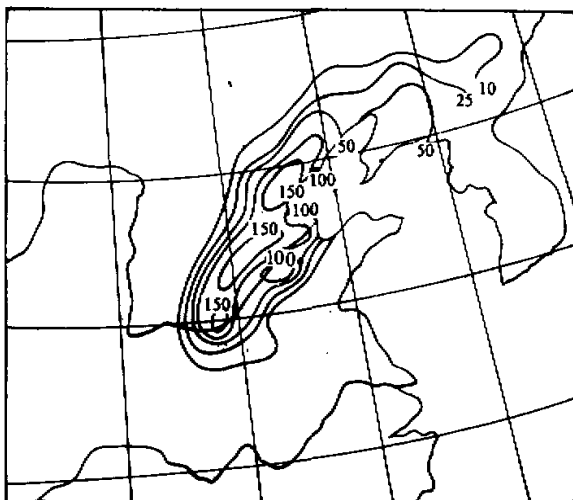


图1 1984年8月9日08时—10日08时降雨量分布

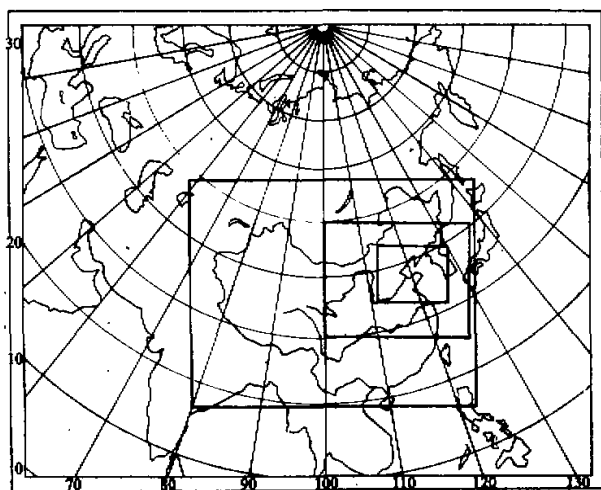


图2 四种不同分辨率网格的位置

我们的试验主要将集中在对上述强降水的预报。鉴于计算机条件的限制，当水平分辨率提高时模式积分区域相应减小，各种网格积分格点总数不变。为了便于调用同一客观分析初值，使各种分辨率网格区域左下角均与最粗的网格点重合。为使最细网格区域覆盖上述强降水区域，设计了四种网格。它们的水平格距分别为381km, 190.25 km,

95.25 km 及 47.625 km, 依次称为网格 A、B、C、D (图 2)

初始场使用了北京气象中心客观分析系统提供的 381km 格网的分析值, 并逐次内插得到 B、C、D 网格的初值. 除 A 网格采用了固定侧边界条件外, 对其它三种网格依次作单向侧边界嵌套. 嵌套时使用了 DAVIES 方案.

分别使用 1984 年 8 月 9 日 08 时及 10 日 08 时的初值进行了两组试验. 每组试验都使用了三种方案对 A、B、C、D 四种网格逐次作 48 小时预报. 由于 C、D 网格覆盖区域面积较小, 这里只对 24 小时预报结果进行分析讨论.

#### 四、试 验 结 果

图 3 给出了使用方案 I 由四种不同网格得到的 24 小时总降水量预报. 与图 2 给出的降水实况比较不难发现, 随水平分辨率的提高降水预报更加与实况接近. 这表现在三个方面: (1) 降水落区和雨带走向. 格距为 381km 的 A 网格预报的雨区范围过大, 尤其是东西方向跨度过大以致于对山西及山东东部地区都属空报. 很显然它远没预报

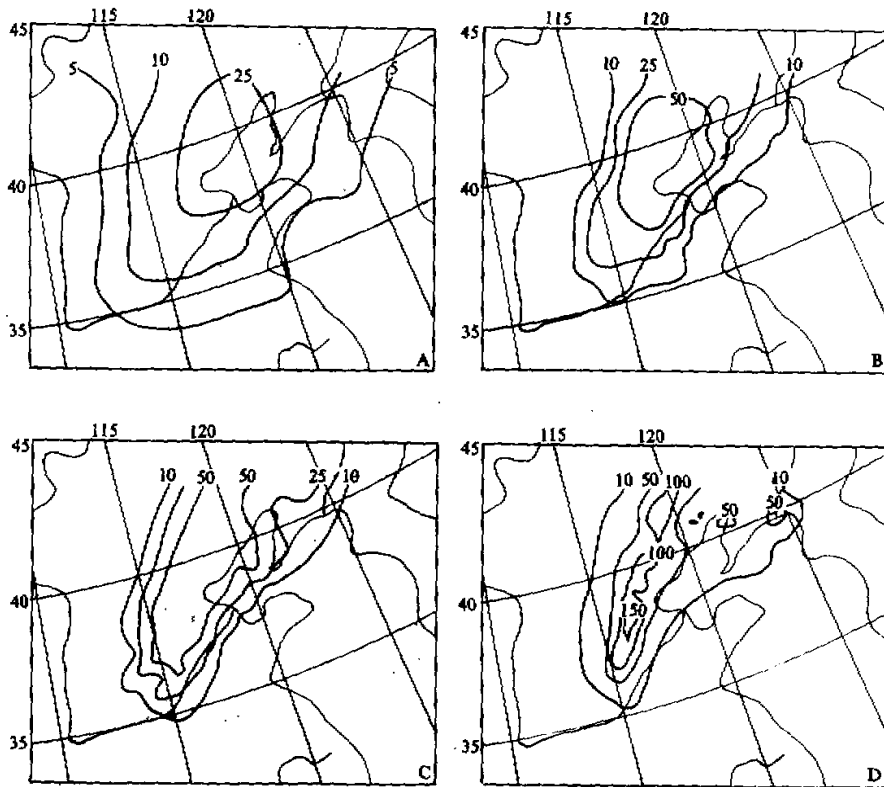


图 3 使用方案 I 四种网格所作 24 小时降水预报

出雨带的带状分布。随着格距的减小, 预报的雨区明显集中。当格距减小为 47.625km 时, 预报呈现了与实况十分一致的西南—东北走向的带状雨区; (2) 强降水中心。随水平格距减小降水中心的可分辨尺度减小。D 网格预报的尺度为 150—200km 的 100mm/d 的强降水中心与实际发生在德州及塘沽附近的强降水中心十分接近。此外还可发现, D 网格报出了渤海湾北部降水的相对弱区, 这与实况也十分吻合; (3) 降水量。随着水平网格距的减小预报降水量明显增加。网格 A、B、C、D 预报的降水最大值分别为 46.04, 99.61, 140.74 及 234.15mm。当网格距小于 50 公里时, 最大预报降水量与实况中出现的 267mm 已十分接近。

使用方案 II 由四种不同网格也分别作了 24 小时降水预报。结果表明, 在上述三个方面使用两种不同降水计算方案所得结果十分相似(图略)。只是使用方案 II 时各种网格预报的降水最大值均小于方案 I 相应的结果。其最大降水量分别为 30.09, 83.75, 114.36 及 164.88mm。尽管最细网格 D 预报的最大降水量与实况仍有相当大的差距, 但随水平分辨率的提高预报降水量最大值的提高还是十分明显的。

图 4a 给出了使用方案 I 由各不同网格预报的总降水、大尺度降水及对流降水的最大值。可以看到, 随着水平分辨率的提高总降水与大尺度降水的最大值都明显增大。而对流凝结降水的最大值随网格距的减小改变不大。对于 A 网格, 对流凝结降水最大值十分接近总降水最大值, 明显大于大尺度降水最大值。但是对于网格距小于 50km 的 D 网格, 大尺度降水的最大值远远超过对流凝结降水最大值, 并且十分接近总降水最大值。

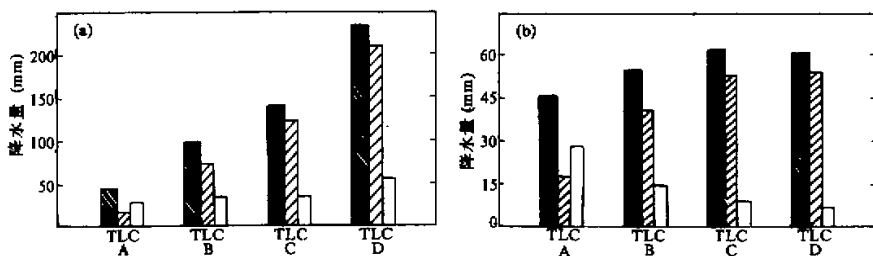


图 4 使用方案 I, 由不同网格计算的总降水、大尺度降水及对流降水的最大值 (a) 和等面积平均最大值 (b)

图 4b 为以总降水最大值为中心, 对各网格按等面积 ( $381 \times 381 \text{ km}^2$ ) 平均计算的总降水、大尺度降水及对流凝结降水值。大致可以把它们看作是三种降水的等面积平均最大值。与图 4a 比较可以发现, 等面积平均的总降水最大值随水平分辨率提高而增加的幅度明显减小。特别对 D、C 网格几乎没有什么变化。若与图 4a 反映的特征对照, 更确切地讲水平分辨率的提高对降水预报的效果一方面是增加了降水量, 而更主要的则是使降水中心强度增加, 亦即使降雨落区集中。换句话讲, 它使降水空间分布的梯度变大(图 5)。此外, 等面积平均的大尺度降水最大值随水平格距减小而增大, 而对流降水则随之减少。亦就是说, 大尺度降水对总降水的贡献随水平分辨率的增加而增大; 相反, 对流凝结的贡献则越小。由表 1 可以看到, 对 381km 网格使用方案 I 和 II,

对流降水对总降水的贡献分别为 61.6% 和 79.0%，而对 47.625km 网格它们则都减少到只占 10% 左右，而大尺度降水的贡献却占了 90% 左右。

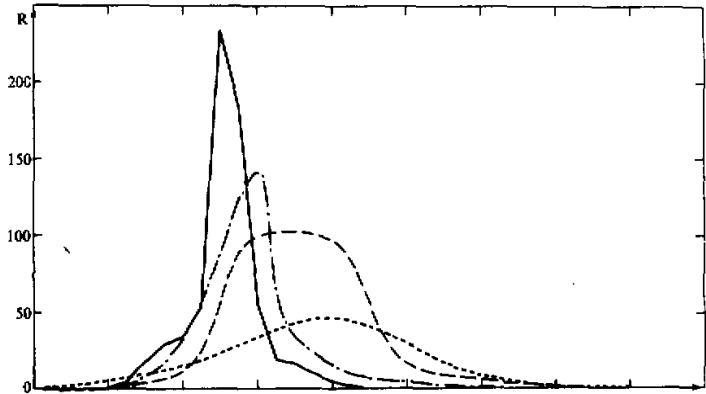


图 5 通过降水最大值点的东西向降水分布图

图 6 给出了使用降水方案 I 由 A、D 网格模式预报的各类降水的分布。可以清楚地看到，对于 A 网格，预报的总降水与对流降水的分布十分相似，而对于 D 网格，总降水的分布却与大尺度降水分布十分接近。换句话讲，对格距减小为 47.625km 时降水预报中主要是格点尺度凝结降水起作用。因此可以认为，水平分辨率提高对降水预报的改进效果主要是由于其中大尺度或称格点尺度凝结降水的变化引起的。而次网格积云对流参数化对降水预报的影响恰恰随水平分辨率的提高而相对减小。当水平格距减小为 50km 左右时，格点尺度凝结降水在模拟天气尺度及中尺度 ( $\alpha$ ) 系统造成的降水过程中起了主要作用。或者说，当模式格距远小于研究对象尺度时，使用 Kuo 的积云对流参数化方案所计算的次网格对流降水有可能被足够小的可分辨尺度凝结降水所包含。

表 1 以降水最大值为中心等面积 (381 × 381 km) 平均降水

方案 I	A (381 km)	B (190.5km)	C (92.25 km)	D (47.625km)
RT	46.04 mm	54.91mm	62.03mm	60.87mm
RL	17.67 mm / 38.4%	40.68mm / 74.1%	52.74 mm / 85.0%	53.94mm / 88.6%
RC	28.37mm / 61.6%	14.24mm / 25.9%	9.29 mm / 15.0 %	6.94mm / 11.4%

方案 II	A (381 km)	B (190.5km)	C (92.25 km)	D (47.625km)
RT	30.09mm	46.62 mm	56.61 mm	56.75mm
RL	6.29 mm / 21.0%	26.05 mm / 55.9%	47.62mm / 84.1%	51.38 mm / 91.0%
RC	23.79 mm / 79.0%	20.56 mm / 44.1 %	8.99 mm / 15.9%	5.37mm / 9.0%

RT —— 总降水； RL —— 大尺度降水； RC —— 对流降水。

为了进一步证实这一点，我们在模式中完全不考虑次网格积云对流参数化过程，只计算格点尺度凝结过程——亦即使用方案 III，也做了同样的预报试验。结果表明，对水平格距为 381km 的 A 网格不考虑次网格对流情况下计算的大尺度凝结降水，比同时考虑两种凝结过程的方案 I 和 II 计算的大尺度降水明显增多。但是，即使方案 III 计

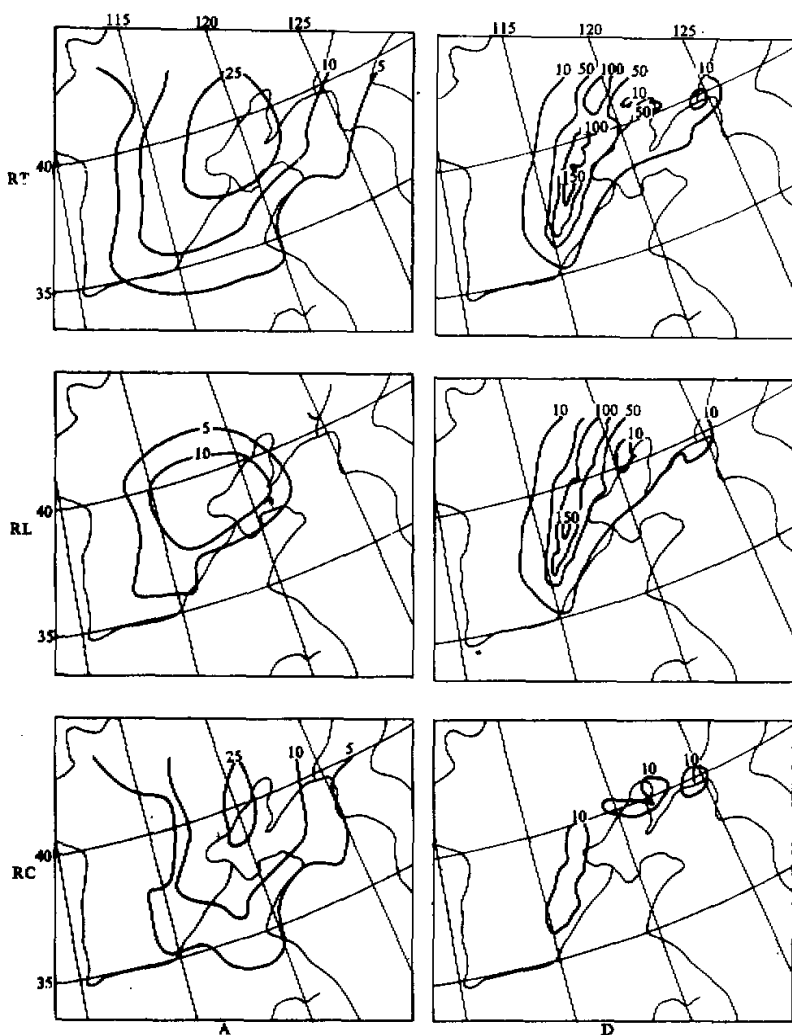


图6 使用方案I, A、D网格所作各类降水的预报

算的大尺度降水(实际是总降水)较其它两种方案明显增加, 它也只占方案I所计算总降水量的一半. 这进一步说明, 对于低分辨率网格次网格对流凝结确实对降水预报起着十分重要的作用. 另一方面, 从不同网格使用三种方案计算的大尺度凝结降水的面积平均最大值表明, 对高分辨率的D网格, 三种方案计算的大尺度凝结降水已十分接近. 亦就是说, 对于高分辨率网格模式有无次网格对流参数化过程, 对格点尺度凝结量的计算影响不大. 使用方案III, 仅仅由格点尺度凝结计算的总降水已相当于方案I所计算总降水的90%左右.



使用 1984 年 8 月 10 日 08 时资料, 我们也进行了上述预报试验, 得到了十分相似的结果. 这里只给出使用方案 I 不同网格所得各种降水的预报量 (表 2). 可以发现, 对 381km 网格对流降水虽然不像前一预报中所占比例那样大, 但也达 40% 以上, 亦即对低分辨率模式对流凝结在降水预报中确实起了不可忽视的作用. 但随网格距的减小其贡献迅速减小. 对于 C 网格, 它对总降水的贡献已不足 10%, 而对 D 网格则只有 2% 了.

表 2 降水最大值 (a) 及等面积平均降水 (b)

(a)				
	A (381km)	B (190.5 km)	C (92.25km)	D (47.625 km)
RT	56.3mm	89.1mm	119.2mm	216.9 mm
RL	32.3mm	60.1mm	100.1mm	212.1mm
RC	24.0mm	29.0mm	19.1mm	4.8mm
(b)				
	A (381km)	B (190.5 km)	C (92.25km)	D (47.625 km)
RT	56.3 mm	58.0mm	67.77mm	88.24mm
RL	32.3mm / 57.37%	48.3mm / 83.28%	61.23mm / 90.35%	86.83mm / 98.4%
RC	24.0mm / 42.63%	9.7mm / 16.72 %	6.54mm / 9.65 %	1.41mm / 1.6 %

RT —— 总降水, RL —— 大尺度降水, RC —— 对流降水.

## 五、讨论与总结

关于模式中格点尺度 (大尺度) 凝结与次网格尺度积云对流参数化效果对水平分辨率的依赖性, 目前还很难从理论上给出确切的解释. 但从数值模式中上述两种降水过程的物理意义上可以得到初步的理解. 模式中计算的垂直运动与格距大小有关, 格距越小计算的垂直速度越大. 较强的上升运动一方面使水汽的垂直输送加大, 对流层中下层水汽含量增加; 另方面气团上升绝热降温加大使空气更容易达到饱和. 亦就是说, 网格距变小计算的  $\omega$  变大, 相应地降温增湿加大从而使格点尺度凝结降水增加. 另一方面, 真实大气中水汽的分布经常是比较集中的 (强降水区水汽水平分布梯度较大). 当网格距过大时, 差分模式中对离散化变量的计算 (平流、水平扩散、平滑等) 将使水汽水平分布过份均匀化. 这显然不容易预报出与实况接近的较集中的雨带. 至于 Kuo 的对流参数化方案对水平分辨率的依赖关系, 是否可以从两方面理解. 一方面对不同尺度的网格空间, “次网格” 过程的含义也不尽相同, 当水平分辨率提高时, 原来所考虑的 “次网格” 过程显然将部分地被减小了的 “格点尺度” 过程所包含. 另方面当格距改变时, 对不同格点面积的气柱产生对流凝结的几个限制及积云在气柱中所占面积比等显然也应该相应改变. 对 Kuo 参数化方案中各种参数的调整 (包括对大尺度凝结计算方案中参数的调整) 完全可能改变两种凝结降水的比例. 但本文的试验主要说明, 随水平分辨率的提高模式对降水预报的能力相应提高, 而其中大尺度凝结过程起主要作用. 特别当水平格距远小于预报对象尺度时, 只考虑格点尺度凝结过程, 模式便可具有较强的降水预报能力.

前面只就水平分辨率的提高对降水预报的影响进行了讨论. 事实上由于凝结潜热释放对动力系统的反馈作用, 当水平分辨率提高时不仅增加了模式降水, 同时也带来了动力系统预报的改进效果. 然而对后者的改进远不及对前者那样明显. 或者说, 水平分辨率对动力系统的预报不像对降水预报那样敏感. 就 1984 年 8 月 9 日 08 时为初值的 24 小时预报而言, 位于鲁西北的低压中心位置差别不大(这可能与预报区域取得太小有关), 都与实况十分接近. 但是随水平分辨率提高系统的衰减变小. 对 A、B、C、D 网格预报的低压中心强度分别为 1004.5, 1003.6, 1003.0 和 1002.3hPa. 即使使用小于 50 km 格距的网格, 预报的低压中心强度也较实况的 999hPa 有较大差距.

这里的试验并未考虑垂直空间分辨率的改变. 当水平分辨率提高时, 使用较低的垂直分辨率并不会影响计算的稳定性, 但也必须注意到, 由于低垂直分辨率与高水平分辨率之间不协调的截断误差将会引起热成风的不平衡, 从而可能有虚假波产生以致影响某些系统模拟的准确性. 这个问题在我们的模拟中没有明显影响, 但却是值得今后的工作中进一步考虑的.

从已经得到的试验结果, 大致可总结如下:

(1) 数值模式中水平分辨率的增加对降水预报有明显的改进效果. 当水平格距减小到 50km 左右时, 对天气尺度及中尺度( $\alpha$ )系统造成的降水落区(雨带)可分辨降水中心及降水量都具有较高的预报能力.

(2) 次网格积云对流(Kuo 方案)在低分辨率模式的降水预报中起着十分重要的作用. 但随水平分辨率的提高次网格对流对总降水的贡献相应减少. 对 381km 网格, 次网格对流凝结占总降水的 60—70%, 而对 50km 左右网格它只占 10% 左右. 换句话讲, 水平分辨率增加到一定程度时, 降水预报效果的提高主要来自可分辨尺度凝结降水预报的改进.

(3) 当模式水平格距远小于预报或研究对象的尺度时, 只考虑格点尺度凝结过程模式便可具有较高的降水预报能力. 但是, 不论格距如何减小, “格点尺度”过程总是不可能包含相应的“次网格尺度”积云对流过程. 当研究对象的时间空间尺度减小, 或者计算机条件限制模式格距不可能设计得足够小时, 认真研究 Kuo 参数化方案对水平分辨率的依赖性, 使其在高分辨率模式中更好地发挥作用是值得进一步研究的.

由于我们所选用的个例有限, 使用的模式垂直分辨率不高, 物理过程也不够完善, 上述结论难免有其局限性. 尽管如此, 我们还希望用这一初步的结果与感兴趣的同行们一起展开讨论和进一步深入地研究.

## 参 考 文 献

- [1] Kuo, H. L. 1965, On formation and intensification of tropical cyclone through latent heat released by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, **22**, 40—63.
- [2] Kuo, H. L. 1974, Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232—1240.
- [3] Ooyama, K. 1969, Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 3—40.
- [4] Yamasaki, M. 1968, A Tropical Cyclone Model with Parameterized Partition of Released Latent Heat, *J. Meteor. Soc. Japan*, **46**, No. 3, 202—214.

- [ 5 ] Rosenthal, S.L. 1978, Numerical simulation of tropical cyclone development with latent heat release by the resolvable scales I: model description and preliminary results, *J. Atmos. Sci.* **35**, 258 — 271.
- [ 6 ] Anthes, R.A. 1971, The response of a 3-level axisymmetric hurricane model to artificial redistribution of convective heat release, NOAA Tech. Memo. ERL NHRI. 92, National Hurricane Research Laboratory, Miami FL. 14 pp.
- [ 7 ] Guo X.R. and J. Hoke, 1985, The impact of sensitive and latent heat release on prediction of precipitation associated with an intensive cyclone, *Kexue Tongbao*, **32**, 683 — 688.
- [ 8 ] Yamasaki, M., 1975, A numerical experiment of the interaction between cumulus convection and large-scale motion, *Pap. Meteor. Geophys.*, **26**, 63 — 91.
- [ 9 ] Yamasaki, M., 1977, A preliminary experiment of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection, *J. Meteor. Soc. Japan*, **55**, 11 — 30.
- [ 10 ] Rosenthal, S.L., 1970, A circularly symmetric primitive equation model of tropical cyclone development containing an explicit water vapor cycle, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 643 — 663.
- [ 11 ] Guo, X.R., Z.H. Yan, Y.L. Zhang and S.J. Chen, 1989, BMC limited area model — general description and operational results, *ACTA Meteor. Sinica*, **3**, 108 — 118.
- [ 12 ] Smogirinsky, J.S., S. Manabe and J.L. Hollway, 1965, Numerical results from a nine-level general circulation model of the atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **93**: 727 — 768.

## A Sensitivity of SUB-GRID Scale Cumulus Parameterization Effects to Horizontal Resolution

Guo Xiaorong Zheng Guoan Zhu Qi

(National Meteorological Center, State Meteorological Administration, Beijing, 100081)

### Abstract

The sensitivity of the parameterization of sub-grid scale convective effects to the horizontal resolution were tested with a 5-level nested limited area model. The results show that the contribution of sub-grid scale convective condensation to precipitation decreases remarkably with the increase of horizontal resolution. The convective precipitation is 60—70% of the total precipitation in the 381km grid model, and only 10% in the 47.625km grid model. It seems that a numerical model, whose grid length is much smaller than the scale of the forecast system, would satisfactorily simulate the precipitation amounts only by the resolvable scale condensation.

**Key words:** Sub-grid scale; Horizontal resolution; Resolvable scale; Convective condensation.