

用 MAPS 模式预报冰雹落区

周筱兰

俞康庆

(武汉中心气象台, 武汉, 430074)

(武汉暴雨研究所, 武汉, 430074)

王登炎 龚贤创

(武汉中心气象台, 武汉, 430074)

摘 要

文中详细分析了 1982~1998 年发生在湖北省的冰雹过程, 这些冰雹过程被归纳为槽前型和槽后型两类。两类过程的一个共同特点是过程发生前具有极强的位势不稳定。槽前型主要表现在中低空及地面为极强的增湿增暖, 导致中低空能级升高, 而中高层是相对干冷的区域或变化不是很大, 这类过程的触发主要是由于西北槽中有短波槽扰动凌驾于不稳定区之上, 一方面加大水平能量锋区, 另一方面使得垂直不稳定度加大, 进而触发对流。槽后型主要表现在中高层为极强的干冷平流, 引起降温降湿, 而低层有弱的增温增湿, 这类过程的触发主要是西北气流中横槽转动和小槽沿脊前下滑, 在中低层加大水平能量锋区, 促进垂直不稳定能量的释放。因此将水平能量锋区 $\frac{\partial \theta}{\partial n}$ 和垂直不稳定 $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 之和作为冰雹判据, 辅之以其它条件, 在日常业务中, 具有较高的预报准确率。

利用研究结果, 对武汉区域中心数值预报模式 MAPS 的积云对流参数化方案进行改进, 即改进积云对流参数化中的稳定度条件。用改进后的 MAPS 模式对 1999~2001 年 3~5 月的过程进行试报, 结果表明, 该模式对冰雹落区有一定的预报能力。

关键词: MAPS 模式, 冰雹, 落区。

1 引 言

冰雹是经常出现的灾害性天气, 对工农业生产造成很大危害。冰雹一般出现在雷暴单体中, 雷暴单体又分为超级单体和多单体^[1], 章澄昌^[2]对超级单体和多单体的内部流场进行了研究, Maddox^[3]对增强红外云图进行了分析, 发现了产生冰雹等强对流天气的中尺度系统 MCC (Mesoscale Convective Complex)。Foote 等^[4~6]认为: 冰雹是在由南向北通过倾斜的上升气流中增长的; 大多数雹块增长发生在 $-10 \sim -25$ 温度范围; 发源于强上升气流西南侧的雹胚, 趋向于形成较大的冰雹。Browning 和 Ludlam^[7]最早提出了超级单体雷暴中的冰雹循环增长模式, 给出了两股有组织气流的冰雹云结构模式。Browning 和 Foote^[8]进而通过对 Fleming 雷暴流场的分析, 推论出在超级单体雷暴中, 冰雹的增长分为 3 个阶段。有关冰雹形成机理的研究, 中国学

者做了大量的工作。何观芳、胡志晋^[9]采用邹光源和胡志晋的二维准弹性雹云模式, 通过典型实例对自然过程和引晶催化过程进行系统模拟, 主要比较分析不同云底温度的自然成雹和催化成雹的不同机制和技术, 为防雹作业应用提供了理论依据。段英、刘静波^[10]对超级单体、单体、多单体雹云及其成雹特点进行了数值模拟研究, 得出了超级单体、多单体、单体雹云结构以及冰雹增长过程的模拟结果。许焕斌等^[11~13]对冰雹云中水凝结的积累和过冷水的消耗问题, 利用三维欧拉强对流云模式, 给出了冰雹云的温、湿、云水场和流场, 再通过三维拉格朗日质流群运行增长模式, 描述质粒群在云的背景场中的增长状况, 得出了一些模拟结果。对雹暴发生的环境条件, 中国学者也做了大量的研究工作。丁一汇、李鸿洲^[14]对中国飚线发生的条件进行了研究, 得出了中国飚线的天气学模型。雷雨顺^[15]对中国雹暴进行了研究, 得出了强烈雹暴发生发展的若干

特征。劳定波等^[16]对湖北省冰雹过程进行了总结,分析了湖北省冰雹的一些特点。至于冰雹的预报,目前中国已有相当多的工作涉及应用对流云模式来预报当天冰雹,并获得一定成功。国际上,有用多指标叠套法对冰雹进行客观预报的报道,国内仿照上述工作进行了一些研究,但还不很成熟。有关用数值预报模式进行冰雹落区预报的工作,国内外较少。本文在前人工作的基础上,从冰雹过程中能量的积累释放入手,找出冰雹发生的关键点所在,以此区别于一般的对流降水过程。利用这一研究成果对 MAPS 模式的积云对流参数化方案进行改进,使得改进后的 MAPS 模式能适应冰雹落区的预报。

2 冰雹过程中的能量积累和释放

对大量的冰雹过程进行分类,发现可以将它们分为两类:(1)槽前型;(2)槽后型。这两类过程中都有一个共同点即存在极强的位势不稳定。但这两类过程中能量的积累和释放机理是不同的。

2.1 槽前型

在 500 hPa 形势图上,高原东部到西北地区有天气尺度槽,湖北省处于槽前的西南气流中。中低层四川、云贵一带有切变,低涡(有时没有涡)位于陕南、川东或鄂西,湖北省中低空受强西南气流控制,在这种形势下,湖北省容易出现冰雹、雷雨大风等强对流天气。

这一类过程的一个特点是冰雹发生在 500 hPa 槽前西南气流中,发生前有强烈的位势不稳定,主要表现在中低空及地面为极强的增湿增暖,导致中低空能级升高,而中高层为相对干冷的区域或变化不是很大。这时高空槽在西北地区,由于受到副热带高压的阻挡,移速减慢,随着槽的发展,槽后冷平流加强,并且能扩展到槽前地区,加剧了槽前的不稳定层结分布,是这类过程能量积累的机理。

这类过程的触发有两个途径,一是西北大槽中有短波扰动凌驾于不稳定区之上,一方面使得垂直不稳定度加大,另一方面加大水平能量锋,水平能量锋的加强,成为冰雹的触发机理。二是西北大槽直接东移,加大水平能量锋,进而触发强对流,促进垂直不稳定能量的释放。

2.2 槽后型

在 500 hPa 形势图上,湖北省处于槽后的西北气流中,这时从西北地区有横槽转动,或小槽沿脊前下滑,同时带动冷平流南下,850 hPa 为弱的西南气

流,在这种形势下,湖北省也容易出现冰雹和雷雨大风等强对流天气。

这类过程的一个重要特点是强对流发生在 500 hPa 槽后的西北气流中,发生前有极强的位势不稳定,主要表现在中高层为极强的干冷平流引起降温降湿,而低层有弱的增温增湿,是这类过程能量积累的机理。

这类过程的触发主要是随着高空横槽的转动和小槽沿脊前下滑,地面暖区中有新鲜冷空气补充南下,在中低层加大水平能量锋区,促进垂直不稳定能量的释放。

综上所述,强对流过程的能量积累,槽前型主要靠中低空极强的增暖增湿,而槽后型主要靠中高层的降温降湿。而能量的释放主要靠水平能量锋的加强。也就是说强对流过程的能量积累和释放主要是垂直不稳定和水平不稳定的叠加。这就启示人们,水平不稳定和垂直不稳定之和是否可以作为冰雹的判据之一呢?回答是肯定的。

用水平能量锋 σ_{eH}/n 垂直不稳定度 σ_e/z 之和作为强对流判据,辅之以其他条件,在日常业务应用中,具有较高的准确率。

3 MAPS 模式简介

MAPS 模式^[17]是以国家气象中心 LAFS 模式为框架,考虑了地形、稠密的地面资料、卫星资料、初值等,修改了积云对流参数化方案,MAPS 模式为 16 层,采用 σ 坐标,水平格距为 0.5° 0.5°,模式范围为 20~ 45 N, 95~ 125 E。

从长江流域梅雨期的暴雨个例分析中得出较为一致的结论,梅雨锋上的中尺度对流复合体(MCC)是暴雨降水的重要实体。稳定的西太平洋副热带高压西北侧的暖湿气流中存在着深厚的条件不稳定(第二类条件不稳定 CISK),MAPS 模式的分辨率完全能够反映这种大尺度环流特征,但是,对于梅雨锋中的每一个对流复合体的形成、发展、消亡及多个对流复合体之间的彼生此消,MAPS 模式是无法模拟的。根据 Kuo s(1974)积云对流参数化方案的思想,结合长江中游梅雨期的特点,对该方案做适当的修改。

(1) 在对流层中低层(模式中 $K = 10 \sim 15$),模式大气具有一定的相对湿度。

$$H_R > H_{RC} \quad (1)$$

式中, $H_{RC} = 0.50 + 0.05 (K - 10)$ 是向地面线性

递增的相对湿度判据,以防止在太平洋副热带高压控制长江中游时,气团比较干燥,但仍可能存在浅薄的层结不稳定而产生的虚假积云对流降水。

(2) 在对流层低层,至少有连续3个模式大气层存在条件不稳定层结。以饱和湿静力能量 H_s 的垂直分布作为判断。

$$H_s = c_p T + L q_s + gz \quad (2)$$

$$-\frac{H_s}{g} < 0 \quad (3)$$

式中, T 为温度, q_s 为饱和比湿, z 为高度, g 为重力加速度, c_p 为定压比热, L 为相变潜热。

(3) 大尺度流场中存在明显的水汽辐合,其值 M_t 超过一定的限量 M_c

$$M_t = -\frac{P_s}{g} \sum_{K=K_{BASE}}^{K_{TOP}} (qV)_K \quad (4)$$

式中, q 为比湿, V 为风速, K_{BASE} 为积云底, P_s 为地面气压, K_{TOP} 为积云顶。

通过大量的个例诊断可以找到一些显著的特征:当 $K_{BASE} - K_{TOP} = 8$ 且 $\overline{H}_R = 0.85$ 时,则认为格点的积云云顶已达到 300 hPa, 是丰富的含有液态水的积云。

$$M_t > M_c \quad (5)$$

式中 M_c 为一经验常数, MAPS 模式中设 $M_c = 2.0 \times 10^{-7}$ 。

当模式格点满足以上3个条件时,则认为该格点有积云对流降水发生。积云对流降水量以及对流降水发生后对环境大气的反馈影响按以下方案确定, Kuo s (1974) 取一个依赖于平均相对湿度 \overline{H}_R 的参数 b

$$b = 1.0 - \overline{H}_R \quad (6)$$

式中

$$\overline{H}_R = \frac{\sum_{K=K_{BASE}}^{K_{TOP}} q(k)}{\sum_{K=K_{BASE}}^{K_{TOP}} q_s(k)} \quad (7)$$

其中, $q(k)$, $q_s(k)$ 为 k 层模式大气的比湿和饱和比湿。

则 bM_t 部分的辐合水汽通量用于增湿环境大气, $(1-b)M_t$ 部分的辐合水汽作为液态水降落到地面。

对 Kuo s (1974) 积云对流参数化进行修改, 落到地面成为实际降水量 R_c 可按以下公式计算:

$$R_c = E (1-b) M_t$$

系数 E 可根据季节进行调节。

(4) 由于雹云是深厚对流云,且能把凝结水送

到高层低温区,为此要求格点的积云顶达到 300 hPa, 平均相对湿度大于 85%。对流层低层地转偏差明显对对流层中层有较强流场辐合。

$$\frac{K_{BASE} - K_{TOP}}{\overline{H}_R} \geq 8 \quad (8)$$

$$\frac{1}{r \cos} \left\{ \frac{(V - V_g)}{r} - \left[(u - u_g) \cos \right] \right\} > 0$$

$$K = 11, 12, 13 \quad (9)$$

$$\frac{1}{r \cos} u + \frac{1}{r} V < 0 \quad K = 6, 7 \quad (10)$$

(5) 积云内汽态水凝结释放的潜热对环境大气的温度和湿度有反馈影响

$$T = a_T (T - T_c) \quad (11)$$

$$q = a_q [q_s(T_c) - q_s] \quad (12)$$

其中

$$a_T = \frac{L(1-b)M_t}{c_p \frac{P_s}{g} \sum_{K=K_{BASE}}^{K_{TOP}} (T_c - T_e)d} \quad (13)$$

$$a_q = \frac{bM_t}{\frac{P_s}{g} \sum_{K=K_{BASE}}^{K_{TOP}} [q_s(T_c) - q_s]d} \quad (14)$$

积云内汽态水凝结释放潜热,使环境大气温度 T 从 T_e 增高到 T_c , 使饱和比湿从 q_s 增高到 $q_s(T_c)$ 。

4 对 MAPS 模式积云对流参数化方案的改进

因为强对流过程是满足一定稳定度条件的对流降水,所以这里只考虑 MAPS 模式的对流降水,而不考虑大尺度凝结降水。有必要对 MAPS 模式的积云对流参数化方案^[18]进行修改。

在大多数情况下,强对流降水与一般对流降水是很相似的,只不过稳定度条件不同。这就需要将对 MAPS 模式中对流参数化方案作修改。

经验表明,冰雹发生时,在对流层低层,存在水平能量锋区和对流不稳定,且能量达某一量级以上。

$$[se]_{850 \text{ hPa}} \quad 304 \quad 3 \text{月} \quad (15)$$

$$[se]_{850 \text{ hPa}} \quad 315 \quad 4 \sim 5 \text{月} \quad (16)$$

即:3月份 850 hPa 假相当位温大于等于 304 K, 4~

5 月份 850 hPa 假相当位温大于等于 315 K。

$$\left. \frac{-se}{p} \right|_{850-700 \text{ hPa}} - 2 \quad (17)$$

即: 850 hPa 到 700 hPa 存在对流不稳定。

$$\left(\left. \frac{se}{n} \right|_{NW-SE} \right)_{850 \text{ hPa}} = 0 \quad (18)$$

$$\left(\left. \frac{se}{n} \right|_{NE-SW} \right)_{850 \text{ hPa}} = 0 \quad (19)$$

即: 在 850 hPa 上, 东南到西北方向或西南到东北方向存在水平能量锋区。

$$\left. \frac{se(i, j)}{p} \right|_{850-700 \text{ hPa}} + \left. \frac{se(i, j)}{n} \right|_{SE-NW} = 13 \quad (20)$$

或

$$\left. \frac{se(i, j)}{p} \right|_{850-700 \text{ hPa}} + \left. \frac{se(i, j)}{n} \right|_{SW-NE} = 13 \quad (21)$$

式中 $n = 283$, $se(r, j)$ 为格点上 850 hPa 与 700 hPa 假相当位温差, $seH(r, j)$ 是格点 850 hPa 与相应对角线格点 850 hPa 假相当位温差。

在槽后型强对流过程中, 对流层低层无明显地转偏差, 需作修改, 但又不符合槽前型。考虑到湖北省槽前型过程大大多于槽后型过程, 因此对这一条不作修改。

5 预报流程

MAPS 模式的积云对流参数化方案改进后, MAPS 模式预报的是强对流降水, 而对大尺度凝结降水则不考虑。就是说, 改进了的 MAPS 模式预报的降水落区是强对流落区, 其降水量级比实际降水量级小得多, 对大尺度动力过程的反馈明显减小, 预报更长时间的大尺度热动力特征的能力较差。好在强对流一般发生在过程初期, 因此, 该模式对强对流预报能力较强, 而对强对流后的降水能力预报较差。

MAPS 模式预报冰雹的流程如下:

MAPS 模式将强对流落区预报出来后, 还需用地面加密物理量场确定具体落区, 至于落区内是冰雹、雷雨大风还是雷雨则需用经验判断。地面加密图上, 总温度 T_{68} , T_{24} 8, 散度 0 的区域可视为冰雹落区。

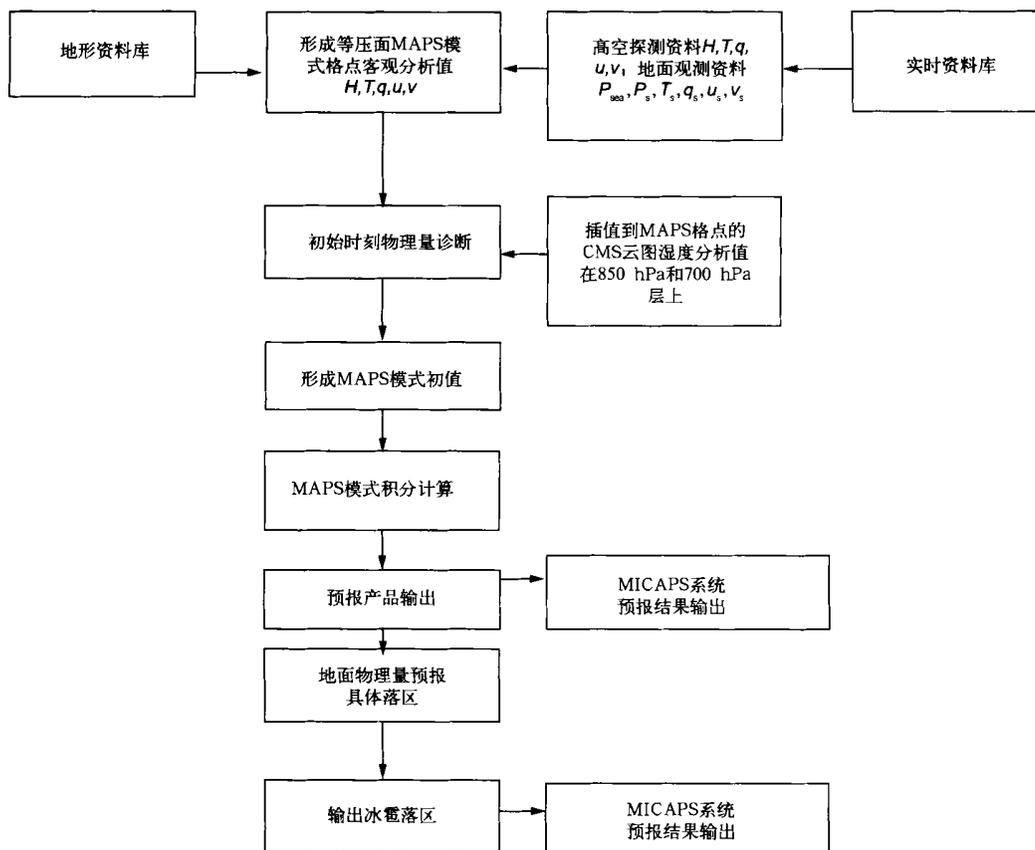


图 1 冰雹落区预报流程

6 预报实例 1(1999 年 4 月 23~ 24 日)

6.1 实况

1999 年 4 月 23 日 08 时~ 24 日 08 时, 湖北省有 13 个台站降暴雨、大暴雨。23 日 20 时~ 24 日 20 时, 通城出现特大暴雨, 降水量达 249.6 mm, 超过此站历史记录。鄂西南恩施州和宜昌部分县市连续 33 h 遭受暴雨袭击, 局部地区还伴有雷雨大风、冰雹。

23 日 20~ 21 时, 孝感、汉川、荆门、安陆、应城、云梦等站出现了平均风力达 8 级(17~ 18 m/s)的大风, 局地瞬时最大风速达 10 级(25 m/s); 通城 24 日

凌晨也出现了 18 m/s 的短时雷雨大风。

6.2 天气形势和预报

23 日 08 时, 500 hPa 青藏高原东部有低压槽, 中低层湖北省为强西南气流, 川东南到鄂西南有涡, 同时有能量锋区伴随, 显然, 这次过程属于槽前型。

MAPS 模式用 22 日 20 时的初始场对这次过程进行了预报, 12~ 36 h 预报鄂西南、鄂西北东部、鄂东北西部、江汉平原西部有冰雹和雷雨大风(见图 2), 又用 23 日 08 时的初始场进行了预报, 预报 12~ 36 h 江汉平原南部、鄂东北南部、鄂东东北部有雷雨大风(见图 3)。

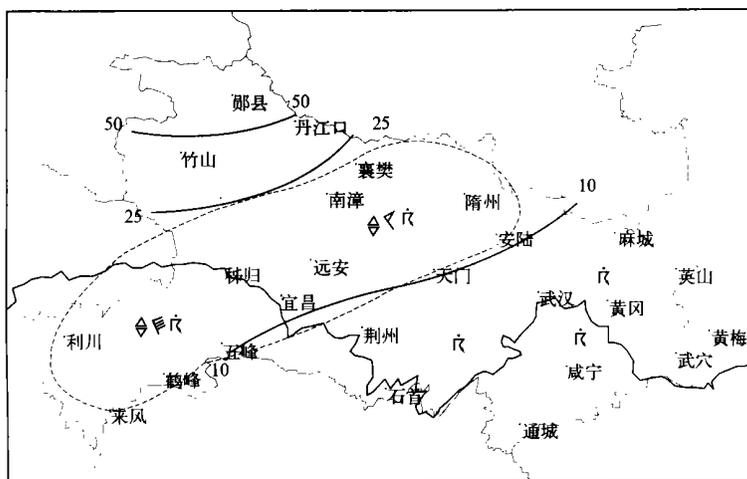


图 2 1999 年 4 月 23 日 08 时 24 h 预报
(虚线区为预报强对流区, 实线区预报等雨量线)

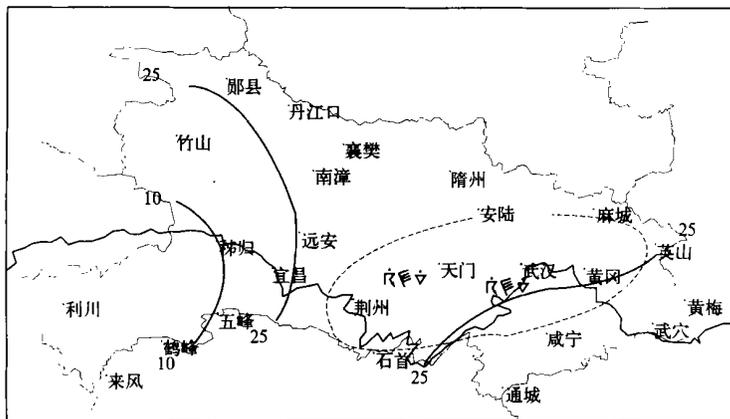


图 3 1999 年 4 月 23 日 20 时 24 h 预报
(虚线区为预报强对流区, 实线为预报等雨量线)

如果按以下评分标准进行评分: 报强对流出雷雨不评, 报强对流出冰雹和雷雨大风为正确, 报雷雨

出强对流不评, 报一般天气出强对流为错误。那么这次过程的评分为 17/ 18。而未改进的 MAPS 模式

不具备预报冰雹的能力。

7 预报实例 2(2000 年 5 月 11 日)

7.1 实况

2000 年 5 月 11 日 08~20 时,湖北省发生了雷阵雨,其中鄂西北雨量较大,为中到大雨,其它地区为小雨。鄂东南局部地区出现了龙卷。

7.2 天气形势和预报

2000 年 5 月 11 日 08 时,500 hPa 湖北省为西北气流,陕南到鄂西北有小槽向南加深,槽后有较强

的冷平流配合。850 hPa 湖北省为弱的西南气流,有暖平流。陕南有弱的能量锋区,显然,这次过程属于槽后型。

MAPS 模式用 2000 年 5 月 10 日 20 时的初值场对这次过程进行了预报,12~36 h 预报江汉平原、鄂东北、鄂东南北部有冰雹和雷雨大风(见图 4)。这次过程在预报区域内都出现了雷雨,按评分标准可以不评,而局部龙卷出现在预报区域中,评分为 1/1。

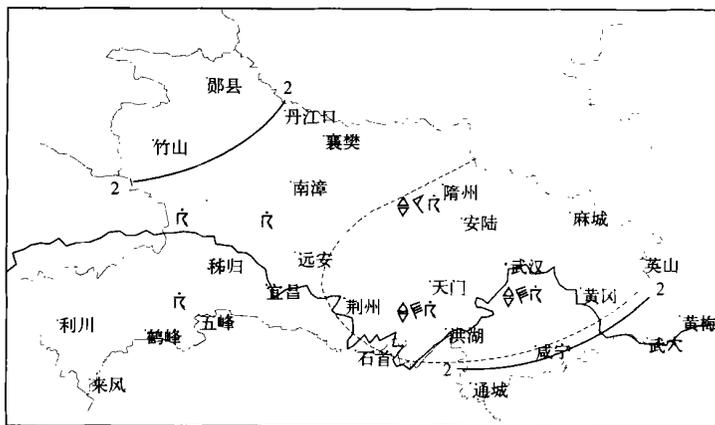


图 4 2000 年 5 月 11 日 08 时 24 h 预报
(虚线区为预报强对流区,实线为预报等雨量线)

8 试验结果

改进的 MAPS 模式在 1999 年 3~5 月进行了初步试验,2000 年 3~5 月进行了正式试验,2001 年 3~5 月又进行了一次试验。

1999 年 3~5 月出现两次冰雹过程。1999 年 4 月 23~25 日的大范围冰雹预报准确,1999 年 5 月 9 日的局部冰雹漏报。

2000 年 3~5 月出现 3 次强对流天气过程。2000 年 4 月 13 日预报有冰雹,实况出现了雷雨大风,按评分标准正确。2000 年 5 月 11 日预报省内冰雹,实况出现强雷雨,局部龙卷,不评,预报苏北鲁南有冰雹,结果苏北出现大范围冰雹。2000 年 5 月 15 日预报有雷雨,实况出现局部冰雹和雷雨大风。

2001 年 3~5 月没有出现冰雹过程。2001 年 4

月 26 日 12 时预报 4 月 27~28 日鄂东南有冰雹,实况在鄂东南出现强雷雨,雨量达暴雨量级。2001 年 4 月 27 日 12 时预报 4 月 28~29 日鄂东南有冰雹,实况在鄂东南出现强雷雨。

根据冰雹评分标准,报冰雹,出冰雹和雷雨大风为正确,出现雷雨不评,既没有冰雹、雷雨大风,又没有雷雨为空报。报雷雨出冰雹不评,报一般降水出冰雹为漏报。可见,在 3 a 的试验中,没有空报的现象,仅漏报一次。

9 几点结论

(1) 用水平能量锋和垂直不稳定可以较好地描述冰雹过程的能量积累和释放。

(2) 改进积云对流参数化的 MAPS 模式对冰雹过程有一定的预报能力,对槽前型预报效果较好,对槽后型预报结果差一些。

参考文献

- 1 Browning K A . The structure and mechanisms of hailstorm, Hail: A review of hail science and hail suppression. Meteor Monogr, 1977, 38: 1~ 43
- 2 章澄昌 . 人工影响天气概论. 北京: 气象出版社, 1992. 84~ 98, 211~ 214
- 3 Maddox R A. Mesoscale convective complex. Bull Amer Meteor Soc, 1980, 61: 1374~ 1387
- 4 Frank H W , Foote G B. The 22 July 1976 case study: Storm airflow, updraft structure, and mass flux from tripe-Doppler measurements. In: Knight C A, Squires P. eds. Hailstorms of Central High Plains. Boulder: Colorado Assoc Univ Press, 1978. 131~ 162
- 5 Foote C B. A study of hail growth utilizing observed storm condition. J Clim Appl Meteor, 1984, 84~ 101
- 6 Paluch I R. Size sorting of hail in an three-dimensional updraft and implications for hail suppression. J Appl Meteor, 1978, 17(7): 763~ 777
- 7 Browning K A, Ludlam F H. Airflow in convective storms. Quart J Roy Meteor Soc, 1962, 88(1): 117~ 135
- 8 Browning K A, Foote G B. Airflow and hail growth in supercell storms and some implication for hail suppression. Quart J Roy Meteor Soc, 1976, 102(2): 499~ 533
- 9 何观芳, 胡志晋. 不同云底温度雹云成雹机制及其引晶催化的数值研究. 气象学报, 1998, 56(1): 31~ 45
- 10 段英, 刘静波. 超级单体、单体、多单体雹云及其成雹特点的数值模拟研究. 气象学报, 1998, 56(5): 529~ 535
- 11 许焕斌, 段英. 对流(冰雹)云中水凝结物的积累和云水的消耗. 气象学报, 2002, 60(4): 382~ 388
- 12 许焕斌, 王思微. 三维可压缩大气中的云尺度模式. 气象学报, 1990, 48(1): 80~ 90
- 13 许焕斌, 段英. 冰雹形成的机制研究并论人工雹胚与自然雹胚的利益竞争 防雷假设. 大气科学, 2001, 25(3): 277~ 288
- 14 丁一汇, 李鸿洲等. 我国飊线发生条件的研究. 大气科学, 1982, 6(1): 18~ 27
- 15 雷雨顺. 强烈雹暴发生的条件. 高原气象, 1981, 1(1): 12~ 17
- 16 劳定波, 旋望芝. 湖北省春季强对流的分析与预报. 湖北气象, 1988, 2: 13~ 18
- 17 俞康庆, 胡江林, 王登炎等. 武汉区域中心暴雨数值预报模式(MAPS)的业务试验. 见: 国家科技攻关 85-906 项目编. 台风、暴雨业务数值预报方法和技术研究文集. 北京: 气象出版社, 1996. 572~ 580
- 18 程麟生. 中尺度大气数值模式和模拟. 北京: 气象出版社, 1994. 182~ 195

THE PREDICTION OF HAILSTONE AREA BY MAPS MODEL

Zhou Xiaolan

(*Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074*)

Yu Kangqing

(*Wuhan Heavy-rain Institute, Wuhan 430074*)

Wang Dengyan Gong Xianchuang

(*Wuhan Central Meteorological Observatory, Wuhan 430074*)

Abstract

The hailstone occurred in Hubei province from 1982 to 1998 had been divided analyzed in detail. These cases had been divided into two patterns. The same characters of two patterns were that the potential instability were severe before occurred. There were severe increasing humidity and warm in middle-low level and the surface in the front trough pattern, and it resulted in energy level increasing in middle and low level. However, the dry and cold air had no great change in the middle and high level. The trigger of the cases were mainly due to horizontal energy front and vertical instability increasing.

There were severe dry and cold advection in the middle and high level in behind trough pattern. It resulted in humidity and warm decreasing. The weak humidity and warm increasing existed in the middle and low level. The trigger of the cases were mainly due to horizontal energy front increasing in middle and low level. It prompted vertical instability energy releasing.

The sum of horizontal energy front $\int_{seH} n$ and vertical instability $\int_{seH} z$ predicted hailstone region as a criterion. In an ordinary operation, the accuracy of prediction is increased with other conditions.

As a result, the cumulus convection parameterization of MAPS model is improved, i. e, the instability condition of cumulus convection parameterization is improved. The cases in March to May from 1999 to 2001 had been forecasted using improvement MAPS model. So it shows that the MAPS model is able to forecast hailstone region.

Key words: MAPS model, Hailstone, Area.