

文章编号: 1004-4574(2007)02-0046-05

# 呼和浩特强对流天气的数值模拟分析

巴特尔<sup>1</sup>, 单久涛<sup>1</sup>, 巩 迪<sup>2</sup>

(1 内蒙古气象科学研究所, 内蒙古 呼和浩特 010051; 2 内蒙古防雷中心, 内蒙古 呼和浩特 010051)

**摘要:** 利用三维积云数值模式模拟了呼和浩特地区强对流天气的发展过程, 并结合实时雷达回波资料进行了对比分析, 指出模式输出的部分物理量与理论值、雷达回波或地面天气及降雹(水)实况符合得较好。从对模式输出的几个物理量的统计分析, 得出利用三维积云数值模式预测强冰雹过程的概念模型。结果表明, 三维积云数值模式能用于模拟对流云特别是强对流云的发展过程, 可在人工影响天气业务工作中应用并不断发展。

**关键词:** 强对流天气; 雷达回波; 数值模拟

**中图分类号:** P458.1<sup>+</sup>21.2      **文献标识码:** A

## Numerical simulation of severe convection weather in Huhhot

Bateer<sup>1</sup>, SHAN Ji-tao<sup>1</sup>, GONG Di<sup>2</sup>

(1 Inner Mongolia Institute of Meteorological Sciences Huhhot 010051, China

2 Inner Mongolia Center of Lightning Protection, Huhhot 010051, China)

**Abstract** By use of three-dimensional numerical cumulus model, the developments of severe convection weather occurring in Huhhot area are simulated. In combination with the real-time radar echoes, the correlation analysis is conducted. Comparison of calculation with theory and observation shows agreement in many aspects. Depending on the statistical analysis about some physical parameters outputting from the model, the conceptual model to forecast severe hail process using three-dimensional numerical cumulus model is obtained. It shows that the three-dimensional numerical cumulus model is able to simulate the development process of the convective cloud and especially the severe convective cloud. It can be developed and applied continuously in the professional work of the weather modification.

**Key words** severe convection weather; radar echoes; numerical simulation

按照降雹气候分析结果, 呼和浩特市属冰雹多发区。冰雹是一种中小尺度天气现象, 其预报难度是众所周知的。目前, 在人工防雷工作中, 冰雹预报可以说是最薄弱的环节, 但它同时也是人工防雷最前沿的工作。对于冰雹云的发展状况, 除了利用雷达实时监测来做临近预报之外, 积云数值模拟技术无疑也是一种较为有效的方法<sup>[1]</sup>。三维积云数值模式是目前用于积云研究的较先进、较完善的模式, 用它模拟积云未来发展状况的效果已在许多省市的人工影响天气研究和业务应用中得到证实<sup>[2-3]</sup>。本文利用三维积云数值模式模拟了呼和浩特地区强对流天气的发展过程, 结合实时雷达回波资料进行了对比分析, 发现数值模拟结果与冰雹云实际发展状况以及地面降雹实况比较吻合。

收稿日期: 2006-12-30 修订日期: 2007-03-02

基金项目: 内蒙古气象局重点科研项目资助(200103)

作者简介: 巴特尔(1955-), 男, 高级工程师, 主要从事云降水物理及人工影响天气研究。E-mail: bateer2660@sina.com

# 1 三维积云数值模式

本文采用中国科学院大气物理研究所研制的三维积云模式<sup>[4]</sup>, 模式的控制方程组为:

$$\frac{u_i}{t} + u_j \frac{u_i}{x_j} = -c_p \frac{\bar{v}}{x_i} + \beta g \left[ \frac{v}{v} + 0.16q_v - q_l \right] + D_{u_i} \quad (1)$$

$$\frac{\bar{v}}{t} + u_j \frac{\bar{v}}{x_j} = Q_b + Q_d + Q_{iv} + D \quad (2)$$

$$\frac{\bar{c}}{t} + u_j \frac{\bar{c}}{x_j} = -\frac{\bar{c}^2}{c} \frac{\bar{v}}{x_j} - \frac{R_d}{c} \frac{u_j}{x_j} + \frac{c^2}{c_p} \frac{d}{dt} \frac{v}{v} + D \quad (3)$$

$$\frac{q_v}{t} + u_j \frac{q_v}{x_j} = W_{q_v} + I_{q_v} + D_{q_v} \quad (4)$$

$$\frac{q_c}{t} + u_j \frac{q_c}{x_j} = W_{q_c} + I_{q_c} + D_{q_c} \quad (5)$$

$$\frac{q_r}{t} + u_j \frac{q_r}{x_j} = \frac{1}{z} \frac{\bar{V}_r q_r}{z} + W_{q_r} + I_{q_r} + D_{q_r} \quad (6)$$

$$\frac{q_i}{t} + u_j \frac{q_i}{x_j} = \frac{1}{z} \frac{\bar{V}_i q_i}{z} + I_{q_i} + D_{q_i} \quad (7)$$

$$\frac{q_g}{t} + u_j \frac{q_g}{x_j} = \frac{1}{z} \frac{\bar{V}_g q_g}{z} + I_{q_g} + D_{q_g} \quad (8)$$

该模式主要用来研究强风暴系统的各种物理过程, 模式预报量共有 10 个, 分别是速度  $u_i$  ( $i=1, 2, 3$ )、位温、无量纲气压扰动、比湿  $Q_v$  以及云水、雨水、冰晶和霰比含水量  $Q_c, Q_r, Q_i, Q_g$ , 由探空资料给出的水平均匀温、湿和风廓线求得初始环境水汽场、位温场和水平风场。模式的水平模拟域为  $36 \text{ km} \times 36 \text{ km}$ , 分辨率为  $1 \text{ km}$ ; 垂直域为  $20 \text{ km}$ , 分辨率为  $500 \text{ m}$ 。

## 2 分析方法和数据来源

利用呼和浩特 08 时探空资料或经过对边界层大气层结进行订正后的近似 14 时探空资料作为模式的初始场<sup>[5]</sup>, 比较模式输出结果与实时雷达回波发展状况及地面实际降水(降霰)状况, 分析数值模拟效果。本文仅对模式输出的部分分量进行了分析, 即: 最大上升气流速度  $W_{m\max}$ 、云、雨、冰晶和雪、霰的比含水量  $Q_c, Q_r, Q_i, Q_g$ 、总比含水量  $Q_t$  和垂直涡度  $V$ 、散度  $D$  以及地面液态降水量  $R_L$  和固态降水量  $R_S$ 。雷达回波资料由内蒙古自治区人工影响天气中心呼和浩特白塔增雨基地 XDR 数字化雷达实时探测而得, 地面降霰资料由呼和浩特市人工影响天气办公室提供。

## 3 数据处理与分析

### 3.1 地面降霰数据和雷达回波数据分析

从 1999–2003 年呼和浩特地区降霰资料中选取了 32 个降霰日, 同时整理出部分与之相对应的雷达回波资料, 另外选了 2 个有对流发生但无地面降霰的例子, 以便进行必要的对比分析。

为了便于分析, 将造成霰灾的降霰、冰霰直径大于等于  $5 \text{ mm}$  的降霰以及同日有 3 个以上防雹炮点产生了降霰都定义为强降霰, 其他为弱降霰。按照该定义, 32 个个例中有 24 个为强降霰, 8 个为弱降霰。

分析表明, 对于强降霰来说, 其对应的雷达回波无论是强度、顶高还是面积一般都比弱降霰具有更明显的特征。

### 3.2 数值模拟结果分析

#### 3.2.1 云、雨、冰晶和雪的比含水量及地面液态降水量分析

分别对 32 个降霰过程和 2 个一般对流天气过程进行了数值模拟计算, 部分计算结果见表 1。分析表

明,无论是在一般对流云还是冰雹云中,都含有一定量的  $Q_c$ 、 $Q_r$  和  $Q_i$ ; 在强冰雹云中,  $Q_c$  一般大于等于  $2.0 \text{ g/m}^3$  (占 67%),  $Q_r$  一般大于等于  $4.0 \text{ g/m}^3$  (占 83%); 在弱冰雹云和一般对流云中,  $Q_c$  一般小于  $2.0 \text{ g/m}^3$  (占 50%),  $Q_r$  一般小于  $4.0 \text{ g/m}^3$ , 但即使是一般对流云, 其  $Q_c$  值与强冰雹云比也没有显著的区别, 因为该值本身就是一个比较小的量。  $Q_i$  与  $Q_c$  类似, 在两类云中变化不大。  $R_L$  的模拟结果与实际情况比较相符, 在有强对流云(冰雹云)发生时, 通常会伴随较强的地面液态降水, 其中模拟值大于 10 mm 的降水占了 78%, 最大模拟降雨量达 50 mm, 当日(2002年 6月 27日)实况为, 呼和浩特市土默特左旗、托克托县、和林县和新城区共有 11 个炮点降雹, 并伴有强雷阵雨。受探测能力所限, 没有  $Q_c$ 、 $Q_r$  和  $Q_i$  的实际探测值, 无法进行对比分析, 但模式计算结果可为分析研究对流云提供比较可信的参考数据。

### 3.2.2 云中最大上升气流速度 ( $W_m$ ) 分析

云中最大上升气流速度的量值以及所处的空间高度与对流云的发展有着密切的关系。从表 1 中可知, 对强降雹来说,  $W_m < 24 \text{ m/s}$  的概率为 71%, 平均值为  $28 \text{ m/s}$ , 最大值达  $43 \text{ m/s}$ 。在对流云发展初期,  $W_m$  中心位置高度一般位于 6~8 km, 发展成熟阶段升高到 9~11 km 左右(图 1), 对一般降雹和雷阵雨而言,  $W_m < 24 \text{ m/s}$  的概率为 70%, 且中心位置一般也比强降雹时低, 平均为 6 km。

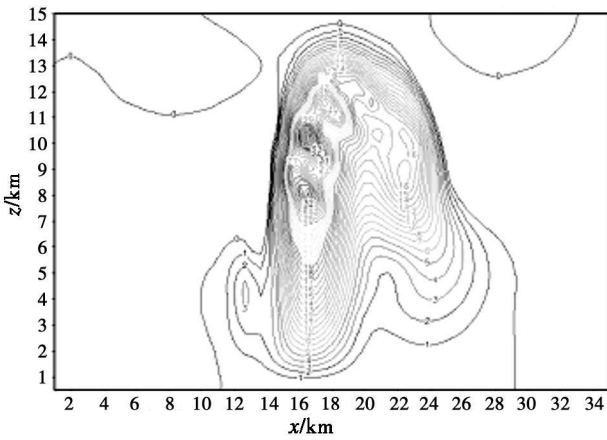


图 1 对流云发展成熟阶段  $W_m$  模拟图

Fig 1 Simulation figure of  $W_m$  in mature stage of convective cloud

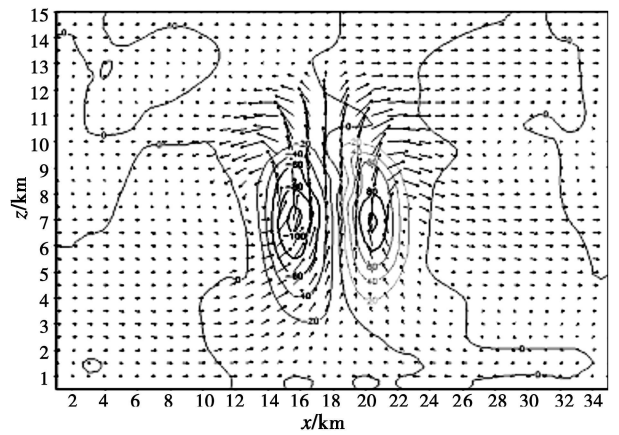


图 2 涡度垂直分量的对称偶形式

Fig 2 Symmetry pair form of perpendicular component of vorticity

### 3.2.3 垂直涡度 ( $V$ ) 和散度 ( $D$ )

涡度场的分析表明, 在大多数对流天气中, 对于涡度垂直分量而言, 在云发展初期一般表现为标准的对称偶形式(图 2), 对称的正负涡度值较大, 且不断发展, 成熟期会出现多个正、负相间的涡度中心。但无论是强降雹、弱降雹还是一般对流, 其涡度的分布和强度都没有十分显著的区别。

就散度分布而言, 降雹日低层辐合、高层辐散的配置比较明显, 特别是对强降雹来说, 低层辐合的绝对值一般超过  $4.0 \text{ E-}3/\text{s}$  (占 79%), 高层辐散值大于等于  $1.0 \text{ E-}2/\text{s}$  (占 71%), 在对流发展旺盛期, 辐散层高度多在 9.0 km 以上, 平均达 9.4 km。在弱降雹和一般对流过程中, 低层辐合的绝对值小于等于  $4.0 \text{ E-}3/\text{s}$  与强降雹时的值差别不是很大, 但其高层辐散值要小得多, 一般不超过  $8.0 \text{ E-}3/\text{s}$  且辐散层高度较低, 通常在 6.5 km 以下, 与强降雹时有比较明显的差异, 也就是说中低层强辐合与辐散层高度较高的强辐散相配合是造成降雹的有利条件, 这方面模式计算与常规理论分析结果是比较一致的。

### 3.2.4 雹的比含水量 ( $Q_g$ ) 分析

云中雹含量的多少对最终产生降雹的多少起着至关重要的作用。表 1 的数值计算结果表明, 在强冰雹云中, 通常  $Q_g < 4.0 \text{ g/m}^3$  (占 71%), 最大值为  $12.0 \text{ g/m}^3$ , 平均为  $6.7 \text{ g/m}^3$ , 而在弱冰雹云和一般对流云中,  $Q_g$  的值大多小于  $4.0 \text{ g/m}^3$ , 甚至等于零。

表 1 降雹日数值模拟数据统计  
Table 1 Numerical simulation data of hailing days

降雹日期	$W_m / (\text{m s}^{-1})$	$V / (10^{-4} \text{ s}^{-1})$	$D / (10^{-4} \text{ s}^{-1})$	$Q_g / (\text{g m}^{-3})$	$Q_t / (\text{g m}^{-3})$	$R_s / \text{mm}$
1999- 06- 16(wg)	12 (8 5)	无对称偶	- 40, + 80( 5 5)	3 0	5 5(8. 5)	1(2 2)
1999- 07- 12( sg)	24(9 5)	对称偶	- 20 + 140( 11 0)	10 0	10 0(12 5)	10(8 6)
1999- 07- 13(wb)	4(3 0)	无对称偶	- 20, + 35( 4 5)		1 5(5. 0)	
2000- 05- 11(wg)	2(2 0)	弱对称偶	- 25, + 10( 3 5)		1 0(8. 0)	
2000- 05- 14( sg)	24(6 5)	对称偶	- 40, + 100( 9 5)	3 0	4 5(11 2)	25( 35 30)
2000- 07- 07( sg)	31( 10 0)	对称偶	- 40 + 160( 12 5)	11 0	12 0(14 0)	1(2 2)
2000- 07- 09( sg)	20( 11 0)	无对称偶	- 40 + 100( 13 5)	7 0	6 0(13 0)	1(4 5)
2000- 08- 09(wb)	35( 10 0)	对称偶	- 40 + 120( 10 0)	10 0	10 0(13 5)	25( 35 30)
2000- 08- 11( sg)	28( 10 0)	对称偶	- 40 + 140( 13 0)	10 0	12 0(14 0)	5( 40 20)
2000- 08- 27( sg)	42( 8 5)	对称偶	- 60 + 180( 11 5)	6 0	8 0(12 5)	10( 35 20)
2001- 06- 11(wb)	24( 8 5)	弱对称偶	- 40 + 120( 10 0)	9 0	9 0(11 5)	15( 10 10)
2001- 07- 25( sg)	28( 8 5)	对称偶	- 40, + 120( 9 0)	8 0	12 0(12 5)	5( 10 8)
2001- 08- 10( sg)	41( 9 0)	对称偶	- 60 + 200( 12 0)	10 0	15 0(13 5)	15( 10 10)
2001- 08- 12( sb)	15( 4 5)	无对称偶	- 60, + 80( 7 0)	0 5	8 0(7. 5)	
2001- 08- 16( sg)	24( 6 5)	弱对称偶	- 60, + 120( 8 0)	4 0	14 0( 13 5)	5( 10 8)
2002- 06- 24( sg)	25( 8 5)	无对称偶	- 40, + 100( 9 0)	3 0	5 5(13 0)	5( 40 30)
2002- 06- 26( sb)	14( 6 0)	对称偶	- 50, + 70( 7 5)	2 0	8 0(9. 5)	
2002- 06- 27( sg)	32( 7 0)	对称偶	- 60 + 170( 10 0)	12 0	20 0(14 0)	10( 8 8)
2002- 06- 28( sg)	41( 9 0)	弱对称偶	- 40 + 180( 12 0)	9 0	10 0( 13 0)	5( 10 10)
2002- 06- 29( sg)	43( 9 5)	对称偶	- 30 + 180( 12 5)	10 0	12 0(14 0)	15( 12 10)
2002- 06- 30(wb)	27( 8 0)	对称偶	- 40 + 120( 10 0)	10 0	15 0(15 0)	1( 6 5)
2002- 07- 17( sb)	14( 5 0)	弱对称偶	- 40, + 80( 6 5)	3 0	4 5(8. 0)	
2002- 07- 20( sg)	18( 6 5)	对称偶	- 40, + 80( 8 0)	6 0	10 0(13 5)	5( 10 10)
2002- 07- 22(wg)	8( 3 5)	无对称偶	- 50, + 50( 5 0)		3 5(6. 0)	
2002- 07- 24(wg)	7( 5 0)	弱对称偶	- 30, + 50( 6 0)	0 1	2 5(7. 5)	
2002- 07- 31( sb)	11( 6 5)	弱对称偶	- 30, + 60( 5 5)	1 0	4 5(10 0)	
2002- 08- 02( sg)	36( 9 0)	无对称偶	- 50 + 140( 11 0)	9 0	10 0(15 0)	1( 8 8)
2002- 08- 04( sb)	18( 6 5)	对称偶	- 40, + 100( 7 5)	2 0	10 0(13 0)	
2002- 08- 15( sg)	38( 11 0)	对称偶	- 30 + 180( 12 5)	7 0	9 0(13 0)	10( 12 10)
2003- 07- 02( sg)	27( 7 5)	对称偶	- 80, + 80( 5 5)	10 0	10 0(12 0)	10( 6 6)
2003- 07- 05( sg)	27( 7 0)	无对称偶	- 60, + 120( 6 0)	8 0	10 0(12 0)	15( 10 10)
2003- 07- 06( sg)	42( 9 0)	无对称偶	- 50, + 40( 5 0)	10 0	12 0(13 0)	25( 14 10)
* * *	* * *	* * *	* * *	* *	* * *	* * *
2002- 07- 19( ts)	2( 3 0)	弱对称偶	- 6, + 7( 5 5)	0 1	1 0(6. 0)	
2002- 08- 10( ts)	17( 6 0)	弱对称偶	- 60, + 80( 6 5)	3 0	6 0(8. 5)	1( 6 6)

注: 日期后括号中字母: s代表强降雹, w代表弱降雹, g代表模拟结果与实际较接近, b代表模拟结果不太好, ts代表雷阵雨。表中最大上升气流速度后括号中数字为该速度中心的高度 (km);  $D$  为散度, 前数为低层值, 后数为高层值, 括号中数字为辐散层高度 (km);  $Q_g, Q_t$  分别为模式计算出的雹的比含水量和总比含水量, 括号中数字为总比含水量的顶部高度;  $R_s$  为模式计算出的地面固态降水量, 括号中数字为地面固态降水面积 ( $\text{km}^2$ )。

### 3 2 5 总比含水量分析及其顶部高度与雷达回波顶高的对比分析

云中总比含水量的模拟图可近似代表云的实际形状, 从其顶部高度与雷达回波顶高的比较可看出, 模拟顶高与实际顶高在许多情况下是比较接近的 (图 3, 4), 但模拟顶高一般略高于雷达回波顶高, 这是因为顶部较薄云层雷达无法探测到的原因, 对对比分析不产生实质性的影响。分析表明, 在强降雹中,  $Q_t$  通常大于等于  $8.0 \text{ g/m}^3$  (占 79%), 成熟期顶高一般超过  $11.0 \text{ km}$  (占 83%), 模拟云顶高接近或略高于雷达回波顶高的占 85%, 而模拟云顶偏低的仅占 10%, 可见以模拟总比含水量的顶部高度来预测未来强对流云发展高度是可行的, 且具有较高的准确率。

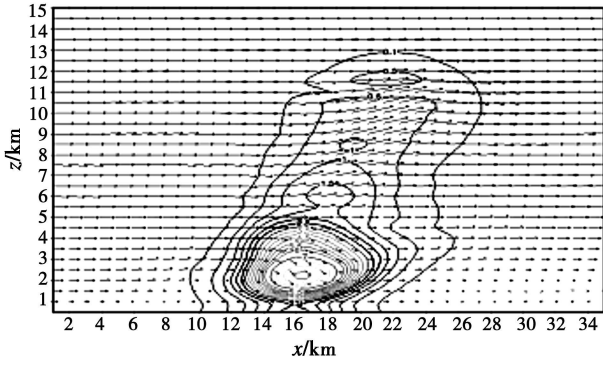


图 3 模拟总比含水量  $Q_t$

Fig 3 Simulation data of total specific water content

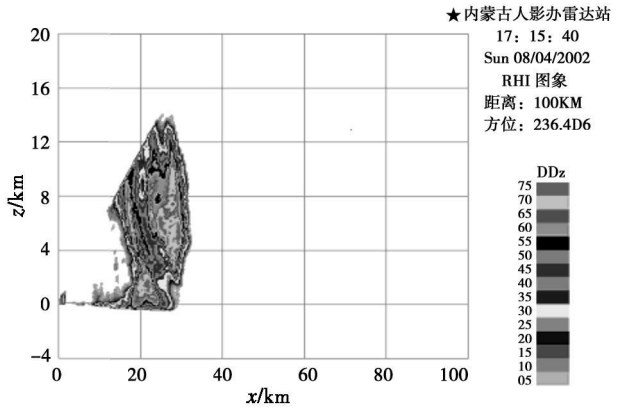


图 4 实际雷达回波

Fig 4 Real radar echo

### 3 2 6 地面固态降水 ( $R_s$ ) 分析

地面固态降水是三维积云模式的一个重要输出量, 它表征地面可能将要产生的降雪 (已折算成液态雨量)。在所选 32 个降雪日中, 模式计算出有 23 个产生了固态降水 (表 1), 占 72%, 其中 24 个强降雪过程有 19 个模拟出固态降水, 占 79%。在弱降雪过程中有 50% 没有模拟出地面固态降水, 这个比例与雷阵雨过程的模拟结果较相似, 说明模式计算地面固态降水对弱降雪过程和雷阵雨过程的区分率仍然不高, 但并不影响最终人工防雷作业决策指挥的效果, 因为弱降雪一般不会造成雹灾。分析表明: 67% 的强降雪日模拟出 5 mm 以上的地面固态降水, 同样有 67% 的强降雪日模拟出的地面固态降水范围在 40 km<sup>2</sup> 以上, 模拟最大值分别为 25 mm 和 1 050 km<sup>2</sup>。据表 1 分析, 从 2002 年 6 月 24 日至 6 月 29 日, 6 天中有 5 d 发生了较强的降雪过程, 降雪范围大, 且造成了较严重的雹灾, 模拟结果表明 (表 1), 这 5 d 中除了 6 月 26 日以外, 其他 4 d 都模拟出了 5 mm 以上的固态降水, 且模拟降雪范围平均超过 100 km<sup>2</sup>, 分析认为, 6 月 26 日固态降水模拟效果不好的原因可能与降雪发生在偏远地区有关。

## 4 结语

通过对 34 例对流天气的实测资料和数值模拟结果的对比分析, 得出了一些初步的结论, 从中可看出三维积云模式对对流云特别是强对流云的模拟效果还是比较好的。从对模式输出的几个物理量的分析得出利用三维积云模式预测强冰雹过程的概念模型:

- (1)  $Q_c$ : 2.0 g/m<sup>3</sup>; (2)  $Q_r$ : 4.0 g/m<sup>3</sup>; (3)  $Q_i$ : 1.0 g/m<sup>3</sup>; (4)  $R_L$ : 10 mm; (5)  $W_m$ : 24 m/s 中心高度初期位于 6~8 km, 成熟期抬升到 9~11 km; (6) 涡度场分布: 初期呈明显的对称偶, 成熟期出现多个正、负相间的涡度中心; (7) 低层辐合的绝对值超过 4.0E-3/s, 高层辐散值大于等于 1.0E-2/s, 成熟期辐散层高度超过 9.0 km; (8)  $Q_g$ : 4.0 g/m<sup>3</sup>; (9)  $Q_t$ : 8.0 g/m<sup>3</sup>, 发展高度达 11.0 km 以上; (10)  $R_s$ : 5 mm。

以上这些数据可作为利用三维积云模式预测冰雹的基本指标, 其中项目 (5) 至 (10) 为主要考虑对象, 其他可作为辅助参数。

## 参考文献:

- [1] 王谦, 胡志晋. 三维弹性大气模式和实测强风暴的模拟 [J]. 气象学报, 1990, 48(1): 91-101
- [2] 周玲, 陈宝君, 李子华, 等. 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 2001, 25(4): 536-550.
- [3] 许焕斌, 段英. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的利益竞争 防雷假说 [J]. 大气科学, 2001, 25(2): 277-288
- [4] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英. 对流云中冰相过程的三维数值模拟 [J]. 大气科学, 1990, 14(4): 442-453.
- [5] 胡志晋, 何观芳. 积雨云中微物理过程的数值模拟 [J]. 气象学报, 1988, 46(1): 28-40