

# 沈阳地区一次冰雹天气过程 形成机制的数值模拟<sup>①</sup>

隋 东<sup>1,2</sup> 沈桐立<sup>1</sup> 张 涛<sup>2</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学系, 210044; 2. 沈阳市气象局)

## 提 要

应用中尺度MM5数值预报模式对2003年6月28日发生在沈阳地区的一次冰雹强对流天气过程进行数值模拟和分析,并与实况观测资料进行比较,成功地模拟出中尺度强对流天气系统演变规律,得出这次强对流天气过程的触发机制,为冰雹强对流天气的预报提供有应用价值的思路和方法。此次冰雹强对流天气过程主要是受深厚的低涡天气系统作用的结果,高低空急流的耦合、干湿空气间强的风垂直切变和上层干冷、下层暖湿的位势不稳定层结是此次冰雹强对流爆发的重要触发机制。

关键词: 冰雹 强对流 诊断分析 触发机制 数值模拟

## 引 言

雷暴、冰雹、龙卷等是严重的灾害性强对流天气,具有空间尺度小、生命期短的特点<sup>[1]</sup>。一个中尺度雷暴单体的水平尺度约有十几公里,多个雷暴单体组成的雷暴群的水平尺度可达数百公里,垂直尺度大概有10km左右,每个雷暴单体的生命史一般在几小时到十几小时<sup>[2]</sup>。由于强对流天气来势猛、强度大,并常伴有雷雨大风,给农牧业、工矿企业、电讯、交通运输及人民生命财产造成的损失较大。随着社会和经济的发展,各行各业对大气科学提出了更高和更迫切的要求,强对流天气的分析和预报已经引起了人们的高度重视,做好这种天气的预报对防灾、减灾具有非常重要的意义。

## 1 沈阳地区6月28日冰雹强对流天气实况

### 1.1 天气概况

2003年6月28日08时前,内蒙古自治区东部最早出现雷阵雨天气,并伴有冰雹。午后至傍晚,黑龙江西部和南部、吉林和辽宁大部、内蒙古自治区东北部及华北地区北部

均出现了冰雹天气,局部地区伴有雷雨和8级以上瞬时大风。这次强对流天气产生的冰雹至少涉及了六个省和两个直辖市,降雹范围广、持续时间较长,仅沈阳市造成的直接经济损失就达500多万元。

### 1.2 环流形势演变概述

从2003年6月27日20时和28日08时高空环流形势场分析,本次过程是位于蒙古地区东部高空低涡底部锋区作用的结果,是深厚辐合系统。过程前期高空500hPa低涡在贝加尔湖以北地区,然后迅速南移至贝加尔湖以东地区,与下层700hPa低涡中心位置接近,低涡在内蒙古自治区东北部迅速增强,冷空气南下产生斜压不稳定,为此次过程提供了优越的动力条件和中层干冷空气条件。对应850hPa青藏高原地区的暖区沿着地面低压向东北方向伸进,至28日08时暖舌已伸至黑龙江省北部地区,位于内蒙古东部强的正涡度中心有利于低层暖湿空气抬升,并且移速较慢,冰雹持续时间较长,冰雹天气影响范围较广。

<sup>①</sup> 资助项目:国家自然科学基金项目40075023资助。

从地面气压场形势分析,28日08时和11时实况资料表明南至华北北部、北至黑龙江省和内蒙古东北部地区是宽阔的低压区,低压南部的西南气流为此次强对流提供了水汽和能量。

## 2 数值模拟结果检验

### 2.1 数值模式范围、初值及侧边界的生成

MM5模式使用的是最新版本 Version3-5,主要物理过程包括 Grell 积云参数化方案、云物理 Reisner 混合相方案、Dudhia 云辐射方案、行星边界层高分辨率的 Blackadars 方案,陆地过程采用了5层土壤模式。模式由2层套网格组成,粗网格格距45km,中心点 $42^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}$ ,格点数 $79 \times 69$ ,细网格格距15km,中心点 $42^{\circ}\text{N}$ 、 $121^{\circ}\text{E}$ ,格点数 $97 \times 85$ 。为使模式所用的初猜场和侧边界与模式的动力过程更为协调,首先设计了一个分辨率为90km的预备模式,该模式从正式模式初始时刻前12小时开始积分36小时,以国家气象中心的T213模式输出产品为初始场和侧边界,采用逐步订正法对常规探空资料、地面资料进行客观分析形成初始场,另外还同化部分云导风、TOVS反演资料,采用MM5模式提供的Nudging同化技术对前12小时内的地面资料进行动力同化。模式的各类产品的输出图形均使用RIP绘图工具生成。

### 2.2 数值模拟结果检验

#### 2.2.1 高空环流形势

模拟的6月28日08时高空500hPa、700hPa和850hPa环流形势演变图与高空实况图进行比较,发现模拟的500hPa低涡中心在内蒙古地区中部,涡度区范围和强度、冷空气移动的路径和南部锋区的位置、强度等与实况接近;模拟的700hPa低涡中心位置和强度,与实况基本一致;850hPa低压中心位置、切变线、暖脊位置、锋区位置及强度模拟得也相当成功。

#### 2.2.2 地面气压形势

从模拟的6月28日08时至17时3小时海平面气压场和地面风场演变图分析,模拟的地面低压中心位于辽宁省、吉林省和内

蒙古自治区交界处,低压中心的北部及其西南部的低压中心共同组成西南至东北向的狭长低压带,低压中心附近有中尺度切变存在,西南风较大,有利于中尺度扰动的产生和加强;位于低压中心南部渤海湾附近的海上高压强度增大,并缓慢东移。锋区在17时前后达到最强,正是冰雹强对流天气爆发的时间,模拟结果与实况基本吻合。

#### 2.2.3 降水量模拟

MM5模式模拟的6月28日08~20时12小时降水量和实况比较,模拟出的雨带形状、范围和强度与实况基本类似,模拟较为成功。模拟的雨带形状是两头大,中间小,降水范围主要集中在辽宁东北部及其以西地区,实况是辽宁中部降水量少于其西部和东北部地区;模拟出的降水强度为小到中雨,实况正好是小到中雨量级。

## 3 诊断分析

### 3.1 高低空急流耦合是此次强对流触发的重要机制

图1是根据模拟的高空300hPa和低空850hPa风场得出的高低空急流强度随时间变化曲线,在能量累积过程中,高低空急流的强度是在逐渐增大的,当850hPa低空急流强度超过 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,300hPa高空急流强度超过 $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,并且低空急流与高空急流在高空急流的出口区相交时,不稳定能量被触发,强对流爆发。强对流爆发后,高低空急流强度并没有很快减弱,这也正是说明了能量释放过程比积累过程快的原因。在系统发展的过程中,低空急流继续向东北方向挺进,高空急流向东南方向伸展,17时能量爆发时,高低空位置相交,而且是在高空急流的出口区相交,此时高低空急流耦合,不稳定能量被触发。低空急流位于高空急流出口区的位置,根据高、低空急流在高空急流出口区的耦合常常有利于强对流风暴的发生和发展的理论,在高空急流出口区下方的偏南低空急流与高空急流耦合,为大气不稳定层结创造了条件。

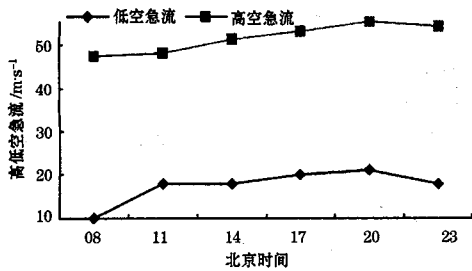


图1 2003年6月28日高低空急流风速随时间变化曲线

3.2 对流不稳定能量大形成深厚的上升气流

图2是根据模拟的对流有效位能绘出的冰雹发生区对流不稳定能量演变曲线图,对流有效位能可以反映上升气流的强弱,从中可以看出不稳定能量从积累到释放的过程。对流有效位能CAPE表示大气浮力不稳定能的大小,  $CAPE = g \int_{z_c}^{z_e} \frac{\theta'_v}{\theta_{vs}} dz$ , 其中,  $\theta'_v$  表示扰动虚位温,  $\theta_{vs}$  为大气中虚位温的典型值,  $z_c$  代表自由对流高度,  $z_e$  代表平衡高度。08时对流有效位能仅有  $386 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 08时以后不稳定能量开始积累, 11时达到  $657.3 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 随着干冷空气的入侵和低层暖湿气流的加强, 14时不稳定能量猛增至  $1106 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 17时CAPE达到  $1294 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 强对流一触即发。当高低空急流耦合产生强的风垂直切变时, 激发了不稳定能量, 冰雹强对流爆发。17时以后, 不稳定能量开始迅速释放, 20时降至  $500 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ , 23时维持在  $400 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$  左右。6个多小时积累的能量不到3个小时就释放完毕, 不稳定能量的积累过程明显比释放过程要长。由此可见, 此次天气过

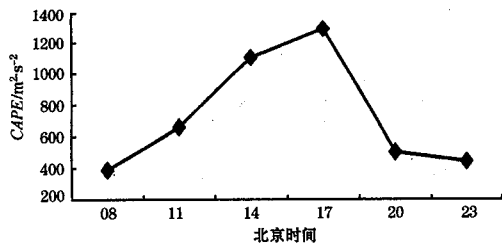


图2 2003年6月28日强对流过程CAPE演变曲线图

程产生的对流不稳定能量大, 上升气流比较强烈。

3.3 干湿空气间有强的风垂直切变

表1是垂直速度( $\omega$ )随时间变化表, 表中“-”代表 $\omega$ 值为负, 表明有垂直上升运动, “+”代表 $\omega$ 值为正, 表明有垂直下沉运动, 数值表示该时次该等压面高度附近出现了 $\omega$ 最大值。从中可以看出, 在对流发生前, 对流层上部400hPa等压面以上有垂直上升运动, 对流层中下层500hPa等压面以下有垂直下沉运动。08时垂直上升运动的最大值出现在400hPa等压面上,  $\omega$ 为  $-17 \text{ dPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ; 垂直下沉运动最大值出现在700hPa等压面上,  $\omega$ 为  $33 \text{ dPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在能量逐渐积累的过程中, 对流层上部垂直上升运动的强度逐渐增加, 而对流层下部垂直下沉运动的动量开始减弱, 14时上升气流最大值达到  $-26 \text{ dPa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 出现在500hPa等压面上, 600hPa等压面也转为垂直上升运动。17时随着中低层切变线的东移, 低涡带来的冷空气迅速从东北向西北逆转, 对流层中下层垂直运动方向出现逆转, 从低层到高空出现一致的垂直上升运动, 高低空垂直速度的最大上升强度都超过了  $-30 \text{ dPa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 出现了强的风垂直切变, 强的风垂直切变触发强对流爆发。可见强迫强的热成风, 增加大气的斜压性, 产生斜压不稳定。低层能量被快速输送到高层, 20时对流层中下层转为强的垂直下沉运动, 垂直下沉速度达到  $+34 \text{ dPa} \cdot \text{s}^{-1}$ , 强对流迅速减弱。

表1 2003年6月28日垂直速度( $\omega$ )随时间变化(单位:  $\text{dPa} \cdot \text{s}^{-1}$ )

	08时	11时	14时	17时	20时
300hPa	-2	-8	-9	-10	-5
400hPa	-17	-18	-21	-24	-24
500hPa	+4	-4	-26	-36	-39
600hPa	+24	+2	-16	-23	-18
700hPa	+33	+8	+1	-21	-14
800hPa	+28	+22	+14	-32	+12
900hPa	+9	+17	+8	-19	+34
1000hPa	+1	+3	+2	-4	+5

### 3.4 上层干冷下层暖湿的位势不稳定层结

此天气系统存在着上层干冷、下层暖湿的位势不稳定层结。低空急流输送的暖湿气流使得对流层低层暖湿,水汽接近饱和状态;低涡系统后部携带的干冷空气使得对流层中上层干冷,并产生下沉运动。高空干冷空气的下沉抑制了低层不稳定能量扩散,致使对流层中层800~600hPa之间出现了明显的逆温层,使不稳定能量得到了积累。低涡后部中层较强的干冷气流是强对流运动中重要的下沉支,冷空气在锋区上波动,通过斜压扰动激发垂直环流波动,为强对流的触发提供了动力条件。

高空干冷空气的下沉和低层暖湿空气的抬升导致低层不稳定能量积累,根据模拟的T-logP图,易产生冰雹的0℃层高度和-20℃层高度分别在700hPa等压面和400hPa等压面附近,冰雹在这两个等压面之间形成。

### 4 结论

(1)应用MM5模式对沈阳地区一次冰雹强对流天气过程进行数值模拟,经检验,模拟结果与实况基本一致。

(2)此次冰雹强对流天气过程主要是受深厚的低涡天气系统作用的结果。低涡天气系统为强对流天气提供了优越的动力条件,有利于对流层低层暖湿空气的抬升和中层干冷空气的注入。

(3)高低空急流耦合是此次强对流爆发的重要触发机制。高低空急流耦合时低空急流与高空急流刚好在高空急流出口区相交。300hPa高空急流强度超过 $50\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,850hPa低空急流强度超过 $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,高低空急流强度大,对强对流爆发有利。

(4)干湿空气间强的风垂直切变是此次冰雹强对流爆发的又一个重要触发机制。强冷空气到达地面强迫暖湿空气抬升,致使对流层中低层出现强风垂直切变。

(5)上层干冷、下层暖湿的位势不稳定层结使对流层中低层出现明显的逆温层,有利于不稳定能量积累。此次天气过程产生的对流不稳定能量大,形成的上升气流深厚。

### 参考文献

- 1 陆汉城. 中尺度天气原理和预报. 气象出版社, 2000: 61~68.
- 2 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文等. 天气学原理与方法(第三版). 北京: 气象出版社, 2000.
- 3 王笑芳, 丁一汇. 北京地区强对流天气短时预报方法的研究. 大气科学, 1994, 18(2): 173~183.
- 4 段旭, 李英, 周毅. 春季滇南大风冰雹天气的大尺度环境特征. 气象, 1998, 24(6): 39~43.
- 5 沈树勤, 李会英. 江苏冰雹强对流天气条件分析及其物理解释. 气象, 1994, 20(9): 25~29.
- 6 李英, 徐银梓, 段旭. 云南一次持续性风雹过程中低空急流的若干特征. 气象科学, 2004, 20(4): 503~510.
- 7 李英, 舒智. 云南春季冰雹、大风天气的中尺度扰动特征. 气象, 2000, 26(12): 16~19.

## Numerical Simulation of a Hail Event Form Mechanism in Shenyang, Liaoning Province

Sui Dong<sup>1,2</sup> Shen Tongli<sup>1</sup> Zhang Tao<sup>2</sup>

(1. Nanjing University of Information & Technology, 210044; 2. Shenyang Meteorological Office, Liaoning Province)

### Abstract

The meso-scale strong convection weather system is successfully simulated with a meso-scale numerical model, that leads to a hail weather in Shenyang on June the 28th in 2003. Combining intensive observations, conventional data and model output products, the meso-scale synoptic system is analyzed particularly. The diagnosis is done. The mechanism of Shenyang hail is discussed.

**Key Words:** hailstone severe convection diagnosis mechanism numerical simulation