

石燕,冯晋勤,闵爱荣,等.一次冰雹过程的多普勒雷达资料的风场反演与分析.暴雨灾害,2009,28(3):255-260.

# 一次冰雹过程的多普勒雷达资料的风场反演与分析

石 燕<sup>1</sup>,冯晋勤<sup>2</sup>,闵爱荣<sup>1</sup>,李武阶<sup>1</sup>

(1.中国气象局武汉暴雨研究所,武汉 430074;2.福建省龙岩市气象局,龙岩 364000)

**摘 要:**采用改进的简化伴随模式对单站多普勒资料进行三维风场反演。选取 2005 年 4 月 25 日发生在湖北京山的冰雹过程,利用武汉新一代天气雷达(CINRAD/SA)的原始资料进行风场反演,并与目前实际业务中使用的冰雹预报方法进行比较,探索其用于实际冰雹业务预报的可能性。结果表明:运用该方法反演的三维风场能描述冰雹的发生发展过程特点;对于冰雹这种局地性强、发展时间短的剧烈天气过程,该风场反演方法可作为一种小尺度天气预报分析的辅助手段。

**关键词:**简化伴随模式;冰雹;风场反演

**中图分类号:**P412.25 **文献标识码:**A **文章编号:**1004-9045(2009)03-0255-06

## 1 引言

多普勒天气雷达优于常规天气雷达,它不仅能提供大范围高时空分辨率的反射率因子,还能提供径向速度和速度谱宽高分辨率测量值,非常有利于精确了解大气流场状态,进而提高临近预报、灾害性天气警报及风暴尺度的数值预报准确度。多普勒雷达测量风速的物理基础是运动目标的多普勒效应,在其风场测量中,只能测量风矢量的径向分量;对于实际的三维风场分量,如极坐标中的另外两个投影分量(方位和仰角)无法观测。因此,由单多普勒雷达资料反演出三维风场和有关参数就成为一个重要且深具实用价值的课题。

近年来,利用简化伴随模式反演三维风场得到了较大发展。Qiu 等<sup>[1]</sup>1992 年提出一种“简单共轭”方法(simple adjoint method)。1994 年,Xu 等<sup>[2]</sup>在方程中保留源的时间平均部分作为待反演量,仅略去源的瞬变部分,明显改进反演结果,用于低层风和微暴流取得不错效果<sup>[3,4]</sup>。邱崇践等<sup>[5]</sup>在 1996 年详细叙述了这一共轭函数方法的改进方案,XU 等<sup>[6]</sup>给出该改进方案反演三维风场的具体实现方法。石燕等<sup>[7]</sup>采用该方法,对单站多普勒雷达资料进行反演,选取系统性强降水天气个例,运用该方法反演三维风场,揭示了强降水系统的气流特征,对短时强降水预报具有指导作用。国内对于冰雹过程多普勒雷达资料风场反演研究工作报道并不多见。本文仍采用文献<sup>[2]</sup>中改进后的简化伴随法,用于 2005 年 4 月 25 日湖北省京山县一次冰雹天气过程的风场反演(该方法的基

本原理及具体反演方法详见文献<sup>[6]</sup>,以探究其用于业务上预报冰雹的可能性。

## 2 天气个例分析

### 2.1 雨情、灾情及天气形势

2005 年 4 月 25 日 15 时左右,湖北省京山县三阳镇、杨集镇、绿林镇、孙桥镇、新市镇、坪坝镇陆续遭受暴雨及风雹袭击,其中三阳镇冰雹持续时间长达 0.5 h,直径约 2 cm 左右,降雨量超过 100 mm(上述资料来源于武汉中心气象台 2005 年 4 月 27 日发布的当年第 4 期《气象灾情简报》)。据湖北省民政厅统计资料,此次灾害共造成京山县 6 镇 4.2 万人受灾,1 200 hm<sup>2</sup> 秧田被毁,房屋倒塌 32 间,损坏 105 间。此次过程属于典型的局地强天气过程。从该过程前 25 日 08 时 500 hPa 高度场上可见(图 1a,图上红点所示为三阳镇位置,下同),湖北受东北低涡后部一致的西北气流控制,无明显天气影响系统;温度槽落后于低压槽,存在明显的冷平流;随东北低涡的转动,高层冷空气扩散南下。同时,850 hPa 假相当位温( $\theta_{se}$ )图上(图 1b),一条 NE—SW 向暖舌从广西、贵州伸展到湖北中部。结合上下两层可以看出,这种下层暖湿、上层干冷的对流不稳定层结条件对强对流天气发生十分有利。可见,这次强对流天气过程主要是东北冷涡后部偏北气流带来的强冷平流与中低层暖湿气流所致。

### 2.2 实际雷达回波特征

本文重点分析京山县三阳镇的冰雹过程。武汉多普勒天气雷达组合反射率因子图上,从 4 月 25 日

收稿日期:2009-05-13;定稿日期:2009-08-20

基金项目:中国气象局武汉暴雨研究所开放基金项目(IHR2007K02)、福建省气象局开放式气象科学研究基金项目(2008K02)共同资助  
作者简介:石燕,女,1978 年生,工程师,主要从事雷达资料的研究和应用研究。E-mail: seanule@163.com

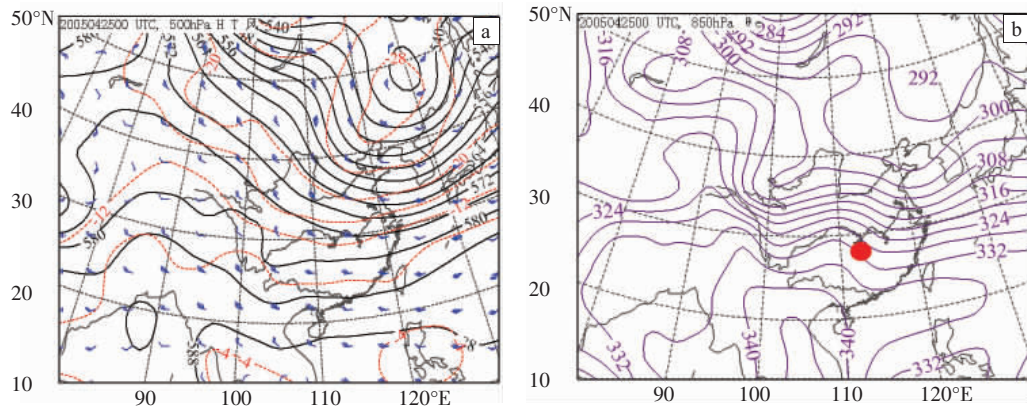


图 1 2005 年 4 月 25 日 08 时 500 hPa 高度场(a)及 850 hPa  $\theta_e$  场(b)

14:50 开始,其强中心基本上位于三阳镇附近,到 14:56 达到最强(图 2a,三阳镇相对位置为 310°、140 km,以箭头标出)。最大反射率因子达 60 dBz,此后回波强中心一直停留在原地的时间约有 20 min。图 2b、c 分

别是沿图 2a 中虚线所示方向所作的同时刻径向速度及反射率因子的垂直剖面图。图 2d 是同时刻的风暴相对径向速度图,图 2e 是同时刻的垂直积分液态水含量(VIL)图。

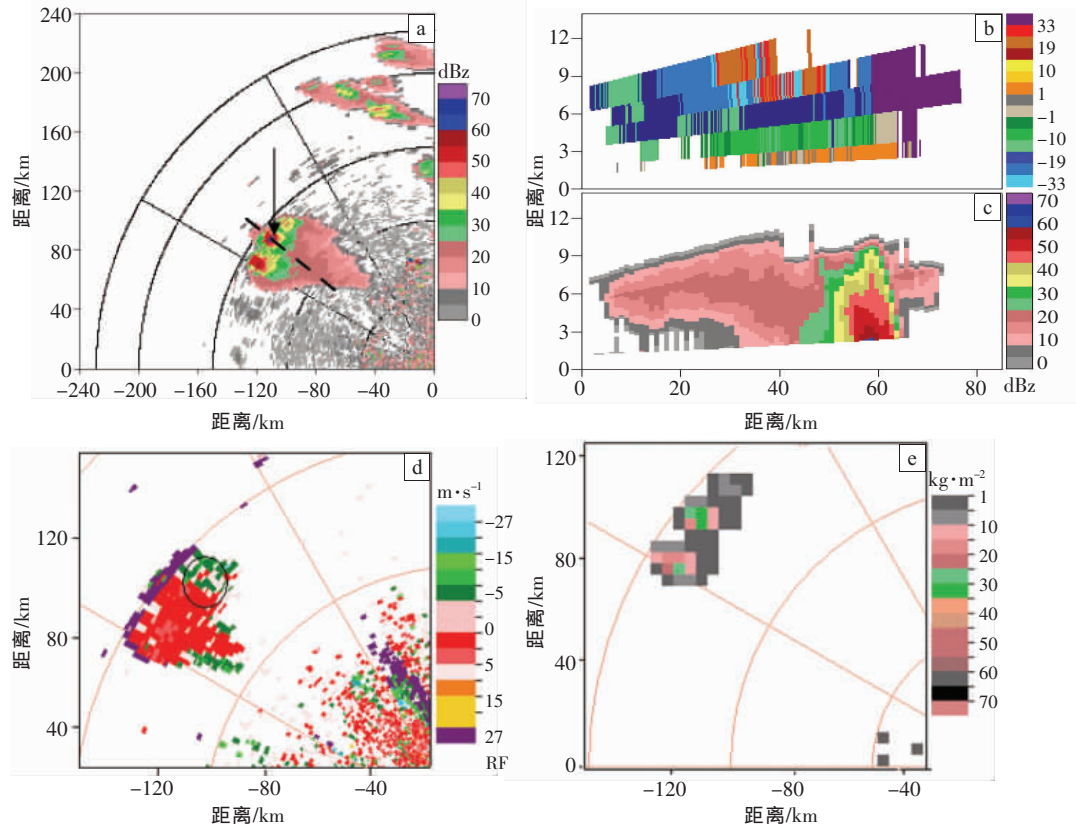


图 2 2005 年 4 月 25 日 14 时 56 分武汉多普勒天气雷达组合反射率因子图(a)、速度剖面图(b)、反射率因子剖面图(c)、0.5°仰角风暴相对径向速度图(d)和 VIL 图(d)

分析图 2b 发现,14:56,位于三阳镇附近的回波在垂直方向上发展旺盛,回波顶高达 10 km 以上。高层雷达近距离处风速朝向雷达,雷达远距离处风速远离雷达,表现出速度辐散。到 4.3°仰角的风场,最大径向速度达 33  $m \cdot s^{-1}$ ,这符合强风暴在高层都有很强的出流速度的这一特征<sup>[8]</sup>。由于环境风场会影响到对径向速度的分析,选取 0.5°仰角的风暴相对径向速度图(图 2d)分析低层风场,从中看到,三阳处上空有气旋性辐

合(文中圆圈所标)。另从图 2c 中可见,雷达回波顶部表现出明显的云砧,左部是大片弱回波区(BWER)<sup>[8]</sup>,这种回波形状是较为典型的冰雹回波。图 2b 中的 33  $m \cdot s^{-1}$  的出流与云砧相配合,即“云砧出流”<sup>[8]</sup>。由于雷达扫描仰角最低为 0.5°,受此限制,强回波区中心在图上不能看到,但能判断出其强度至少在 60~65 dBz,强回波区已经接地,可判断此处应开始降雪。

在短时预报实际业务中,判断冰雹天气,其指标

除前述强的反射率因子值(R)、弱回波区(BWER)和大的回波顶高(ET)之外,还包括垂直积分液态水含量(VIL)。VIL产品是假定反射率因子强度来自液态水滴,反映一定底面积的垂直柱体中的总含水量,应用 $Z-M$ 关系,通过垂直积分获得。它实际上是反射率因子的垂直累计,代表了风暴的综合强度<sup>[8]</sup>。王福侠等<sup>[9]</sup>的研究指出,当回波强度大于等于50 dBz、回波顶高大于等于10 km、VIL大于等于35  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 时,降雪容易发生;VIL值越大,冰雹直径越大;回波顶高越高、VIL越大,则说明出现冰雹的可能性越大,降雪程度越剧烈。VIL值作为冰雹指标的缺陷在于受季节、气候影响较大,还会随距离出现偏差。从图2e中可见,三阳镇VIL值在30~35  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 之间。因雷达体扫从 $0.5^\circ$ 开始,而三阳镇与武汉雷达水平距离达到140 km,则三阳的VIL测量值未反映出雷达扫描线与地面之间高度差值的那部分,测量值比实际值偏小。因此,该个例中VIL测量值不够客观,不适宜于判断冰雹发生。

### 3 风场反演及分析

#### 3.1 风场反演流程

简化伴随法反演单多普勒雷达资料风场的流程如下:1)根据反演需要,提取新一代天气雷达(CINRAD/SA)的原始数据资料中的反射率值、径向速度值、方位角和仰角等相关信息;2)根据需要选取插值反演区域,即根据回波块的面积和移动速度,首先判断其中的系统,然后主观选择反演区域面积大小,并根据回波移动调整反演区域的位置;3)运用Cressman距离权重插值将插值区域内的雷达观测资料变换到相应的笛卡尔坐标网格点上;4)对网格点上的数据进行五点平滑等处理;5)将相邻两个体扫(VCP21)时间间隔约6 min的网格点数据用简单共轭法进行反演,得到指定区域内的三维风场;6)将反演后的风场资料用Grads图形显示程序直观显示出来。

#### 3.2 风场反演结果与分析

选取相对雷达位置(-110 km,85 km)为反演中心,

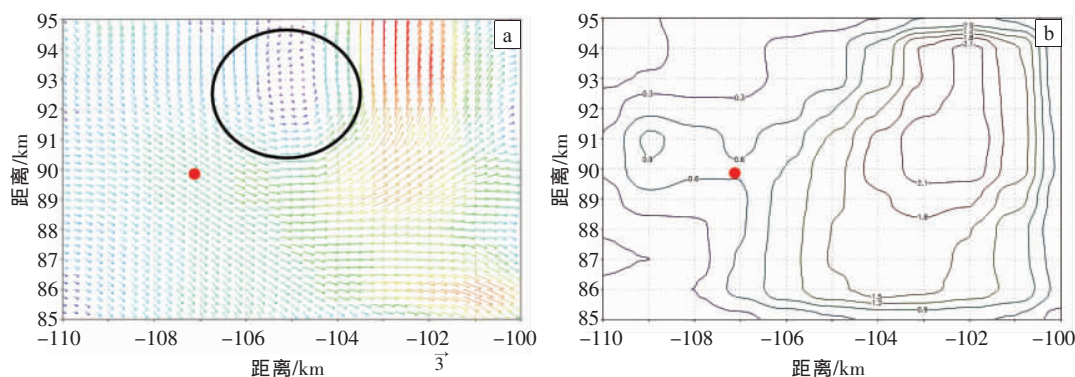


图3 2005年4月25日14时44—50分2800 m水平风场(a)与垂直速度场(b) (单位:  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ )

京山县三阳镇位置为(-107 km,90 km),在反演图中以圆点表示。根据实际雷达反射图上显示的雷达回波大小,选取的反演区域大小为10 km×10 km×8 km。水平41×41格点,垂直21个,水平格距250 m,垂直格距200 m。从4月25日14:38开始,直至15:32,每6 min给出一次水平风场以及垂直速度的反演结果,在垂直速度图上正值表示上升运动,负值表示下沉运动。

从每6 min一次的反演结果图可见,系统从开始到发展再到结束,发生在40 min之内,变化较快。这也揭示了局地短时强降水的特点。从4月25日14时38—44分(图略),2800 m水平风场上表现为弱辐合,垂直速度场上可见下沉运动区。14时44—50分(图3),2800 m水平风场上存在一涡旋(图3a),垂直速度场开始表现为大片上升运动(图3b)。14时50—56分(图略),2800 m水平风场上仍有较强的辐合,且三阳处于大风速区,垂直速度场上仍为上升运动。14时56分至15时02分(图4),2800 m水平风场上三阳处于大风速区(图4a),垂直场上仍为上升运动,且与前一时刻相比,其速度加大,形成 $3.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的强上升运动中心(图4b)。15点08分以后,水平风场上三阳风速减弱,但垂直运动开始变为下沉运动。15时14—20分(图5),水平风场上三阳附近风速加大并出现辐合(图5a),垂直风场(图5b)三阳处于下沉运动区,而其东北面的是上升气流。15时20—26分(图6),水平风场上(图6a),三阳正处在最大风速区,速度达 $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,其附近有强辐合辐散共轭风场(蓝色弧线所示);垂直风场与之配合有中心速度为 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (三阳处的速度为 $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右)的强下沉运动区(图6b)。15时26—32分(图略)后,系统减弱消散,垂直场上速度为 $0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

综上所述,根据垂直风场速度,基本可将该过程划分为4个阶段。即:14时38—44分,下沉运动;14时44:00—15:02,上升运动;15时08—26分,下沉运动;15:26分以后,垂直风场速度为0。这几个阶段正好对应冰雹云的初生—发展成熟—减弱—消失阶段。

冰雹的形成过程,是云中的较大云滴在上升气流

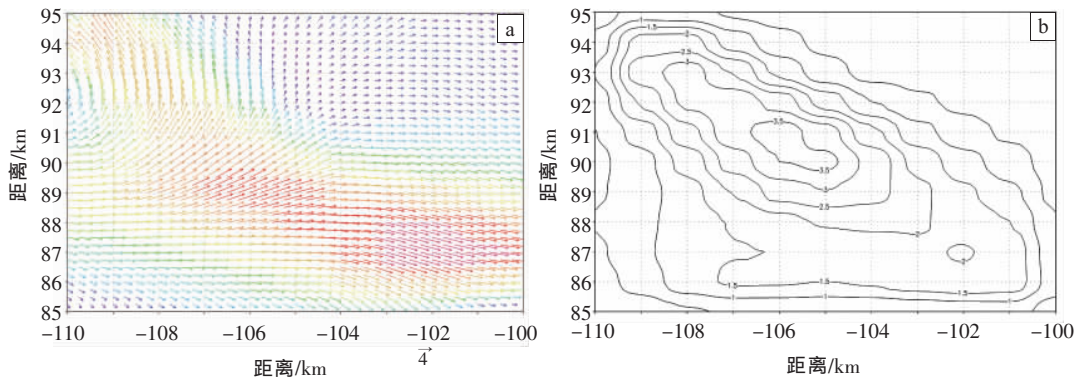


图 4 2005 年 4 月 25 日 14:56—15:02 2800 m 水平风场(a)与垂直速度场(b) (单位:  $m \cdot s^{-1}$ )

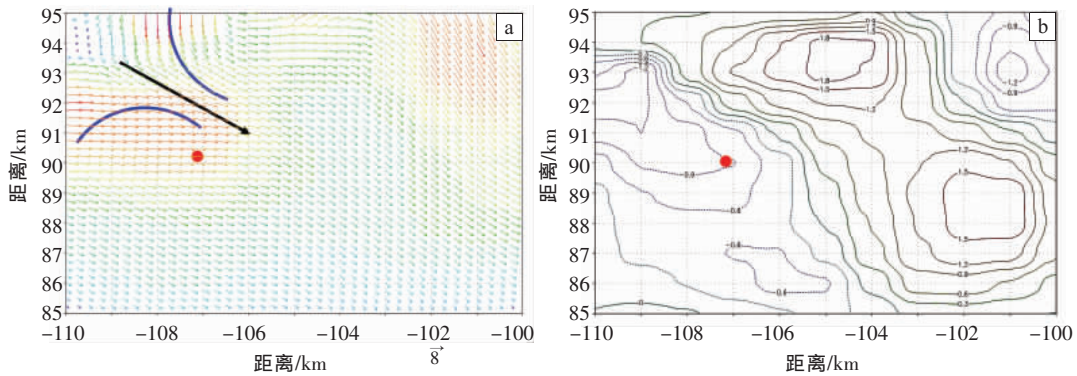


图 5 2005 年 4 月 25 日 15 时 14—20 分 2800 m 水平风场(a)与垂直速度场(b) (单位:  $m \cdot s^{-1}$ )

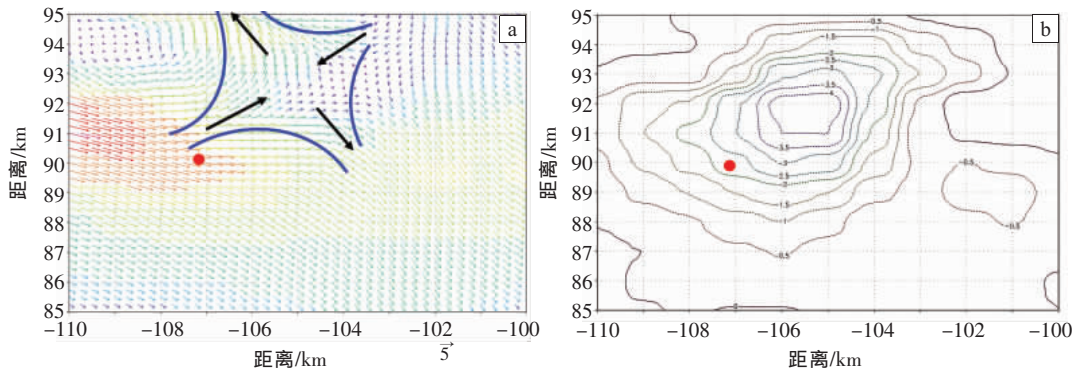


图 6 2005 年 4 月 25 日 15 时 20—26 分 2800 m 水平风场(a)与垂直速度场(b) (单位:  $m \cdot s^{-1}$ )

中变成了冰雹的初始胚胎,由初始胚胎通过上下下下的运动、经过湿增长和干增长成为大大小小的冰雹。在雹云中仅用 4~10 min,就从冰雹初始胚胎(直径 0.2~0.3 mm)长大成直径为 15~20 mm 的冰雹<sup>[10]</sup>。典型的冰雹流场,在出现冰雹时应以上升和下沉气流共存,在冰雹出现的地方应以下沉为主;在发展阶段,以上升气流为主;成熟阶段,低层是辐合,中层是气旋性旋转,高层是辐散。到减弱阶段,以下沉气流为主。

为了分析冰雹的发生发展过程,作从 14:14 至 15:26 每 6 min 一次的反射率因子 CAPPI 图像,与反演的风场进行比较。该个例中,14 时 38—44 分冰雹处于形成阶段,水平风场弱辐合,有小冰雹形成并伴随下沉运动。但在下降过程中,小冰雹又被强的上升气流(14:44—15:08)带到上空继续发展,剧烈的对流运动促使

冰雹不断增长,与水平风场的局地中尺度涡旋和大风

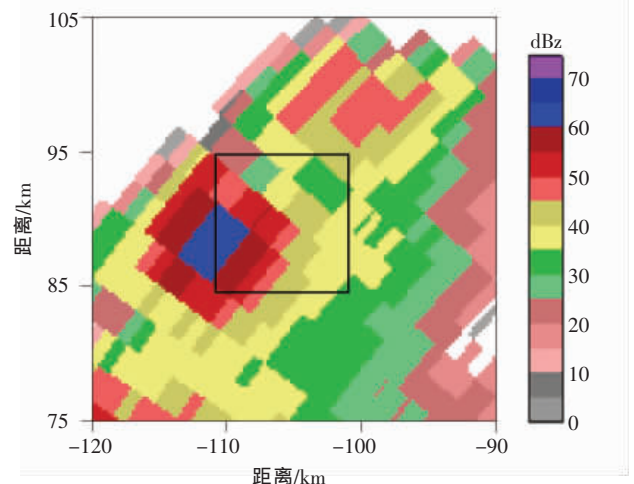


图 7 2005 年 4 月 25 日 14 时 56 分 2800 m 反射率因子 CAPPI 图(方框所示为反演区域)

相配合,这一阶段是冰雹成熟阶段。14:56—15:02 冰雹强盛时期,在 CAPPI 反射率强在梯度大值区(图 7),对应反演的水平风场(图 4a)为明显的风速辐合,垂直风场(图 4b)为强烈的上升运动区。实况显示,冰雹出现在 15 时左右。15:08 是垂直方向速度的一个转折点,由之前的强上升运动( $3.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )突然转为之后的下沉运动,说明之前云体中有强烈的对流运动,有利于冰雹的积累和发展;15:08 对应大量冰雹出现降落。15:08 以前是冰雹下落的第一个阶段,随冰雹不断生成和发展,上升气流已不能承托大冰雹,当大冰雹开始下沉并降落到地面,有降雹的地方以下沉气流为主,在速度图上表现为强的下沉速度并逐渐加大;CAPPI 反射率因子明显减弱。15 时 14—20 分反射率因子又有一次增强阶段,在垂直速度场上,可见有上升和下沉气流共存,有利于冰雹再次加强,到 15 时 20—26 分反演图上,垂直风场再次出现强的下沉速度,可以认为

是大量冰雹再次下落。此时水平风场也逐渐加剧,表现为  $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的大风区以及随后强烈辐合辐散共轭风场。可见,15 时 08、14、20 分垂直风场变化同下沉、上升与下沉并存、下沉过程相对应。

为进一步分析反演速度场的可靠性,对风场演变与实际雷达回波演变进行比较。图 8 为 15 时 08、14、20 分三个时刻不同仰角反射率因子演变,三阳位置以红色箭头标出。0.5°仰角图上,08 分有强中心(图 8a),14 分减弱(图 8b),20 分又有明显增强(图 8c);1.5°仰角图上,14 分回波强度(图 8e)比 08 分(图 8d)有明显增强,从 35 dBz 增至 45~50 dBz,20 分又减弱(图 8f)。可见 08 分强中心在 0.5°,14 分在 1.5°,20 分强中心又降到 0.5°。08、14、20 分三个时刻强回波中心有一个先向上抬升、后下落的发展过程。这与前述垂直风场变化过程一致,可见风场反演的速度图与实际雷达回波的发展动态非常吻合。

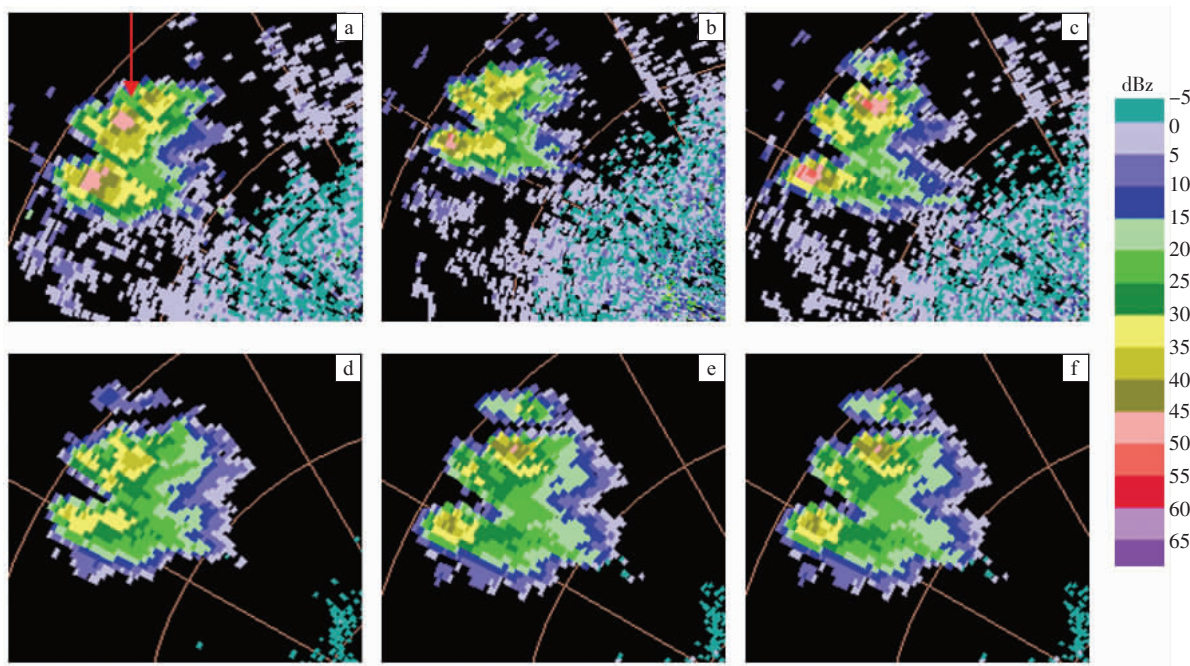


图 8 2005 年 4 月 25 日武汉多普勒天气雷达相邻时次不同仰角反射率因子演变图

(a) 15:08, 0.5°仰角; (b) 15:14, 0.5°仰角; (c) 15:20, 0.5°仰角;

(d) 15:08 分, 1.5°仰角; (e) 15:14 分, 1.5°仰角; (f) 15:20 分, 1.5°仰角

到 15:32 以后,降雹停止,上升下沉速度表现不明显,垂直运动速度即减为零速度,垂直场下沉运动从出现到减弱消失仅 24 min。整个风场演化过程与前述三阳镇实际天气情况发生时刻(15 时左右)和持续时间(0.5 小时内,剧烈降雹,降雨量超 100 mm)相当吻合。

综上所述,造成强降雹的原因是,水平场上涡旋大风,配合垂直场上强上升运动。强上升运动出现在冰雹发生前 24 分钟,在时间上有提前性,可作为一种预报参考指标。

#### 4 小结

本文将简化伴随法风场反演用于冰雹过程,反映出局地风场发展演变的细微过程,反演结果图与实际冰雹发生、发展、持续时间比较吻合,揭示了局地短时剧烈天气的特点。根据风场反演结果,造成强烈降雹的原因是水平场上的涡旋大风风场、配合垂直场上的强上升运动。垂直方向的上升运动是发生局地剧烈天气的必要条件;并且上升运动的发生比实际冰雹的发生在时间上有提前性,可以作为一种预报的指征。

在该个例中,通过每 6 min 反演风场图,可判断出有局地对流系统的存在,却无法判断出对应如此强烈的实际降雹。结合雷达图像显示强的反射率值和高的回波顶高、回波形状出现了明显的云砧以及弱回波区、速度图上云顶出现辐散等指标,已可肯定判断出此处必有大的降雹过程。因此,对于这种局地性强、发展时间短的剧烈天气过程,风场反演方法可作为一种小尺度天气分析的辅助手段。

#### 参考文献:

- [1] Qiu C J, Xu Q. A simple adjoint method of wind analysis for single-Doppler data [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1992, 9: 588-598.
- [2] Xu Q, Qiu C J. Simple Adjoint Methods for Single-Doppler Wind Analysis with Strong Constraint of Mass Conservation [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1994 11:289-298.
- [3] Xu Q, Qiu C J. Adjoint-Method Retrievals of Low-Altitude Wind Fields from Single-Doppler Reflectivity and Radial-Wind Data [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1995, 12:1111-1119.
- [4] Xu Q, et al. Simple Adjoint Retrievals of Microburst Winds from Single-Doppler Radar Data [J]. *Mon Weather Rev*, 1995, 123: 1822-1833.
- [5] 邱崇践, Xu Qin. 由单 Doppler 雷达资料反演水平风场简单共轭函数方法的改进方案[J]. *应用气象学报*.1996,7(4): 421-430.
- [6] Xu Qin, Gu Hongdao, Yang Shuowen. Simple Adjoint Methods for Three-Dimensional Wind Retrievals from Single-Doppler Radar [J]. *Q J R Meteor Soc*, 2001(127): 1053-1067.
- [7] 石燕,冯晋勤,魏鸣.一次强降雨过程的简化伴随模式风场反演[J]. *南京气象学院学报*,2006,29:533-539.
- [8] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南等.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社,2006:104-109,145-151,185-187.
- [9] 王福侠,张守保,裴宇杰.可能降雹多普勒雷达产品特征指标分析[J]. *气象科技*,2008(36):228-233.
- [10] 傅正浩,傅大同.冰雹的形成[J]. *陕西气象*,2006(5):52.

## Wind Field Retrieve of a Hail Event Using Simple Adjoint Method

SHI Yan<sup>1</sup>, FENG Jin-qin<sup>2</sup>, MIN Ai-rong<sup>1</sup>, LI Wujie<sup>1</sup>

(1. *Institute of Heavy Rain, CMA, Wuhan 430074;*

2. *Longyan Meteorological Bureau of Fujian Province, Longyan 364000*)

**Abstract:** The improved Simple Adjoint Method (SA) advanced by Xu Qin et al. is adopted to retrieve 3-dimensional wind field from single Doppler radar data. The hail event occurred in Jingshan county, Hubei province in Apr.25<sup>th</sup>, 2005 is selected as the sample. Source data from NEXRAD in Wuhan (CINRAD/SA) is used to retrieve wind field. This SA method is compared with the operational hail forecasting method used now, and the probability of such SA method to be used in operational hail forecasting is analyzed. Results show that the 3-Dimension wind field retrieved by this method could describe the development feature of hail event. For such local short-time severe weather event as hail, this SA method may serve as an assistant measure for micro-scale weather analysis.

**Key words:** Simple Adjoint method; Hail; 3D wind retrieve