

下击暴流的雷达预警量化指标研究^{*1}

罗辉¹ 张杰^{1,2} 朱克云¹ 郑佳锋³ 范艺¹ 高细桥⁴

LUO Hui¹ ZHANG Jie^{1,2} ZHU Keyun¹ ZHENG Jiafeng³ FAN Yi¹ GAO Xiqiao⁴

1. 成都信息工程学院大气科学学院,高原大气与环境四川省重点实验室,成都,610225

2. 成都军区空军气象中心,成都,610041

3. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京,100081

4. 成都锦江电子系统工程有限公司,成都,610051

1. *Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Atmosphere Sciences Academy of Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China*

2. *Air Force Meteorological Center of Chengdu Military Region, Chengdu 610041, China*

3. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

4. *Chengdu Jinjiang Electronic System Engineering Co. LTD, Chengdu 610051, China*

2014-12-09 收稿,2015-04-21 改回.

罗辉,张杰,朱克云,郑佳锋,范艺,高细桥. 2015. 下击暴流的雷达预警量化指标研究. 气象学报,73(5):853-867

Luo Hui, Zhang Jie, Zhu Keyun, Zheng Jiafeng, Fan Yi, Gao Xiqiao. 2015. Study of the radar quantitative index of forewarning downburst. *Acta Meteorologica Sinica*, 73(5):853-867

Abstract Downburst is a local severe weather phenomenon. It not only causes great harm to flight safety, but also serious disasters to the ground objects. According to the downburst's characteristic that when downburst happens, its reflectivity factor core of its matrix drops rapidly. This article is based on the data of the radar scanning, defines the concept of "unit area equivalent potential energy" for judging downburst's occurrence and development and, combining the fact of thunderstorm's velocity field convergence in the mid-level during its occurrence, then gives the downburst's outflow strength formula. By analyzing the measured data, the calculation results shows: (1) Changes in the unit area equivalent potential value accurately reflect the strong center height variation of thunderstorm. (2) The equivalent potential energy difference of the adjacent volume scan reflects the quantity of thunderstorm's energy released; before the downburst occurs, the potential difference of the 1-2 volumes scan reaches maximum, which reflects outbreak of downburst. By setting the release quantity of the unit area equivalent potential energy to 30% one can early warn the happening of downburst. (3) The release of the unit area equivalent potential energy can early make the warning of downburst occurrence in 6-12 minutes in advance, and through the flow strength formula one can quantify the value of the ground winds generated by the downburst. The error of early warning wind speed is determined by the distance from thunderstorms to radar, the closer it is the smaller the error of wind speed is, and vice versa. And, (4) the six downburst warn results show that the index can accurately warn the occurrence of downburst, while the flow strength is greatly influenced by thunderstorm identification parameters, with the error being larger in the case of the distance farther.

Key words Downburst, Equivalent potential energy, Outflow strength, Middle-level convergent

摘要 下击暴流是一种局地灾害性天气现象,对航空飞行安全有极大危害,也会对地面物体造成严重损害。依据下击暴流发生前母体雷暴(下文简称雷暴)反射率因子核迅速下降的特征,基于雷达体扫数据,定义了判断下击暴流发生、发展的“单位

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41275079,91437113)。

作者简介:罗辉,研究方向为雷达气象学。E-mail:623885263@qq.com

通信作者:朱克云,主要从事资料同化及短时临近天气预报的研究。E-mail:zhuky@cuit.edu.cn

面积等效势能”概念,并结合下击暴流期间雷暴速度场中层辐合的事实,设计得到了下击暴流出流强度公式。结果表明:(1)单位面积等效势能值的变化准确反映了雷暴强中心高度变化。(2)相邻体扫的单位面积等效势能差,反映了雷暴能量的释放量,下击暴流发生前1—2个体扫的单位面积等效势能差达到最大,这反映了下击暴流的爆发;可通过设置单位面积等效势能的释放量为30%,预警下击暴流的发生。(3)单位面积等效势能的释放能够提前6—12 min 预警出下击暴流的发生,并通过出流强度公式量化由下击暴流产生的地面大风值。预警风速的误差由雷暴距雷达的距离决定,距离越近风速误差越小,反之亦然。(4)对6次下击暴流预警结果表明,该指标能够准确预警下击暴流的发生,而出流强度受雷暴识别参数的影响较大,远距离误差较大。

关键词 下击暴流, 等效势能, 出流强度, 中层辐合

中图法分类号 P445

1 引言

对流风暴发展到成熟阶段以后,其中雷暴云中冷性沉降气流能达到相当大的强度,到达地面形成外流,并带来雷暴大风,这种在地面引起灾害性风的局地强下降气流,称为下击暴流。下击暴流能够产生强烈的阵风与风切变,对地面物体造成严重灾害,同时严重影响飞机起落安全,因此,受到了中外航空和气象界的高度重视。

目前对下击暴流有一定研究,Fujita(1979)、Potts(1989)、Wilson(1986)在多普勒雷达的速度场上观测到了可作为下击暴流识别依据的辐散形式的回波。Roberts等(1989)分析认为,反射率因子核的迅速下落、反射率槽口等特征可用于预警下击暴流。Eilts等(1996)统计研究后,得到了与Roberts类似的结论。Kessinger等(1988)、Hjelmfelt(1988)分析得到,下击暴流产生前干空气的侵入造成了雷达反射率因子缺口。Merritt(1987)通过切变段的搜索,对下击暴流进行识别。Wolfson等(1994)利用垂直积分液态含水量(VIL)、环境温度和湿度,结合图像识别算法预警下击暴流。Smith等(2004)使用多个基于环境与雷达的参数,对下击暴流进行预报。俞小鼎等(2006)、石磊(2009)和刁秀广等(2011)分析得出,反射率因子核的下降与速度场的中层辐合的回波特征可以预警下击暴流。吴芳芳等(2009)通过多普勒雷达速度场分析认为,辐散的速度对是下击暴流发生的典型特征;王楠等(2009)发现,下击暴流发生在反射率因子梯度大值区。马文玉等(1991)和邹波(2002)通过个例分析出下击暴流的强度主要与环境 and 微物理因素有关。蒋滔(2008)根据Merritt提出的切变段法,分别对微下击暴流和宏下击暴流进行了识别。张钢等(2011)通过图像处理算法识别下击暴流。陶岚等(2011)利

用反射率因子核的下降和速度场的辐散特征,设计了下击暴流识别算法。

在中国目前尚未见有下击暴流识别的业务预警算法。而国际上,下击暴流的预警算法,主要是通过反射率因子核的下降,以及环境因子等进行研究,而环境因子必须通过探空资料等得到,因此,在业务预报中实效性较差。文中首次从能量角度出发,依据下击暴流母体雷暴反射率因子核迅速下降的特征,基于雷达体扫数据,设计了单位面积等效势能指标,并结合下击暴流母体雷暴中层强辐合的事实,设计出下击暴流出流强度公式。最后利用6次下击暴流的雷达实测数据对预警效果进行了检验,得到预警下击暴流的阈值。该预警指标与出流强度的计算采用雷达资料,实时性强,可直接用于业务预报系统中。

2 下击暴流分析与预警指标设计

2.1 下击暴流回波分析

许多学者发现下击暴流发生前后,其母体雷暴的雷达回波中存在明显的特征,其中,最主要的特征是位于高层的雷暴反射率因子核的迅速下落。目前的雷达算法中,反射率因子核高度的下落是通过风暴识别算法中雷暴质心来确定,对于下击暴流预警误差较大。事实上,下击暴流发生前期,雷暴处于发展阶段,雷暴强中心(>45 dBz)高度升高,强度增强,达到成熟后,雷暴强中心迅速下落,下落高度越大,其释放的能量也越大,导致地面更大的风。图1为下击暴流发生前后雷暴演变概念模型,图1a中雷暴处于发展期,雷暴强中心迅速向上发展,雷暴中以上升气流为主;图1b为雷暴成熟期,雷暴强中心位置最高、范围和强度最大,雷暴中上升气流开始减弱;图1c为雷暴消亡期,强中心迅速下降、减弱,整个雷暴以下沉气流为主,在地面产生大风。可以发现,在下击暴流发生前,雷暴达到成熟期,雷暴强中

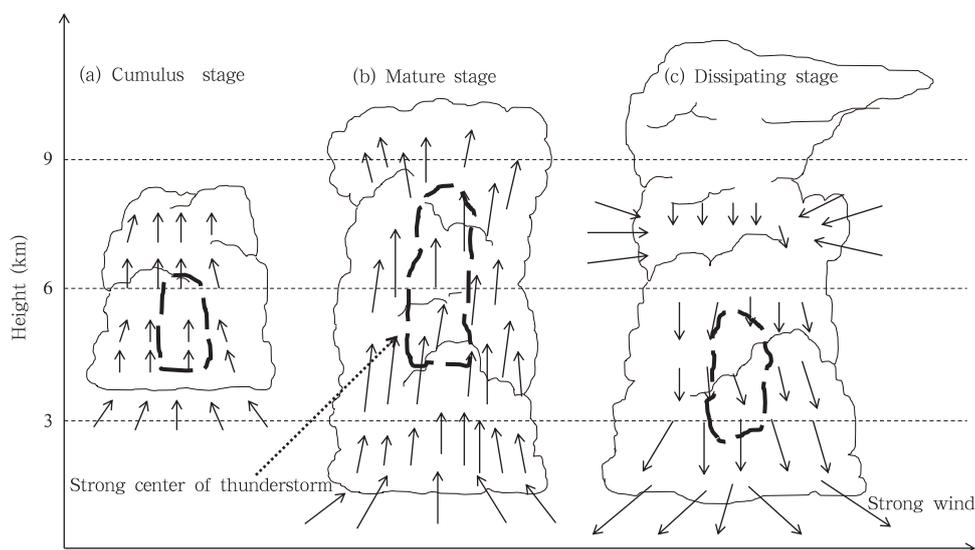


图 1 下击暴流母体雷暴演变概念模型

Fig. 1 Conceptual schematic for the parent thunderstorm downburst evolution

心最强且最高,接着强中心持续下降。雷暴强中心迅速下降的特征为下击暴流预警指标的设计提供了依据。

同时产生下击暴流的雷暴可能会具有以下回波特征:如雷暴强中心随高度倾斜、呈现弱回波区和反射率槽口等。下击暴流发生前为雷暴的成熟期,倾斜强中心底部的强度梯度非常大,当浮力不能托起强中心时,倾斜的强中心迅速下落,随着下击暴流的爆发,倾斜强中心逐渐消失。对于具有弱回波区和反射率槽口特征的雷暴,由于强雷暴上升气流较大,在强中心一侧不断有气流斜向上聚集进入雷暴中,在气流的入口处产生强回波的缺口,达到成熟期后,弱回波区处的上升气流迅速减弱,强中心开始下降,弱回波区消失,在地面产生大风。

下击暴流预警的强度回波特征主要体现在强中心的变化上,强中心的高度迅速下落、强中心显著倾斜、弱回波区以及反射率槽口的消失,其中,最重要的特征就是强中心高度下降。针对雷暴强中心的以上特征,采用雷达体扫数据中的强度数据对其进行量化分析。

2.2 指标设计思路

依据下击暴流发生前后雷达强度回波特征进行设计的指标,主要涉及强中心(大于 45 dBz)高度以及面积的变化。通过读取体扫数据中强度数据进行分析,可以明显看到雷暴强中心的下降。但已有的雷达二次产品,如垂直积分液态含水量(VIL)以及

回波顶高(ET)等无法直接以数据形式体现强中心(H_{core})的变化。VIL 在雷暴强中心下降且到达地面时,其值不会明显减少,通常由于强中心下降的同时,强中心垂直高度会延伸,VIL 反而会增大。图 2 给出了一次典型下击暴流发生前后 VIL、ET、 H_{core} 和最大反射率因子(Z_{max})随时间的变化,下击暴流爆发在 09 时 56 分(世界时,下同),09 时 38 分雷暴达到成熟期,强中心高度开始下降,在 09 时 50 分降到最低。ET、VIL 和 Z_{max} 并没随着强中心的下落呈现明显减小的趋势,无法作为下击暴流的预警指标。

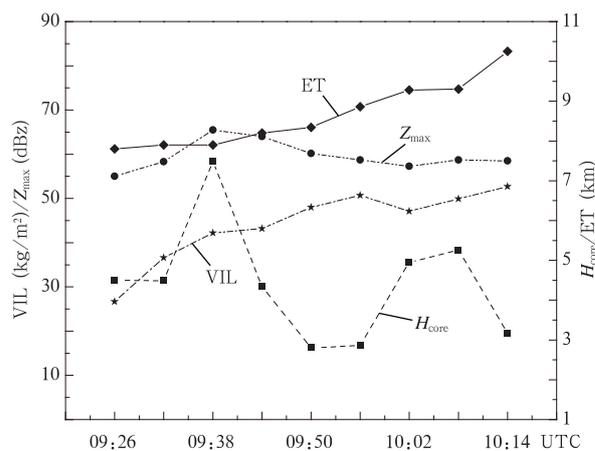


图 2 典型下击暴流雷暴个例的 VIL、ET、 Z_{max} 及 H_{core} 关系

Fig. 2 Temporal evolution of the typical thunderstorm downburst as an example in terms of VIL, ET, Z_{max} and H_{core}

指标设计的关键是在地面产生大风前,指标要能够将强中心的下降体现出来。当雷暴到达成熟期,雷暴强中心高度高、强度大,随后强中心逐渐下掉,能量中心也随着降低,强度减小。雷暴强中心强度和对应高度作为强中心能量变化的主要因子,因此,指标以强中心强度和对应高度为基础进行设计。

2.3 指标因子的数据分析与处理

雷暴强中心具有的整体强度是计算雷暴能量的核心。回波强度即反射率因子是指单位体积中一定数浓度的降水粒子直径6次方的总和,每个反射率因子代表该有效照射体积内的平均值。雷达数据以库为最小单位,库值代表有效照射体积内的反射率因子大小。多普勒天气雷达通常采用水平波瓣宽度和垂直波瓣宽度相等的圆锥形波束,其有效照射体积近似公式为

$$V = \pi \frac{L}{2} \left(\frac{R\theta}{2} \right)^2 \quad (1)$$

式中, V 为雷达有效照射体积, R 为距雷达天线的距离, $L/2$ 为波束有效照射深度,由雷达发射的脉冲宽

度决定, θ 为波束宽度。可见随着离雷达距离的增大,有效照射体积逐渐增大。采用有效照射体积内反射率因子之和作为该库的强度。

中国多普勒天气雷达扫描方式通常采用VCP21模式(图3)。雷达波束宽度通常为 1° ,前5个仰角中,相邻仰角的角度差不大于 1° ,因此,前5层为无缝隙扫描,6、7、8、9层仰角存在扫描盲区。随着雷暴离雷达距离的变化,雷达对雷暴强中心的探测将出现缺失。

为了描述雷暴强中心在体扫中被探测的情况,引入雷暴强中心填充率的概念。填充率由体扫层数和雷暴离雷达的距离决定,体扫层数越密集填充率越大,雷暴距离雷达太近时,由于高层仰角存在盲区,雷暴强中心的探测出现较大缺失,太远时,雷达波束展宽使得扫描到强中心的层数较小,均会导致填充率下降。图3中两个雷暴图的白色区域为雷暴强中心未被扫描到的部分,距离雷达较近的雷暴填充率较小。

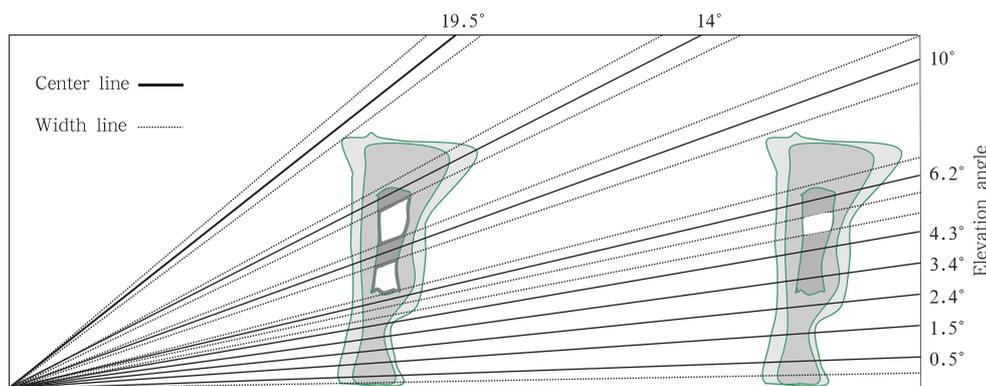


图3 VCP21 扫描雷暴示意模型

Fig. 3 Schematic for the VCP21 thunderstorms scanning

由于雷达扫描模式的局限,雷暴强中心的强度必须经过算法处理。雷暴中水成物粒子含量的变化有一定的连续性,因此,采用反距离权重法对雷暴强中心扫描缺失部分进行插值填补。首先找到每个距离库垂直上方最大反射率因子所在仰角,如果仰角层大于5,采用反距离权重法对缺失的部分进行填补。为了便于计算,对于缺失的部分,采用 1° 间隔进行插值,最终得到强中心完整的强度值。

2.4 单位面积等效势能设计

下击暴流的爆发从能量角度就是势能和热能转

化为动能的过程,因此,将每个库的有效照射体积与该库的反射率因子及其对应的高度乘积定义为该库中水凝物粒子的等效势能。

在每个径向上计算单位距离垂直上方最大反射率因子所在仰角,对其下方所有库的等效势能进行累加,则得到累积等效势能

$$E = \sum_{i=1}^{i_{\max}} Z_i h_i V_i \quad (2)$$

式中, Z_i 为雷达反射率因子, V_i 为 i 点的有效照射体积, h_i 为对应反射率因子所在高度

$$h_i = R_i \sin \theta_i + \frac{R_i^2}{2R_c} \quad (3)$$

式中, i 为仰角层数, i_{\max} 为最大反射率因子所在仰角层, R_i 为对应距离库至雷达的距离, θ_i 为距离库的仰角, R_c 是考虑大气折射效应后的等效地球半径。

将式(1)、(3)带入式(2)

$$E = \sum_{i=1}^{i_{\max}} Z_i (R_i \sin \theta_i + \frac{R_i^2}{2R_c}) \times \pi \frac{L}{2} \left(\frac{R_i \theta}{2} \right)^2 \quad (4)$$

简化后可得

$$E = \frac{\pi \theta^2 L}{4} \sum_{i=1}^{i_{\max}} Z_i (R_i \sin \theta_i + \frac{R_i^2}{2R_c}) R_i^2 \quad (5)$$

式中, θ 为雷达波束宽度, L 为雷达照射深度, 其他变量同式(2)、(3)。经过计算得到的分辨率为 $1^\circ \times 1 \text{ km}$ 的累积等效势能数据, 单个数据难以反映雷暴强中心能量的变化, 同时雷达波束随着距离的增加而展宽, 雷达有效照射体积增大, 同一雷暴在远距离处其每个格点的有效势能值更大, 因此, 必须计算单位面积的能量值。

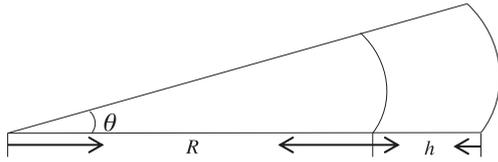


图4 面积计算

Fig. 4 Schematic for the area calculation

通过计算得到 $1^\circ \times 1 \text{ km}$ 的组合反射率数据, 计算大于 45 dBz 库的面积之和作为雷暴强中心的投影面积。库的面积计算如图 4 所示, 两段弧线间的部分即为库的面积

$$S = (2Rh + 1)\theta \quad (6)$$

式中, R 为距雷达的距离, h 为雷达的库长, θ 为方位分辨率。

最终指标以风暴识别算法为基础, 通过风暴识别算法计算出雷暴起始方位、终止方位、起始距离库和终止距离库, 在这 4 个变量限定的范围内计算累积等效势能之和, 同时计算雷暴强中心投影面积的和, 得到单位面积等效势能, 做为最终的预警指标。单位面积等效势能为

$$E_{\text{ave}} = \sum_{i=1}^n E_i / \sum_{i=1}^n S_i \quad (7)$$

式中, n 为累积等效势能点数, S_i 和 E_i 分别为 i 点的

面积和对应的累积等效势能。

3 下击暴流出流强度计算

3.1 出流强度因子分析

从能量角度, 下击暴流产生地面大风主要由势能和热能转换而来, 势能主要是重力势能, 由雷暴强中心产生, 最终传递转化为空气的能量。强中心下落时与其下方空气粒子等发生能量交换, 下方作用面积越大、高度越高, 下方单位体积中空气及水成物粒子获得的能量越少, 反之获得的能量越多。因此, 强中心的作用范围等效为其下方的圆柱体, 圆柱体的体积由半径和高度决定, 因此, 强中心的等效半径和强中心底所在高度直接影响出流速度的大小。

下击暴流母体雷暴强中心的下掉通常伴随速度场的中层辐合, 这一特征已被很多学者认同。中层辐合会在下击暴流发生前与下击暴流爆发时出现。下击暴流爆发前的中层辐合对下击暴流的预警起重要的作用, 而下击暴流过程中的中层辐合可能是下击暴流的因, 也可能是下击暴流的果。在下击暴流爆发后, 雷暴强中心高度的变化并不明显, 而中层辐合的强度较大, 因此使用单位面积等效势能指标对地面大风的预测效果较差。下击暴流的预警主要针对下击暴流的爆发给出预测, 应该采用下击暴流爆发前的雷达回波特征进行计算, 热能由中层辐合产生, 中层辐合将环境干冷空气带入雷暴中, 对气团的下沉起加速作用。辐合强度、辐合面积和深度越大, 对于下沉气流的加速作用越明显。与辐合相关的变量分别包括平均速度、辐合顶高和辐合底高。出流强度公式依据雷暴强中心与中层辐合相关的变量进行设计。

3.2 中层辐合识别与计算

在雷达速度图上, 正值通常采用暖色, 而负值采用冷色。中层辐合在雷达 PPI 上沿雷达径向, 颜色由暖色变为冷色。图 5 给出中层辐合区中, 一条径向数据的变化情况, 可见随着距离的增加, 速度逐渐减小变为负值。

速度沿径向的变化, 可通过径向切变来表示

$$\frac{\partial v}{\partial r} = \frac{\sum_{i=1}^n v_i \sum_{i=1}^n r_i - n \sum_{i=1}^n v_i r_i}{\sum_{i=1}^n r_i \sum_{i=1}^n r_i - n \sum_{i=1}^n r_i^2} \quad (8)$$

式中, v_i 为第 i 个库的径向速度, r_i 为对应距离, n

为库个数。识别算法依据速度场数据沿径向的变化,首先对每个径向进行段的搜索,对于满足一定条件的速度段保留,再对每层仰角所有段进行合并,得到每层的辐合区,最后通过垂直相关,得到中层辐合的三维辐合区,计算平均辐合速度、辐合区顶高和辐合区底高。

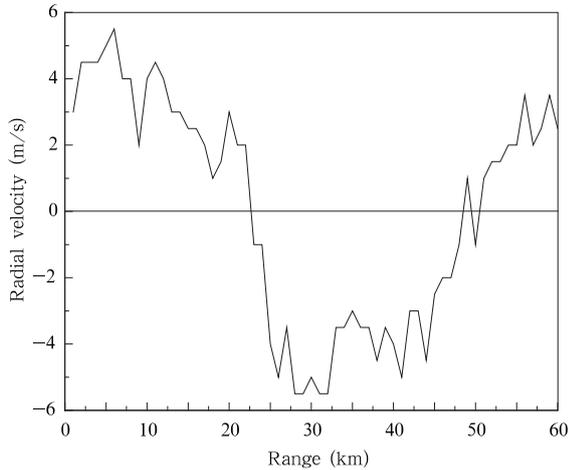


图5 径向速度中层辐合

Fig. 5 Radial velocity middle-level convergence

3.3 出流强度公式设计

依据上述分析,出流强度由雷暴强中心和中层辐合两部分决定。而雷暴强中心对出流强度的作用,则主要由单位面积等效势能、强中心等效半径、强中心底高所决定,单位面积等效势能代表雷暴所具有的潜在势能,值越大下击暴流爆发的可能性越大。下击暴流发生时,雷暴强中心迅速下落,其潜在势能随之减小,为此,定义前一时刻单位面积等效势能减去本时刻单位面积等效势能为单位面积等效势能差,并通过单位面积等效势能差得到雷暴势能的释放量,正值代表能量释放,负值代表能量的聚集。中层辐合对出流强度的作用,由平均辐合速度、辐合区顶高以及辐合区底高决定,辐合强度与辐合区域越大对出流强度值的贡献越多。下击暴流出流强度以以上6个因子为基础,其算式为

$$V = K \sqrt{\Delta E_{ave}/(hr^2)} + K' \sqrt{V_m(h_s - h_x)} \quad (9)$$

式中, ΔE_{ave} 为相邻体扫的单位面积等效势能差,代表雷暴能量释放量,其值为正, h 为雷暴强中心底高, r 为雷暴强中心等效半径, K 为强中心待定系数, V_m 为中层辐合平均速度, h_s 为中层辐合顶高, h_x 为中层辐合底高, K' 为辐合待定系数。

3.4 公式系数的确定

设出流强度 $V = V_1 + V_2$, 速度 V_1 由强中心产生,速度 V_2 由中层辐合产生,公式系数的确定分为两部分,分别从雷暴强中心和中层辐合做功进行计算。依据能量守恒原理,假设雷暴强中心所受重力与辐合产生的负浮力做功,完全转化为定量圆柱体中空气的动能。采用2013年8月11日武汉下击暴流母体雷暴成熟期的体扫数据。

(1) 待定系数 K 的计算

雷达数据无法得到雷暴云的质量,因此,采用垂直积分液态含水量经验公式,计算雷暴强中心质量的相对值。通过巴恩斯插值法得到雷达的三维网格数据,结合液态含水量公式计算每个网格云体质量,取反射率因子大于45 dBz的网格为强中心,再结合重力势能公式,进而得到雷暴强中心所具有的能量

$$E_p = \sum 3.44 \times 10^{-6} Z^{4/7} gh \quad (10)$$

式中, Z 为反射率因子、 g 为重力加速度、 h 为该点对应高度。

雷暴强中心具有的能量完全转换为等效圆柱体空气的动能,即

$$E_p = \frac{1}{2} \pi r^2 h \rho V_p^2 \quad (11)$$

式中, ρ 为空气密度, V_p 为重力势能转化出流速度,根据三维网格数据,计算强中心等效半径(r)、强中心底高(h),假设强中心做功完全转换为空气动能,即 $V_1 = V_p$,由式(10)、(11)可得

$$V_1 = K \sqrt{\Delta E_{ave}/(hr^2)} \quad (12)$$

式中, ΔE_{ave} 为能量的释放量。

$$K \sqrt{\Delta E_{ave}/(hr^2)} = \sqrt{\frac{2E_p}{\pi r^2 \rho h}} \quad (13)$$

化简消掉 h 与 r , 则

$$K = \sqrt{\frac{2E_p}{\pi \rho \Delta E_{ave}}} \quad (14)$$

将武汉下击暴流雷暴成熟期的体扫数据得到的 E_p 、 ΔE_{ave} 代入式(14), 则得 $K = 16.8$ 。

(2) 待定系数 K' 的计算

在武汉下击暴流发生时,雷暴强中心下降的同时出现了速度场的中层辐合,因此,本次地面大风由雷暴强中心的下降和速度场的中层辐合共同产生。通过武汉下击暴流发生时雷达体扫数据,计算得到中层辐合的 V_m 、 h_s 、 h_x , 假设负浮力做功完全转换为空气的下沉速度,通过计算可反解出 K' 值。

中层辐合使得雷暴中气团降温,产生负浮力,使下沉速度增大。假设中层干冷空气温度低于雷暴中心温度 5°C ,则负浮力做功为

$$E_f = \int_{h_x}^{h_s} \pi r^2 \rho' g s ds \quad (14)$$

式中, r 为强中心等效半径, h_s 为中层辐合顶高, h_x 为中层辐合底高, ρ' 为密度差, g 为重力加速度, s 为面积。

假设负浮力做功完全转换为等效圆柱体空气的动能,则

$$E_f = \frac{1}{2} \pi r^2 h \rho V_f^2 \quad (15)$$

式中, V_f 为浮力做功产生的速度, ρ 为空气密度。由负浮力做功完全转化为空气动能,因此 $V_2 = V_f$, 即

$$V_2 = K' \sqrt{V_m(h_s - h_x)} \quad (16)$$

整理式(15)、(16)可得

$$K' \sqrt{V_m(h_s - h_x)} = \sqrt{\frac{2E_f}{\pi r^2 \rho h}} \quad (17)$$

由式(17)可得到

$$K' = \sqrt{\frac{2E_f}{\pi r^2 \rho h V_m(h_s - h_x)}} \quad (18)$$

将计算得到的 E_f 、 r 、 h 、 V_m 、 h_s 、 h_x 代入式(18),得到 $K' = 1.45$ 。

4 效果分析

4.1 典型个例

使用2013年8月11日发生在武汉的下击暴流个例,下击暴流的发生(09时56分)可由武汉雷达探测确认,同时产生下击暴流的雷暴被随州雷达探测到。雷暴距离武汉雷达25 km,距离随州雷达140 km。采用武汉与随州雷达体扫数据进行计算分析,分别代表了近、远两种情况。

4.1.1 个例背景

先分析武汉雷达数据,图6a、b、c分别为09时44、50、56分武汉雷达组合反射率因子,图6d、e、f和g、h、i分别为对应时刻 0.5° 仰角的强度和速度。本次产生下击暴流的雷暴单体在09时38分迅速发展成熟,09时44分强中心开始迅速下降,09时56分下击暴流爆发。图6a中最大反射率因子超过65 dBz,超过50 dBz面积较大,结合图6d可以发现整个雷暴悬垂较高。图6b中雷暴强度明显减小,对应时刻底层回波面积迅速增大,整个雷暴强中心已

经下降,图6h中存在较弱的速度辐散,最大速度达到12 m/s。图6c中大于50 dBz面积继续减少,底层面积相比图6e有所增大,图6i中出现速度辐散,最大速度超过20 m/s,确认下击暴流发生。

图7为本次下击暴流的垂直剖面,由武汉雷达体扫数据经过插值处理获到。09时38分雷暴处于成熟期,从图7a明显可以看到,强度值超过了60 dBz,强中心高度接近8 km,09时44分,强中心迅速下落,降到4.4 km,强中心面积有所扩大,09时50分强中心已经接近地面,最大强度降至60 dBz以下,结合图6h可见,此时地面已出现较弱的速度辐散。

再分析随州雷达数据,下击暴流发生在距离随州雷达140 km处,由式(3)计算在140 km处雷达最低探测高度为2.37 km,因此,下击暴流产生的底层速度场辐散,随州雷达无法探测到。图8a、b、c分别为09时41、47、53分 0.5° 仰角强度,图8d、e、f为对应时刻组合反射率因子。武汉雷达 0.5° 仰角回波为雷暴底的强度值,而随州雷达为雷暴2.37 km处的强度,在图8a、b、c中明显可以看到雷暴中心强度明显大于武汉雷达。但在图8d、e、f的组合反射率因子中,由于有效照射体积的平滑作用,使强度值相比武汉雷达明显偏小。

4.1.2 指标分析

利用设计的单位面积等效势能指标,对武汉个例进行计算分析,图9为雷暴生命史的单位面积等效势能与强中心高度随时间的变化,黑色方框为下击暴流发生时间。其中,图9a为雷暴单位面积等效势能(E_{ave})和雷暴强中心高度(H_{core})随时间的变化, E_{ave} 在雷暴出生阶段能量值较小,09时32分迅速增大,09时38分达到最大值177.5 kg/m,此时雷暴达到成熟期,随后两个体扫中能量值持续下降,09时56分下击暴流爆发后, E_{ave} 均维持在100 kg/m以内变化。可以发现在10时02分之前, E_{ave} 和 H_{core} 同增同减,单位面积等效势能指标可以反映雷暴强中心的变化,代表雷暴的潜在势能。在10时02分后,雷暴中伴随新单体的出现、发展,使得 H_{core} 增大,未能与 E_{ave} 的变化保持一致。

图9b为相邻体扫单位面积等效势能差和雷暴强中心高度随时间的变化,势能差代表雷暴能量的释放量,正值代表雷暴能量的释放,负值代表能量的

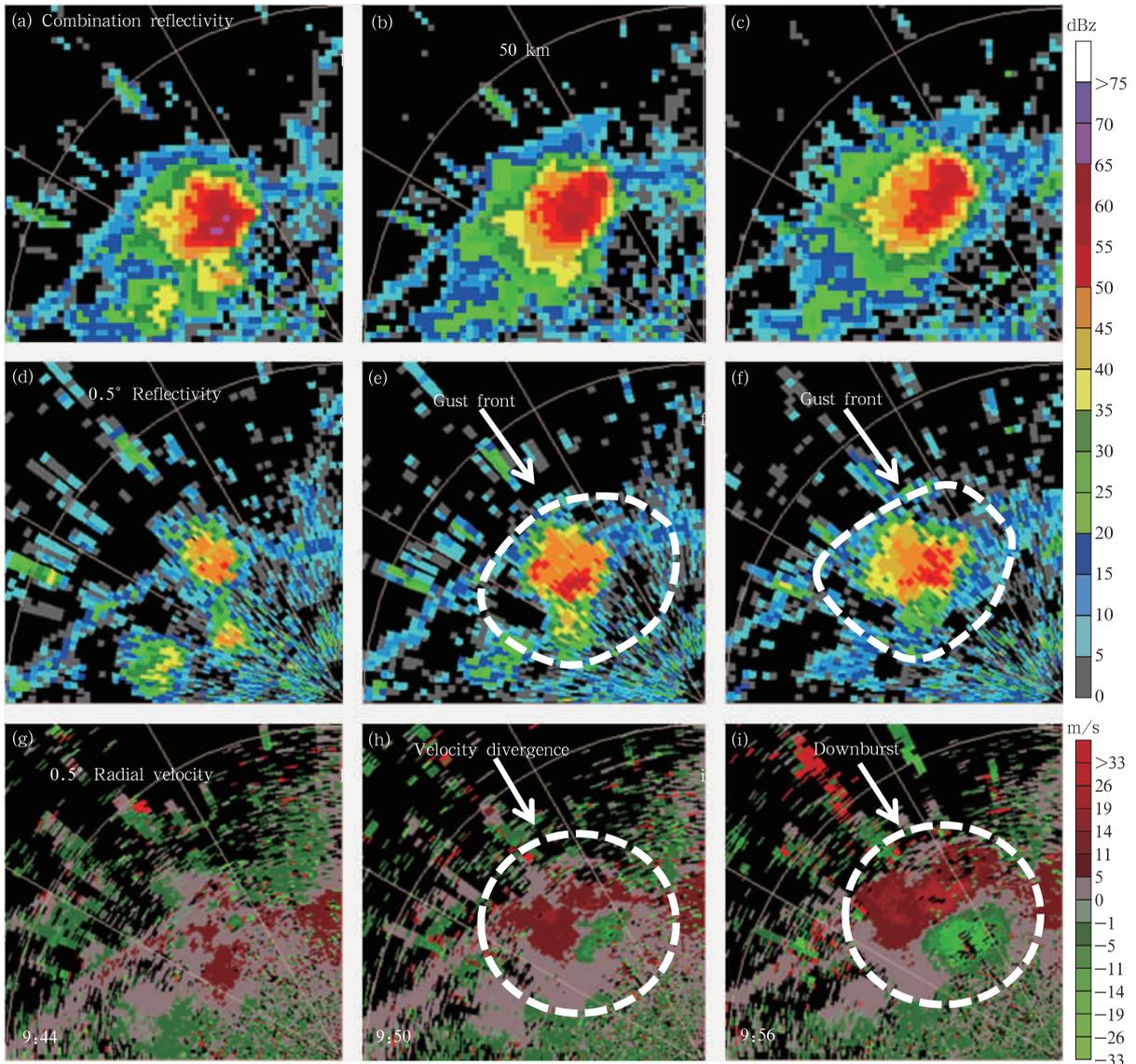


图 6 武汉雷达组合反射率因子(a-c)及 0.5°强度(d-f)、速度(g-i)(a,d,g. 09 时 44 分, b,e,h. 09 时 50 分, c,h,i. 09 时 56 分)
 Fig. 6 Wuhan radar combination of the reflectivity factor (a-c), 0.5° reflectivity (d-f) and velocity (g-i)
 (a, d, g. 09: 44 UTC, b, e, h. 09: 50 UTC, c, h, i. 09: 56 UTC)

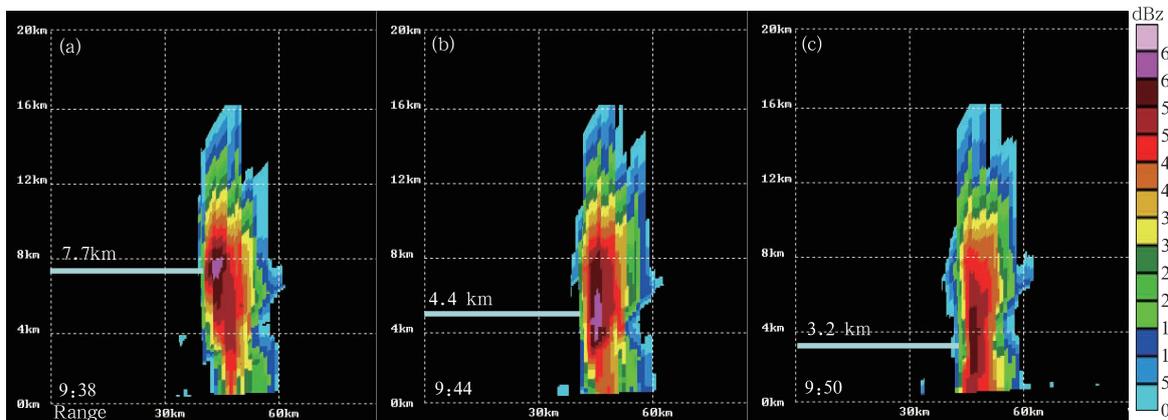


图 7 雷暴反射率垂直剖面(a. 09 时 38 分, b. 09 时 44 分, c. 09 时 55 分)
 Fig. 7 Thunderstorms reflectivity vertical profiles (a. 09: 38 UTC, b. 09: 44 UTC, c. 09: 55 UTC)

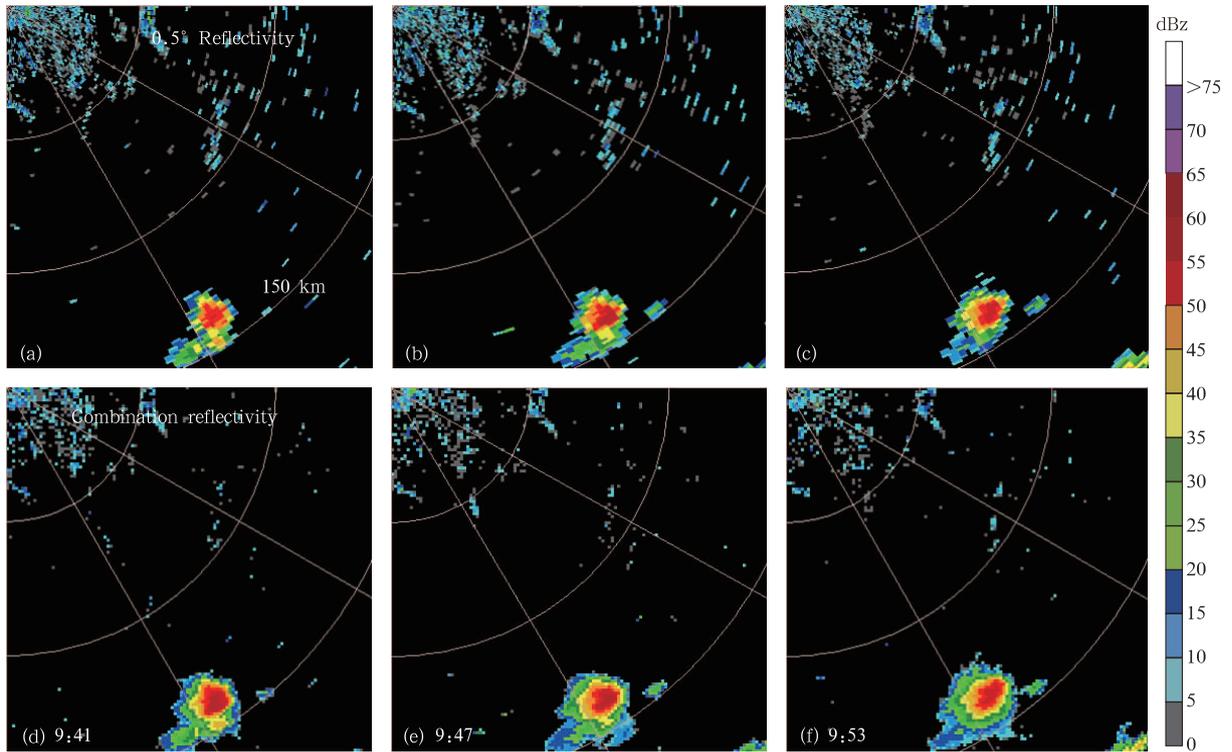


图 8 随州雷达 0.5° 反射率强度(a—c)与组合反射率因子(d—f)
(a,d.09 时 41 分, b,e.09 时 47 分, c,f.09 时 53 分)

Fig. 8 Suizhou radar 0.5° reflectivity (a—c) and the combination of radar reflectivity factor (d—f)
(a, d. 09: 41 UTC, b, e. 09: 47 UTC, c, f. 09: 53 UTC)

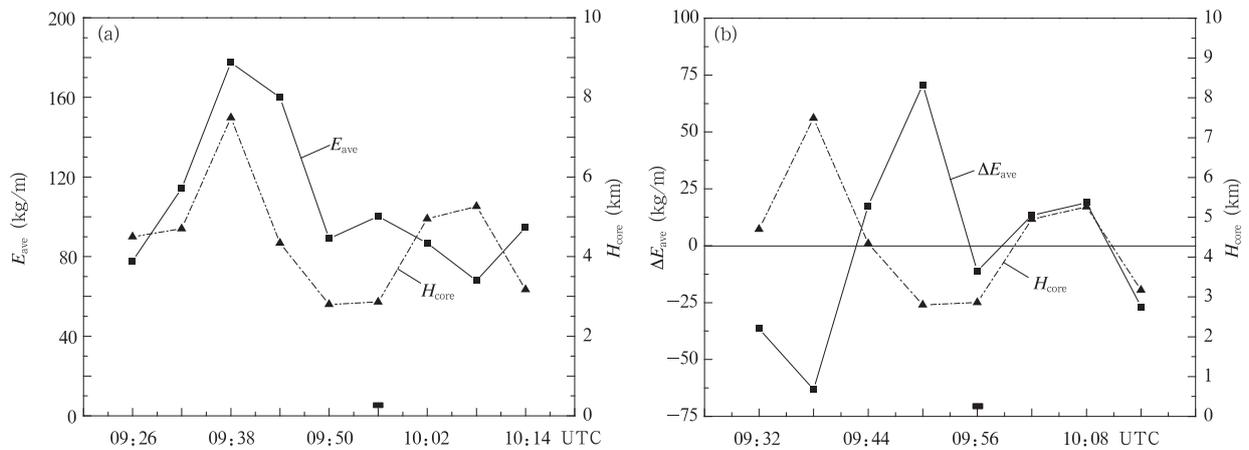


图 9 武汉雷达计算分析的 2013 年 8 月 11 日距离雷达中心 25 km 处雷暴 E_{ave} 、 ΔE_{ave} 和 H_{core} 关系
(a. E_{ave} 与 H_{core} , b. ΔE_{ave} 与 H_{core})

Fig. 9 Relationship diagram between thunderstorms E_{ave} , ΔE_{ave} and H_{core} for the thunderstorms that is 25 km away from the radar center on 11 August 2013 based on the Wuhan radar
(a. E_{ave} and H_{core} , b. ΔE_{ave} and H_{core})

聚集。下击暴流在 09 时 56 分爆发,在 44 和 50 分存在两个正值点,分别为 17.6 和 70.8 kg/m,最大

值正好在下击暴流发生前出现,说明雷暴能量的快速释放导致下击暴流的发生,与下击暴流的发生对

应。

下面分析随州数据,图 10 为雷暴生命史的单位面积等效势能和强中心高度随时间变化,黑色方框为下击暴流发生时间。其中,图 10a 为雷暴单位面积等效势能和雷暴强中心高度随时间的变化,09 时 28 分 E_{ave} 值迅速增大,09 时 34 分达到最大值 139 kg/m,09 时 47 分之后雷暴强中心底接近地面,雷暴强中心面积增大导致单位面积等效势能均在 60 kg/m 以下。在 10 时 05 分之前, E_{ave} 和 H_{core} 保持同样的变化,单位面积等效势能指标反映了雷暴

强中心的变化,代表雷暴的潜在势能。同样由于雷暴中出现新单体的增长,10 时 11 分 H_{core} 出现了次大值,但 E_{ave} 指标代表雷暴能量的平均值,因此,未能与其对应,雷暴的能量变化应该以指标为准。

图 10b 为相邻体扫单位面积等效势能差和雷暴强中心高度随时间的变化,势能差代表雷暴能量的释放值。下击暴流发生前,在 09 时 41 和 47 分存在两个正值点,分别为 35、61.2 kg/m。最大值正好在下击暴流发生前出现,与下击暴流的发生呈现明显关系。

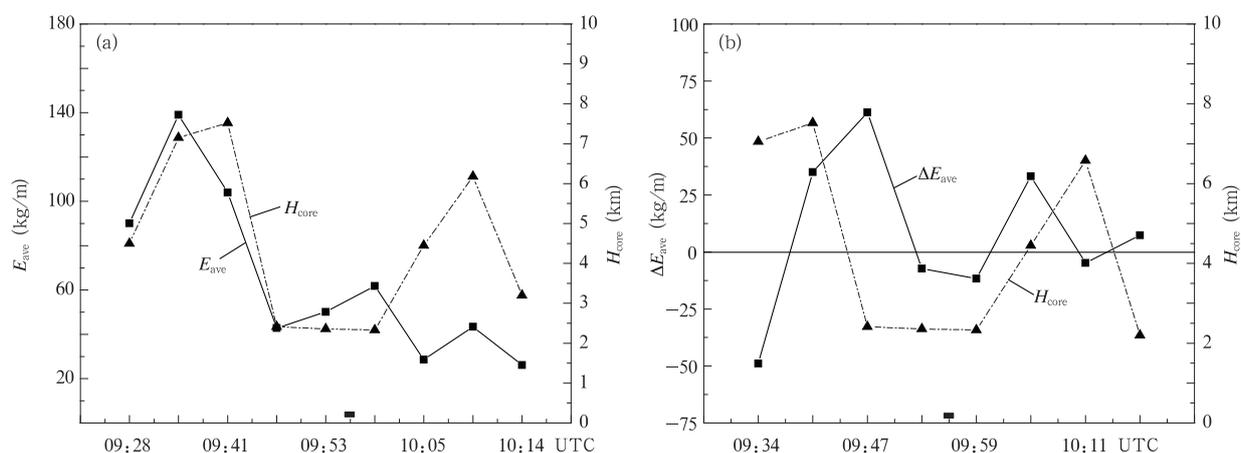


图 10 随州雷达计算分析的 2013 年 8 月 11 日距离雷达中心 140 km 雷暴 E_{ave} 、 H_{core} 和 ΔE_{ave} 关系 (a. E_{ave} 与 H_{core} , b. ΔE_{ave} 与 H_{core})

Fig. 10 As in Fig. 9 but based on the Suizhou radar and 140 km away from the radar center

通过武汉和随州个例的计算结果分析,单位面积等效势能指标的变化与雷暴单体强中心的变化保持一致,能够清楚地反映雷暴能量的变化。对比分析发现,在下击暴流发生前,单位面积等效势能和单位面积等效势能差都存在突变,且时间提前 1—2 个体扫。通过对单位面积等效势能设置合适的阈值,可对下击暴流提前预警。

4.1.3 出流强度计算

出流强度的计算采用下击暴流发生前雷达体扫数据,武汉雷达采用 09 时 38 和 44 分体扫数据,随州雷达采用 09 时 34 和 41 分体扫数据。

在下击暴流发生前,武汉雷达探测到雷暴速度场中层的径向辐合。表 1 为武汉雷达中层辐合识别计算结果,表 2 为武汉雷达探测雷暴强中心相关变

量的计算结果。

经过系数确定后的出流强度公式如式(19)所示,单位面积等效势能差采用 09 时 44 和 50 分的值,分别为 17.6 和 70.8 kg/m,结合表 1、2 的计算结果,计算出 09 时 50 和 56 分的出流强度分别为 7.3、22.3 m/s,与实际雷达的速度场资料对比,结果吻合。

$$V = 16.8\sqrt{\Delta E/(hr^2)} + 1.45\sqrt{V_m(h_s - h_x)} \quad (19)$$

表 3 为随州雷达数据计算雷暴强中心相关变量的结果,由于随州雷达离雷暴距离较远,随州雷达速度场未出现径向的中层辐合,因此,无法计算与中层辐合相关的变量。

表 1 武汉雷达中层辐合参量
Table 1 The Wuhan radar middle-level convergence parameters

时间	底高(km)	顶高(km)	方位(°)	最大速度(m/s)	最大速度高度(km)	平均速度(m/s)
09时38分	/	/	/	/	/	/
09时44分	1.6	5.0	317	13.5	5.0	4.3

表 2 武汉雷达雷暴强中心参量
Table 2 The Wuhan radar thunderstorms center parameters

时间	底高(km)	顶高(km)	最大强度(dBz)	等效半径(km)
09时38分	4.4	8.5	69.0	4.6
09时44分	3.8	7.6	66.5	4.3

表 3 随州雷达雷暴强中心参量
Table 3 The Suizhou radar thunderstorms center parameters

时间	底高(km)	顶高(km)	最大强度(dBz)	等效半径(km)
09时34分	2.37	8.3	61.0	5.8
09时41分	2.37	7.8	61.5	5.6

将表 3 中的计算结果代入出流强度式(19), 09 时 41 和 47 分, 单位面积等效势能释放值分别为 35 和 61.2 kg/m, 经过计算得到 09 时 47 和 53 分出流强度分别为 7.4 和 13.8 m/s。由于雷暴距离雷达较远, 雷达未探测到雷暴的中层辐合, 导致结果存在一定的偏差。

4.1.4 下沉对流有效位能的分析

自 Emanuel (1994) 引入下沉对流有效位能(DCAPE)以来, 已被广泛用于强雷暴的分析中, 其数学表达式为

$$E_{DCAPE} = g \int_{Z_e}^{Z_b} \frac{1}{\bar{T}_{ve}} (T_{ve} - T_{va}) dz \quad (20)$$

式中, Z_b 和 Z_e 分别表示下沉开始高度及地面高度,

\bar{T}_{ve} 为下沉过程中环境场平均虚温, T_{va} 为下沉气块的虚温, T_{ve} 为环境虚温。下沉对流有效位能从环境因素方面反映了气块的下沉。假设气块初始速度为 0, 到达地面时, 下沉对流速度 W 为

$$W = \sqrt{2E_{DCAPE}} \quad (21)$$

图 11 为 2013 年 8 月 11 日 09 时的探空分析, 分别通过当天 00 时与 12 时的武汉站探空资料, 经过 09 时高空与地面资料订正得到。与本个例对应, 09 时 56 分武汉天河机场发生下击暴流。依据下沉对流有效位能的定义, $p = 600$ hPa 作为气块起始位置, 由式(21)分别计算得到理论下沉对流速度为 19.7 和 18.2 m/s, 其值与出流公式的计算结果较接近。

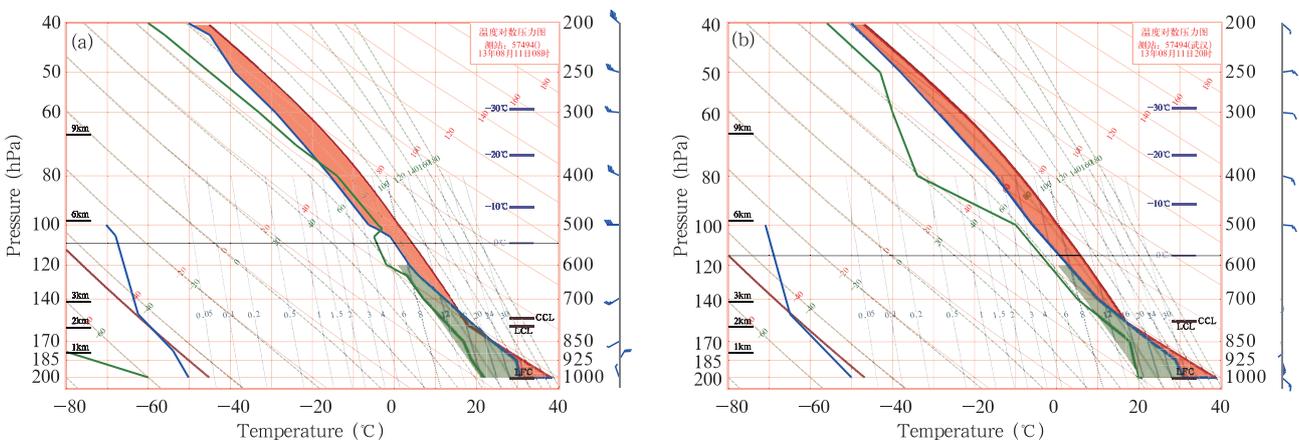


图 11 2013 年 8 月 11 日 09 时武汉站温度对数-压力(a. 00 时探空订正, b. 12 时探空订正)

Fig. 11 Wuhan station T-log diagram at 09:00 UTC August 11, 2013

(a. 00:00 UTC sounding revised, b. 12:00 UTC sounding revised)

4.2 预警效果检验

为检验指标预警效果,必须利用下击暴流个例对算法进行检验,指标的设计针对单体雷暴产生的下击暴流,因此,将产生下击暴流个例分为单体雷暴

与非单体雷暴。搜集了9次下击暴流过程的雷达资料,其中,包含6次单体雷暴产生的下击暴流过程、3次非单体雷暴产生的下击暴流过程(表4)。

表4 下击暴流个例情况
Table 4 List for the downburst case specification

编号	下击暴流过程	下击暴流强度	最大阵风(m/s)	最大反射率因子(dBz)	中层辐合	母体雷暴
1	2013年8月11日,武汉	强	34	69	有	单体
2	2013年8月11日,随州	强	34	63	无	单体
3	2006年7月25日,济南	强	31	65	有	单体
4	2009年6月27日,济南	强	33	67.5	有	单体
5	2009年7月8日,徐州	中	24	59.5	无	单体
6	2007年7月25日,盐城	强	29.1	65	有	单体
7	2007年7月28日,烟台	中	23	62	有	非单体
8	2006年6月25日,西安	强	33	64	有	非单体
9	2007年7月25日,武汉	弱	22	62	无	非单体

预警检验选取6次由单体雷暴产生的下击暴流过程,6次下击暴流过程发生时的雷达回波见图12、13。从预警的详细结果(表5)可见,算法能够成功

预警6次下击暴流的发生,并且提前6—12 min给出风速预测值,说明本算法具有较高的预警成功率。同时从风速误差值可以看出,预警风速的误差由雷

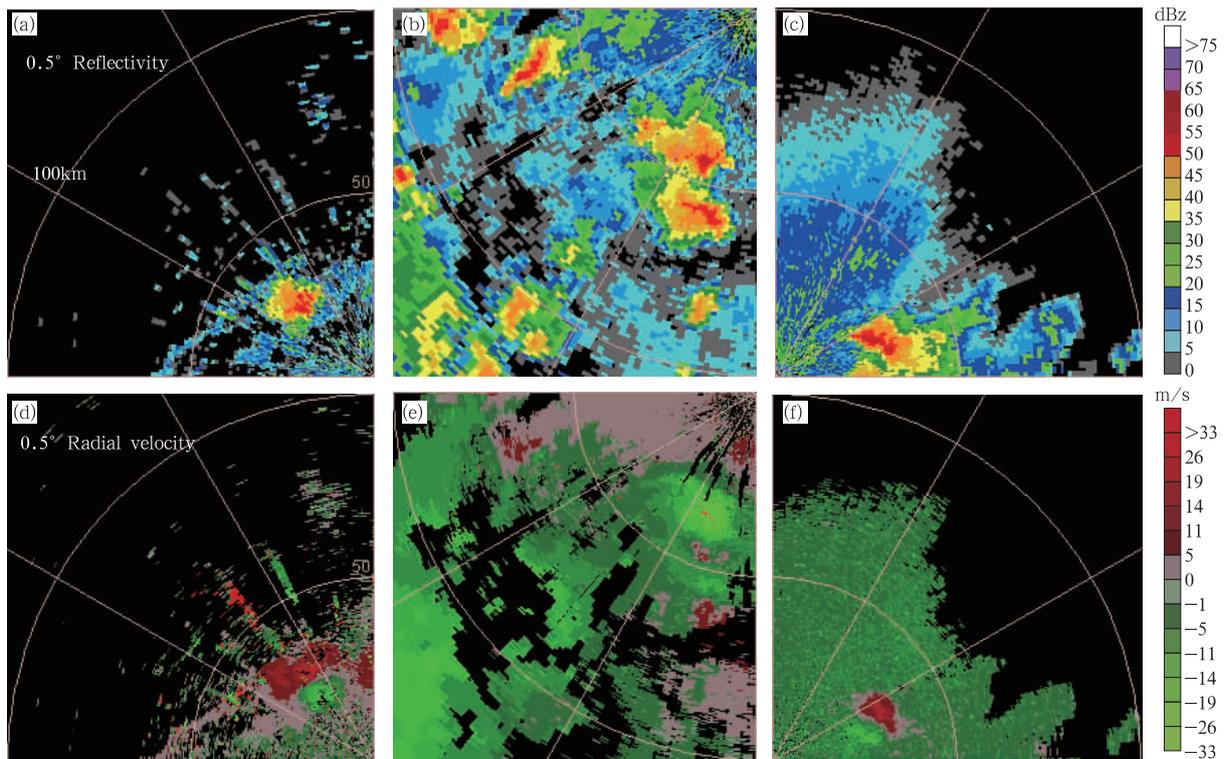


图12 下击暴流发生时刻雷达反射率(a—c)与径向速度(d—f)

(a, d. 2013年8月11日武汉, b, e. 2007年7月25日盐城, c, f. 2006年7月25日济南)

Fig. 12 Radar reflectivity (a—c) and the radial velocity (d—f) at the downburst occurrence time (a, d. Wuhan radar on August 11, 2013, b, e. Yancheng radar on July 25, 2007, c, f. Jinan radar on July 25, 2006)

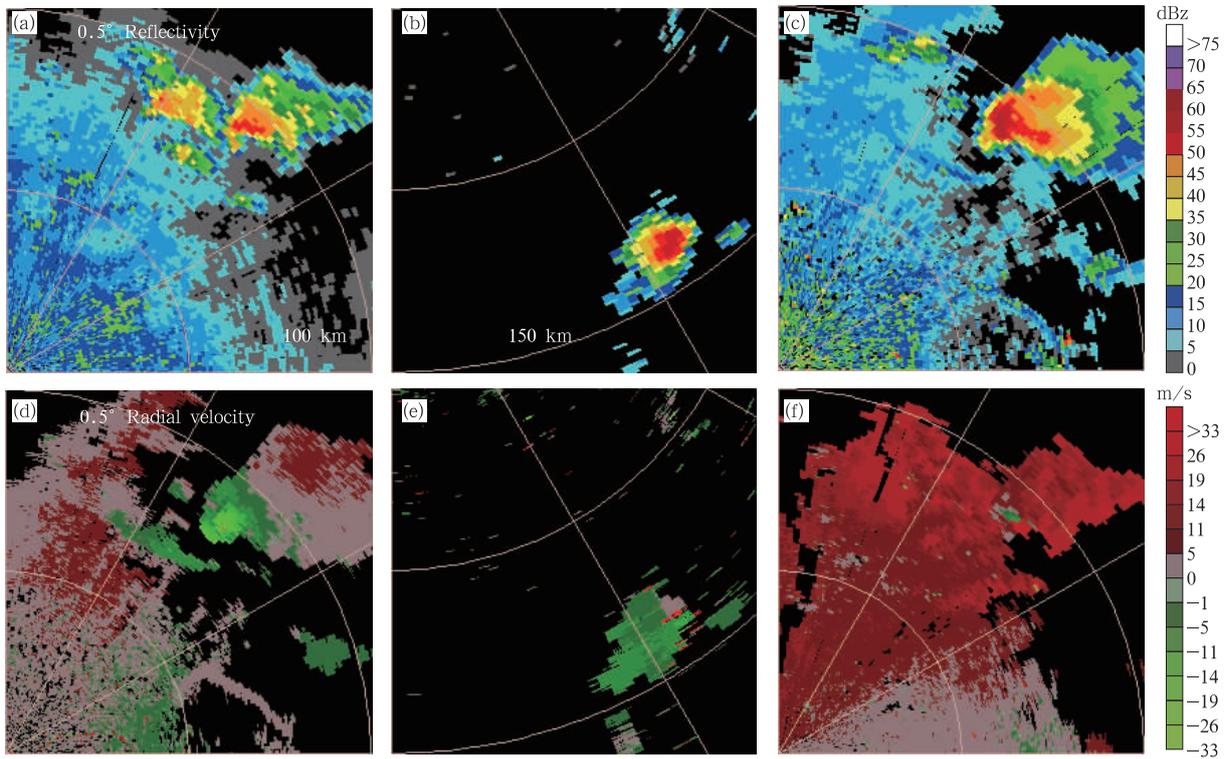


图 13 下击暴流发生时刻雷达反射率(a—c)与径向速度(d—f)

(a,d.2009年7月8日徐州,b,e.2013年8月11日随州,c,f.2009年6月27日济南)

Fig. 13 Radar reflectivity (a—c) and the radial velocity (d—f) at the downburst occurrence time

(a, d. Xuzhou radar on July 8, 2009, b, e. Suizhou radar on August 11, 2013, c, f. Jinan radar on June 27, 2009)

表 5 下击暴流预警情况

Table 5 List for the downburst warning specification

编号	下击暴流过程	强中心顶/底高 (km)	雷暴离雷达距离 (km)	辐合顶/底高 (km)	平均辐合速度 (m/s)	预警时间 (min)	预警风速 (m/s)	雷达实测风速 (m/s)	风速误差绝对值 (m/s)
1	2013年8月11日,武汉	7.6/3.8	25	1.6/5.0	4.3	12	22.3	21	1.3
2	2006年7月25日,济南	7.3/3.5	30	0.8/3.2	5.7	6	21.8	23	1.2
3	2007年7月25日,盐城	10.5/3.6	57	2.2/5.2	3.7	12	29.2	27.5	1.7
4	2009年6月27日,济南	9.8/3.9	94	2.5/5.6	6.3	6	32.2	26	5.2
5	2009年7月8日,徐州	7.1/2.47	98	无	无	12	15.7	22.5	6.8
6	2013年8月11日,随州	7.8/2.37	140	无	无	6	13.8	21	7.2

暴离雷达的距离决定,距离越近风速误差越小,反之风速误差越大。通过计算的单位面积等效势能以及释放量,得到能量释放百分比,如表 6 所示,可通过设置能量释放百分比为 30% 预警下击暴流的发生。下击暴流爆发前速度场是否存在中层辐合对于风速的估计非常重要,6 次过程中有两次雷达回波中未出现速度场的中层辐合,可能由于雷达距离较远未能探测到或雷暴云中未出现中层辐合,导致风速产生较大误差。

4.3 综合结果分析

设计的单位面积等效势能指标值与雷暴单体强中心高度的变化基本保持一致,可以反映雷暴强中心的变化情况,下击暴流发生之前,指标值迅速减小,且减小量为整个雷暴中最大,可通过设置阈值,提前预警下击暴流。经过检验,可通过设置单位面积等效势能的释放量为 30%,提前 6—12 min 预警下击暴流的发生,并且给出风速值。

单位面积等效势能可以对较远距离范围内的雷

表6 雷暴能量的释放量
Table 6 The thunderstorm energy release specification

编号	下击暴流过程	单位面积等效势能 (kg/m)	释放量 (kg/m)	释放百分比 (%)
1	2013年8月11日, 武汉	159.9	70.8	44.3
2	2013年8月11日, 随州	104	61.2	58.8
3	2006年7月25日, 济南	238	73	30.7
4	2009年6月27日, 济南	451.6	307.7	68.1
5	2009年7月8日, 徐州	153.9	50	32.5
6	2007年7月25日, 盐城	588.7	236.4	40.2

暴进行预警, 由于雷达探测仰角以及雷暴离雷达距离的问题, 使得单位面积等效势能在体扫中对雷暴强中心的填充率受到影响, 填充率直接影响单位面积等效势能和出流强度值的大小, 填充率愈大, 下击暴流的预警和出流强度值愈准。

出流强度的计算依赖于雷暴云的准确识别, 因此预警算法主要针对单体雷暴产生的下击暴流。随着雷暴离雷达距离的增大, 雷达波束出现展宽, 有效照射体积的迅速增大, 由风暴识别得到的与出流强度相关的雷暴参量也逐渐偏离真实值, 直接影响地面风速值的计算。中层辐合对于风速的计算非常重要。中层辐合出现在下击暴流爆发之前的个例, 在下击暴流实例中占主要部分, 对此类个例, 该指标以及出流强度公式可以较准确地对地面大风进行预警。而由下击暴流的爆发导致中层辐合的个例较少, 出流强度公式对此类个例的地面风速预警效果较差, 对此本算法还需进一步改进。

5 结论

依据下击暴流母体雷暴的反射率因子核迅速下降的特征, 采用雷达体扫数据设计了单位面积等效势能指标, 结合雷暴速度场中层辐合得到下击暴流出流强度公式, 并采用6次下击暴流实测数据进行计算检验, 得到如下结论:

(1)设计的单位面积等效势能指标值与雷暴单体强中心高度的变化趋势基本保持一致, 在下击暴流发生前其值达到最大后迅速减小, 清楚地反映雷暴能量的变化。

(2)相邻体扫的单位面积等效势能差, 反映了雷暴能量的释放量, 下击暴流发生前1—2个体扫的单位面积等效势能差达到最大, 反映出下击暴流的爆发, 可通过设置单位面积等效势能的释放量为

30%, 预警下击暴流的发生。

(3)单位面积等效势能的释放能够提前6—12 min预警出下击暴流的发生, 并通过出流强度公式量化了由下击暴流产生的地面大风值, 预警风速的误差由雷暴距雷达的距离决定, 距离越近风速误差越小, 反之风速误差越大。

(4)对6次下击暴流预警结果表明, 该指标能够准确预警下击暴流的发生, 而出流强度受雷暴识别参数的影响较大, 远距离误差较大。

参考文献

- 刁秀广, 赵振东, 高慧君等. 2011. 三次下击暴流雷达回波特征分析. 气象, 37(5): 522-531. Diao X G, Zhao Z D, Gao H J, et al. 2011. Doppler radar echo features of three downbursts. Meteor Mon, 37(5): 522-531 (in Chinese)
- 蒋滔. 2008. 多普勒天气雷达产品终端及下击暴流自动识别方法研究[D]. 南京: 南京信息工程大学. Jiang T. 2008. Doppler Weather Radar Production Terminal and the Method of Downburst Identification[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology (in Chinese)
- 李耀东, 刘继文, 高守亭. 2004. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究. 气象学报, 62(4): 401-409. Li Y D, Liu J W, Gao S T. 2004. On the progress of application for dynamic and energetic convective parameters associated with severe convective weather forecasting. Acta Meteor Sinica, 62(4): 401-409 (in Chinese)
- 马文玉, 冯树常, 金朝坤. 1991. 下击暴流实例分析. 大气科学, 15(6): 117-121. Ma W Y, Feng S C, Jin C K. 1991. Real example analysis of downburst. Chinese J Atmos Sci, 15(6): 117-121 (in Chinese)
- 石磊. 2009. 一次宏下击暴流的雷达回波特征分析. 气象研究与应用, 30(3): 16-19. Shi L. 2009. Doppler radar echo features of a macro-downburst. J Meteor Res Appl, 30(3): 16-19 (in Chinese)
- 陶岚, 戴建华. 2011. 下击暴流自动识别算法研究. 高原气象, 30(3): 784-797. Tao N, Dai J H. 2011. Research on automatic detection algorithm of downburst. Plateau Meteor, 30(3): 784-797 (in Chinese)
- 王楠, 刘黎平, 仲凌志. 2009. 一次下击暴流天气的多普勒雷达资料分析. 南京信息工程大学学报, 1(3): 273-278. Wang N, Liu L P, Zhong L Z. 2009. Analysis of a downburst using Doppler radar data. J Nanjing Univers Inform Sci Technol, 1(3): 273-278 (in Chinese)
- 吴芳芳, 王慧, 韦莹莹等. 2009. 一次强雷暴阵风锋和下击暴流的多普勒雷达特征. 气象, 35(1): 56-64. Wu F F, Wang H, Wei Y Y, et al. 2009. Analysis of a strong gust front and downburst with Doppler weather radar data. Meteor Mon, 35(1): 56-64 (in Chinese)

- 俞小鼎, 张爱民, 郑媛媛等. 2006. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析. *应用气象学报*, 17(4): 385-392. Yu X D, Zhang A M, Liu L L, et al. 2006. Doppler radar analysis on a series of downburst events. *J Appl Meteor Sci*, 17(4): 385-392 (in Chinese)
- 张钢, 潘运红, 柳畅. 2011. 下击暴流区域特征提取和识别算法. *计算机工程与应用*, 47(28): 185-187. Zhang G, Pan Y H, Liu Y. 2011. Microburst region feature extraction and recognition algorithm. *Comp Engineer Appl*, 47(28): 185-187 (in Chinese)
- 邹波. 2002. 下击暴流的特征及研究. *中国民航学院学报*, 20(3): 28-31. Zou B. 2002. Characteristics of microburst. *J Civil Aviation Univ China*, 20(3): 28-31 (in Chinese)
- Eilts M D, Johnson J T, Mitchell E D, et al. 1996. Damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D //18th Conference on Severe Local Storms. San Francisco: American Meteorology Society, 541-545
- Emanuel K A. 1994. *Atmospheric Convection*. New York: Oxford University Press, 168-175
- Fujita T T. 1979. Objectives, operation, and results of project NIMROD //The 11th Conference on Severe Local Storms. Kansas City, MO: American Meteorology Society, 259-266
- Hjelmfelt M R. 1988. Structure and life cycle of microburst outflows observed in Colorado. *J Appl Meteor*, 27(8): 900-927
- Kessinger C J, Parsons D B, Wilson J W. 1988. Observations of a storm containing mesocyclones, downbursts, and horizontal vortex circulations. *Mon Wea Rev*, 116(10): 1959-1982
- Merritt M W. 1987. Automated detection of microburst windshear for terminal Doppler weather radar // *Digital Image Processing and Visual Communication Technologies in Meteorology*. Cambridge, (846): 91-102
- Potts R. 1989. Microburst precursors observed with Doppler radar //24th Conference on Radar Meteorology. American Meteorology Society, 158-162
- Roberts R D, Wilson J W. 1989. A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar. *J Appl Meteor*, 28(4): 285-303
- Smith T M, Elmore K L, Dulin S A. 2004. A damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D. *Wea Forecasting*, 19(2): 240-250
- Wilson J W, Schreiber W E. 1986. Initiation of convective storms by radar-observed boundary layer convergence lines. *Mon Wea Rev*, 114:2516-2536
- Wolfson M M, Delaney R L, Forman B E, et al. 1994. Automated microburst wind shear prediction. *Lincoln Lab J*, 7(2): 399-426