

林晓萌, 尉英华, 陈宏, 等. 降水时风廓线雷达风场反演效果评估. 应用气象学报, 2020, 31(3): 361-372.

DOI: 10.11898/1001-7313.20200310

## 降水时风廓线雷达风场反演效果评估

林晓萌 尉英华\* 陈宏 王艳春

(天津市气象台, 天津 300074)

### 摘 要

风廓线雷达(wind profile radar, WPR)因具有高时空分辨率特点,成为当前短时临近预报的重要参考工具。降水时 WPR 同时接收大气湍流回波和降水粒子散射回波,现有技术不能有效分离叠加在一起的湍流信号和降水信号,导致降水期间风廓线雷达反演的风场数据严重缺失或失真。根据风廓线雷达探测技术原理及降水天气的功率谱特点,提出了降水天气时风廓线雷达湍流信号提取方法(WPR-HW),并选取 2015—2018 年天津 10 次降水过程对 WPR-HW 方法进行模式检验及个例效果评估。结果表明:WPR-HW 方法对改善降水期间风廓线雷达风场数据缺失问题效果明显,在选取的 10 次降水过程中,目前通用的风廓线雷达风场反演方法(WIND)风场数据平均缺失率为 25.4%,WPR-HW 方法未出现风场数据缺失现象;WPR-HW 方法较 WIND 方法反演风场数据可信度有显著提高,反演数据与再分析数据的风速均方根误差由 WIND 方法的  $2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  降至 WPR-HW 方法的  $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,风向均方根误差由 WIND 方法的  $45^\circ$  降至 WPR-HW 方法的  $22^\circ$ ,从而验证 WPR-HW 方法在降水期间适用。

**关键词:** 风廓线雷达; 功率谱; 风场

### 引 言

强对流天气具有空间尺度小、生命史短、破坏力大、突发性强的特点<sup>[1]</sup>,因常规探测手段很难对其进行及时监测<sup>[2]</sup>,成为短时临近预报业务的难点。风廓线雷达的时空分辨率( $3 \sim 6 \text{ min}$ ,  $60 \sim 240 \text{ m}$ )<sup>[3]</sup>高于目前绝大多数风场探测系统,可及时监测到急流、风切变等信息,展示出中小尺度系统连续详实的变化过程<sup>[4-5]</sup>,是强对流天气监测重要手段。但因强对流天气常伴随降水过程,降水发生时大气湍流回波和降水粒子散射回波的多普勒频移信号接近,现有技术无法有效从两种信号叠加的功率谱中提取出湍流信息,同时降水期间有时不能满足风场局地均匀的假设<sup>[6]</sup>,无法进行风场合成,导致风廓线雷达风场数据常出现严重缺失或失真,难以保证风场估计的准确性<sup>[7]</sup>。如何有效处理降水期间风场数据等风廓线雷达产品是亟待解决的问题。

近年,国内外在风廓线雷达受降水干扰方面的研究多侧重于判断降水是否对数据造成污染,较少涉及对降水干扰的抑制,虽然对降水时湍流信号提取开展了相关工作,但仍有一定局限性。Steiner 等<sup>[8]</sup>、McDonald 等<sup>[9]</sup>、Ralph 等<sup>[10]</sup>利用降水和晴空时风廓线雷达具有的不同谱矩特征通过径向速度、谱宽等判断数据是否受降水污染。Schafer 等<sup>[11]</sup>提出的 CSA(coplanar spectral averaging)方法,通过谱平均改进大气信号的识别能力。廖菲等<sup>[12]</sup>依据风廓线雷达功率谱再分析方法和探测原理,进行了降水时数据填补和再处理。王晓蕾等<sup>[13]</sup>利用返回信号功率谱中降水谱和湍流谱两峰值连接的最低点对二者进行分割,但该分离方法时常误差较大。林晓萌等<sup>[14]</sup>根据谱平均次数足够多时功率谱中湍流谱和降水谱均趋于高斯型的统计学原理,从混合叠加的功率谱中识别并分离出湍流谱并用于风场反演,提高风场反演质量,但该方法忽略了多峰谱(功率谱中出现多个谱峰)情况,更适用于垂直波束速度

2019-12-10 收到, 2020-02-20 收到再改稿。

资助项目: 中国气象局预报员专项(CMAYBY2020-008, CMAYBY2020-009), 天津市气象局重点项目(202013 zdxm06)

\* 通信作者, 邮箱: weiyinhua1980@163.com

产品的反演。

本文在前期研究的基础上,根据风廓线雷达探测原理及降水期间功率谱特点,将多个波束获取的功率谱联合分析,研发出 WPR-HW 信号提取方法(简称 WPR-HW 方法),旨在解决多峰谱情况下的风场反演问题。选取了天津地区 10 次降水过程,利用高分辨率 ECMWF ERA Interim 再分析数据(简称 EC 再分析数据)对 WPR-HW 方法的反演结果进行检验,并通过统计分析对反演数据进行个例效果评估,从而判别 WPR-HW 方法反演数据的完整度和可信度。

## 1 数据与方法

### 1.1 数据选取

选取天津宝坻站(39°44'N,117°17'E)和静海站(38°55'N,116°54'E)风廓线雷达 2015—2018 年 10 次降水过程的功率谱数据(fft 文件)和实时产品(rad 文件),对 WPR-HW 方法进行检验。两部雷达均属于边界层风廓线雷达,采用 5 波束探测模式,时间分辨率为 3 min,为兼顾雷达高度分辨率和探测高度,采用高、低两种工作模式,其中高模式高度分辨率为 120 m,低模式高度分辨率为 60 m,两种工作模式交替进行。表 1 列出了宝坻站和静海站风廓线雷达的典型参数。

表 1 风廓线雷达参数  
Table 1 Parameters of WPR

参数	低模式	高模式
起始采样库的高度/m	60	600
宝坻站终止采样库的高度/m	1200	5280
静海站终止采样库的高度/m	1500	7080
距离库长/m	60	120
相干累积	100	64
fft 点数	256	512
谱平均数	8	4

### 1.2 风场合成原理

现有国产风廓线雷达采用 5 波束探测,其中包括 1 个垂直波束和在 4 个方位上均匀分布的倾斜波束,分别指向天顶、东、南、西、北方向,倾斜波束的天顶角约为 15°<sup>[3]</sup>。根据三维风场与径向速度的空间几何关系可以得到式(1),即径向速度  $V_r(\theta, \phi_i)$  关于风场  $u, v$  和  $w$  3 个分量的表达式,其中  $V_r(\theta, \phi_i)$  为径向速度, $u, v, w$  为直角坐标系中风场 3 个分量, $\theta$

为天顶角, $\phi_i = i\pi/2$  为方位角, $i=0,1,2,3$ ,表示不同方位。

$$v_r(\theta, \phi_i) = u \sin \theta \sin \phi_i + v \sin \theta \cos \phi_i + w \cos \theta. \quad (1)$$

5 个波束采用轮流探测模式,由垂直波束得到垂直速度,4 个倾斜波束联合得到风场。基于风场局地均匀的假设,通过式(2)、式(3)取东西(南北)波束径向速度平均值得到风场  $u(v)$  分量,再通过式(4)、式(5)得到风速( $V_h$ )和风向( $\alpha_h$ )。

$$u = [V_r(\theta, \pi/2) - V_r(\theta, 3\pi/2)]/2 \sin \theta, \quad (2)$$

$$v = [V_r(\theta, 0) - V_r(\theta, \pi)]/2 \sin \theta, \quad (3)$$

$$V_h = \sqrt{u^2 + v^2}, \quad (4)$$

$$\alpha_h = \arctan \frac{u}{v}. \quad (5)$$

### 1.3 降水天气风场反演误差

降水天气常影响风廓线雷达风场效果。误差来源之一为风场及垂直气流局地均匀的假设条件不成立。降水时因气流活动具有空间尺度小、局地性强的特征,水平及垂直气流很难同时满足局地均匀的假设,从而造成风场合成出现误差。如  $H$  高度的风速为  $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,风向为西风,东波束(天顶角  $\theta$  为 15°)未受垂直气流影响,西波束(天顶角  $\theta$  为 15°)受雨滴下落形成的下曳气流的影响。此时东波束的返回信号为风在倾斜方向的投影,探测到的径向速度为  $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;西波束的返回信号为风和垂直气流在倾斜方向的投影之和,探测到的径向速度为  $-3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,根据式(2),此时二者合成的风速为  $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,与实际风速存在  $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的误差。

误差来源之二为降水粒子散射造成的湍流信息识别干扰。晴空条件下,风廓线雷达回波信号由大气湍流散射造成,各波束均呈现单峰谱的分布形式<sup>[15]</sup>;降水时风廓线雷达回波信号既包含湍流回波,也包含雨滴、冰晶等降水粒子散射造成的回波,二者具有量级相当的回波速度和强度,功率谱呈现双峰谱形式。当垂直气流较强时,还会出现三峰谱<sup>[16]</sup>。

对于垂直波束,因雨滴实际下落速度是雨滴下落末速度(垂直气流速度为 0 时的雨滴下落速度)与垂直气流速度的矢量和,因而降水谱总伴随湍流谱。若定义垂直速度向下为正,降水谱峰总位于湍流谱峰的右侧。对于倾斜波束,降水时回波信号包含风速、垂直气流速度、雨滴下落末速度三者倾斜波束方向的投影。由于各波峰代表的气象信息不能根据

相对位置确定,湍流信息识别不准确会导致径向速度值出现偏差,径向速度又决定着风的大小和方向,因而降水天气风场的反演常会受到严重影响。图 1

为单峰谱、双峰谱、三峰谱的功率谱密度,fft 为回波功率随多普勒速度变化的函数<sup>[17]</sup>,因而 fft 序列数与速度值一一对应。

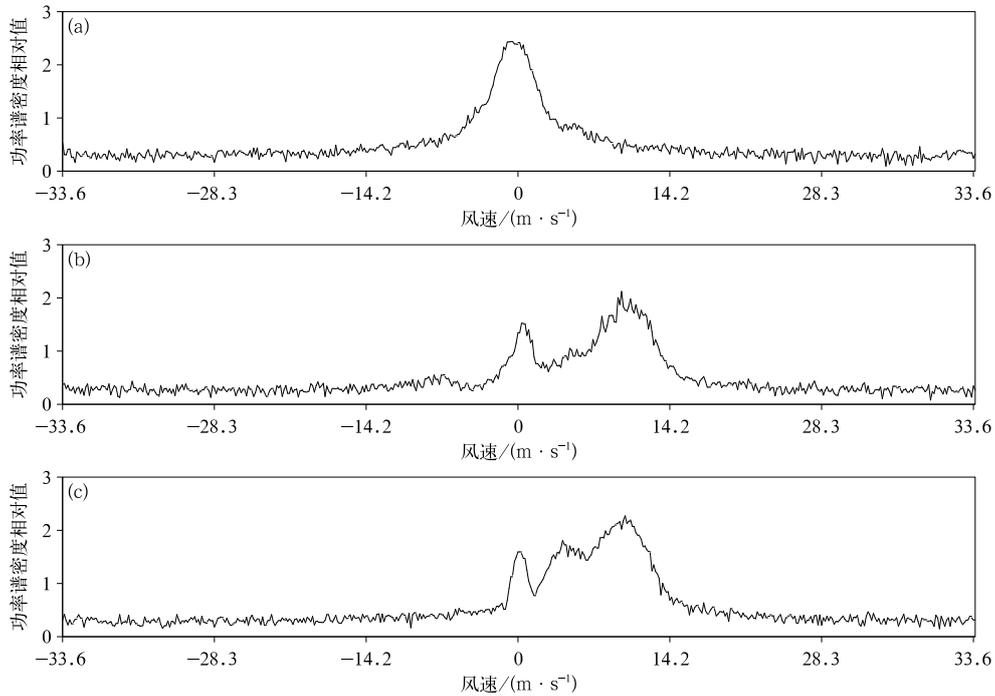


图 1 单峰谱(a)、双峰谱(b)、三峰谱(c)的功率谱密度

Fig. 1 Power spectrum density of one peak(a), double peaks(b) and three peaks(c)

### 1.4 WPR-HW 方法

WIND 方法是由 fft 数据获得各波束的径向速度,即求取各波束 fft 数据的一阶矩,根据风的合成原理反演风场。降水时径向速度的求取常受降水粒子散射干扰,风场和垂直气流局地均匀的假设条件不成立时利用式(2)~式(5)反演风场,进一步增大了反演结果的误差。WIND 方法通常去除可信度低的反演数据,从而导致降水期间风廓线雷达风场数据严重缺失。

本文基于风廓线雷达探测原理、降水时风场反演误差的原因及 WPR 功率谱特征,提出 WPR-HW 方法用于反演风场。WPR-HW 方法的处理对象为功率谱数据,首先自动识别各波束功率谱中峰值信号数量及位置,再依据湍流谱关于东西(南北)波束对称的特点,在对称波束的信号谱中实现对湍流谱自动识别和提取,从而有效抑制降水粒子散射的干扰,最后根据风的合成原理利用提取出的湍流谱合成风场,可避免雨滴下落末速度对垂直气流局地不

均匀的影响。

以东西波束均为三峰谱为例,说明 WPR-HW 方法的质量控制。倾斜波束的波谱中,垂直速度分量由局地气流垂直运动状态决定,降水粒子分量由局地雨滴的下落末速度决定,均具有很强的不确定性,而风场在局地均匀的假设下关于东西波束基本对称。寻找关于东西波束对称的波谱,从而确定倾斜波束风的径向分量。进而由式(2)得到  $u$ ,再结合  $v$  分量,由式(4)、式(5)得到风速和风向。

与 WIND 方法相比,WPR-HW 方法的优势在于其基于风廓线雷达功率谱数据,数据流为功率谱到径向速度数据,径向速度数据再到产品数据,从而避免处理过程的再生误差。WPR-HW 方法基于风廓线雷达各个波束功率谱数据综合分析,充分利用多波峰在降水时产生的物理过程及波峰的分布规律,可有效识别湍流谱数据,进而降低单一波束分析的错误率。

## 2 方法检验

本文对 10 次降水过程中宝坻站风廓线雷达站受降水干扰的 122 组功率谱数据进行方法检验。结果表明:WIND 方法受降水干扰仅生成 38 组风场数据,WPR-HW 方法无数据缺失,生成 122 组风场数据。

为验证 WPR-HW 方法风场反演数据的可信度,考虑天津地区没有本地探空数据<sup>[18]</sup>,且天气雷达与宝坻站风廓线雷达相距较远,选取与宝坻站风廓线雷达站临近空间点(39°45'N,117°15'E)的 EC 再分析数据(水平风场,0.125°×0.125°,25~50 hPa)作为参照值,与 WPR-HW 方法处理后的 122 组风速、风向数据进行均方根误差与相对偏差的计算。EC 再分析数据低于 750 hPa 的垂直分辨率为 25 hPa,高于 750 hPa 的垂直分辨率为 50 hPa,结合风廓线雷达高、低模式的不同高度分辨率,选取二者不同距离库上最相近的高度进行对比<sup>[19]</sup>。

### 2.1 均方根误差

图 2a 为 WPR-HW 方法反演风速与 EC 再分析风速对比。由图 2a 可以看到,两条风速曲线呈同位相的高低值波动趋势,二者演变特征具有较强的一致性。WPR-HW 方法反演风速与 EC 再分析风速对比分析表明:利用 WPR-HW 方法反演的风速均方根误差仅为  $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,其偏差结果明显小于采用 WIND 方法与 EC 再分析风速对比的风速均方根误差  $2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ <sup>[20]</sup>。

图 2b 为 WPR-HW 方法反演风向与 EC 再分析风向均方根误差占有率( $R_e$ )分布。统计得到风向均方根误差为  $22^\circ$ ,且均方根误差小于  $10^\circ$  的样本约占总样本量的 40%,均方根误差小于  $20^\circ$  的样本约占总样本量的 60%,两组数据具有很高的相似性。刘梦娟等<sup>[21]</sup>采用 WIND 方法对比了 2014 年 6 月上海风廓线雷达与 NCEP 再分析数据的风向,统计得到风向均方根误差为  $45^\circ$ 。与之相比,WPR-HW 方法较 WIND 方法与 EC 再分析数据的均方根误差偏低超过 50%,表明 WPR-HW 方法得到的

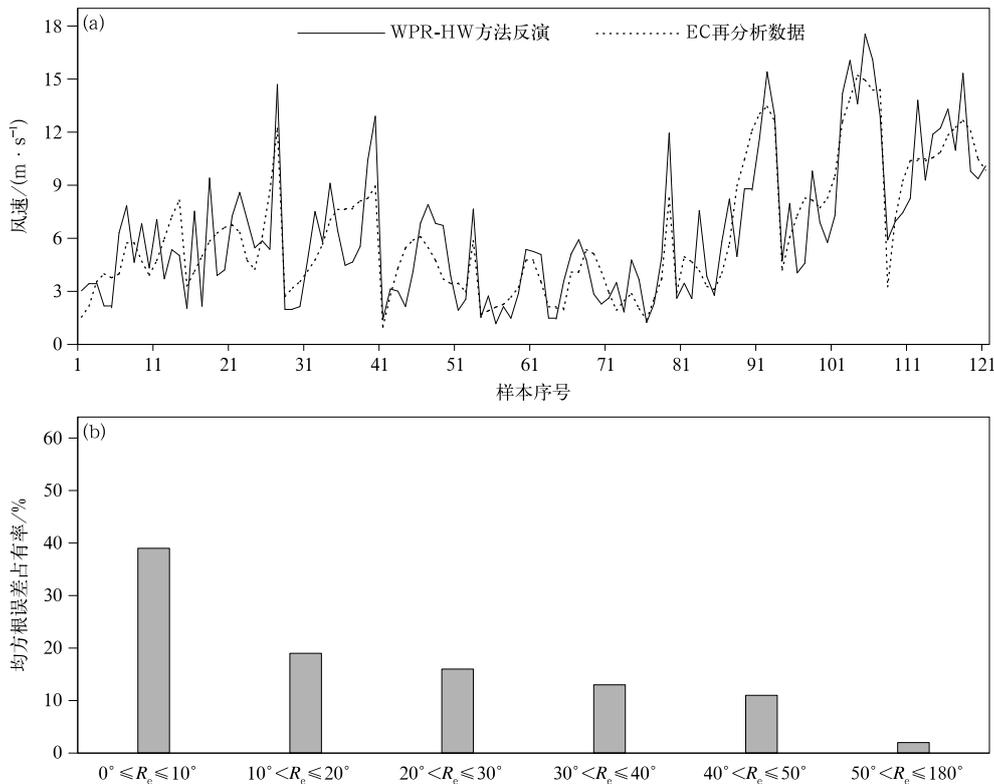


图 2 WPR-HW 方法反演风场与 EC 再分析风场对比统计

(a)WPR-HW 方法反演风速与 EC 再分析风速数据对比,(b)风向均方根误差占有率分布

Fig. 2 Comparison of data processed by WPR-HW and ECMWF reanalysis data

(a)comparison of wind speed,(b)distribution of root mean square error of wind direction

风廓线雷达反演数据具有一定可信度。

### 2.2 相对偏差

图 3 为 WPR-HW 方法反演风速、风向与 EC 再分析风速、风向平均相对偏差随高度变化。经统计得到风速相对偏差为 31.2%，风向相对偏差为 35.29%，各高度风速、风向平均相对偏差均小于 42%。其中近半数风速平均相对偏差小于 30%，1200 m 高度以下风速平均相对偏差为 35%~42%，并随高度的增加有明显减小的趋势，1200~6000 m 高度风速平均相对偏差低于 30%或略高于

30%，考虑因风速随高度增大导致相对偏差的减小；风向平均相对偏差大小随高度无明显变化规律。

罗红艳等<sup>[22]</sup>采用 WIND 方法对比了深圳风廓线雷达与气象塔的风速数据，计算了二者的相对偏差。结果表明：350 m 高度以下二者风速相对偏差范围为 31.6%~39.8%。统计晴空条件下 WIND 方法反演风向与 EC 再分析风向的相对偏差约为 35%。WPR-HW 方法反演风场与 EC 再分析风场相对偏差不高于 WIND 方法，表明利用 WPR-HW 方法反演风场具有一定可信度。

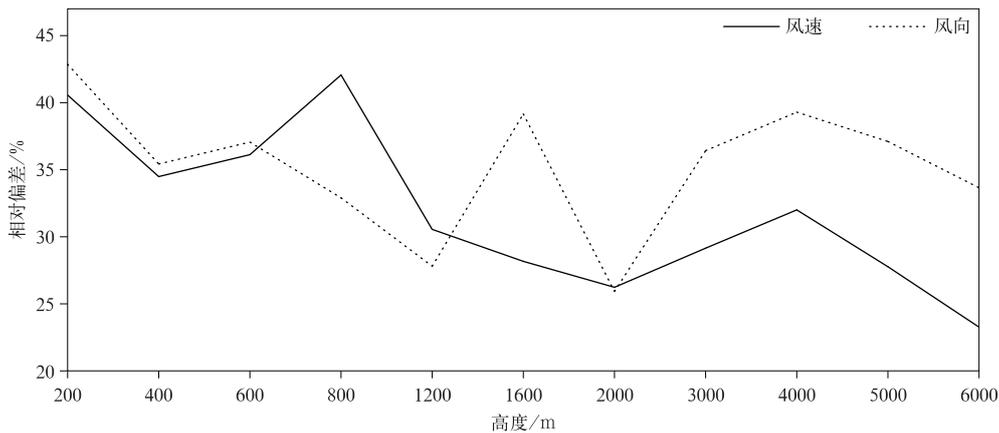


图 3 WPR-HW 方法反演风场与 EC 再分析风场平均相对偏差随高度变化  
Fig. 3 Relative bias along with height between data processed by WPR-HW and ECMWF reanalysis data

## 3 个例效果评估

### 3.1 统计分析

本文选取 2015—2018 年影响天津宝坻站和静海站的 10 次降水过程，对比 WIND 方法和 WPR-

HW 方法反演风场的数据缺失率和预报提前量<sup>[23]</sup>，统计结果如表 2 所示。分析表明：WIND 方法反演的风场(统计时间为降水过程起始至结束，高度为 0~3 km)在不同降水过程中均出现一定程度的数据缺失，平均数据缺失率为 25.4%。WPR-HW 方法反演的风场在 10 次降水过程中均无数据缺失，有效

表 2 10 次降水过程 WPR-HW 方法风场反演效果统计  
Table 2 Statistics of case evaluation for data processed WPR-HW

降水日期	降水量级	数据缺失率/%		WPR-HW 方法反演风场特征	WPR-HW 方法降水 预报提前量/min
		WIND 方法	WPR-HW 方法		
2015-09-04	大雨	26	0	风向切变	105
2016-06-27	小雨	20	0	风向切变	150
2016-07-20	暴雨	28	0	边界层急流	15
2016-08-07	大雨	30	0	边界层急流, 风速辐合	60
2017-05-22	小雨	21	0	风向切变	150
2017-06-22	小雨	23	0	边界层急流	150
2017-06-23	中到大雨	27	0	边界层急流, 风向切变	15
2017-07-06	暴雨	22	0	边界层急流, 风速辐合	30
2017-08-02	大雨	26	0	边界层急流	45
2018-08-13	暴雨	31	0	风向切变, 龙卷	30

弥补了降水期间风廓线雷达风场数据缺失问题,提高了数据完整度。利用降水期间 WPR-HW 方法反演的连续风场演变数据可及时观测到边界层急流、风场辐合等无法通过常规观测数据获取的中小尺度风场特征,从风场特征出现到降水开始的平均预报提前量为 75 min,即 WPR-HW 方法反演的风场数据对提高降水时强对流预报的时效性和准确性具有重要意义。

从 10 次降水过程中选取 2017 年 7 月 6 日宝坻区局地大暴雨过程及 2018 年 8 月 13 日静海区龙卷过程进行详细分析,对比降水发生期间利用 WIND 方法及 WPR-HW 方法反演风场的差异,并通过垂直廓线产品说明 WPR-HW 方法的有效性。

### 3.2 2017 年 7 月 6 日宝坻区局地大暴雨过程

2017 年 7 月 6 日天津市宝坻区发生了历史罕见的极端强降水过程,降水发生在 17:00—23:00(北京时间,下同),多站累积降水量超过 100 mm(最大降水量

为 205.3 mm),其中强降水时段为 18:00—21:00,多站降水强度超过  $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (最大降水强度为  $103.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )。该过程发生时华北区域为深厚的低槽槽前控制,常规观测数据在降水过程发生前没有指示冷空气侵入、风场辐合等有利的局地动力抬升条件,中低层湿度条件好,但不具备大尺度低空急流作为水汽输送条件。

图 4 为 7 月 6 日 17:41 宝坻站风廓线雷达北波束、南波束的功率谱密度,选取高度为 960 m。受降水影响,所选功率谱呈现双峰谱的形式。WIND 方法用识别功率谱最大值(或平均值)的方法提取湍流信息,对于图 4 所示功率谱,南、北波束将是正速度, WIND 方法无法计算风场的  $v$  分量,从而导致风场数据缺失。WPR-HW 方法识别双峰谱并进行信号提取,用湍流谱计算风场的  $v$  分量,大大降低了降水谱干扰,使风场精度提高。

图 5a 为降水发生期间利用 WIND 方法反演的

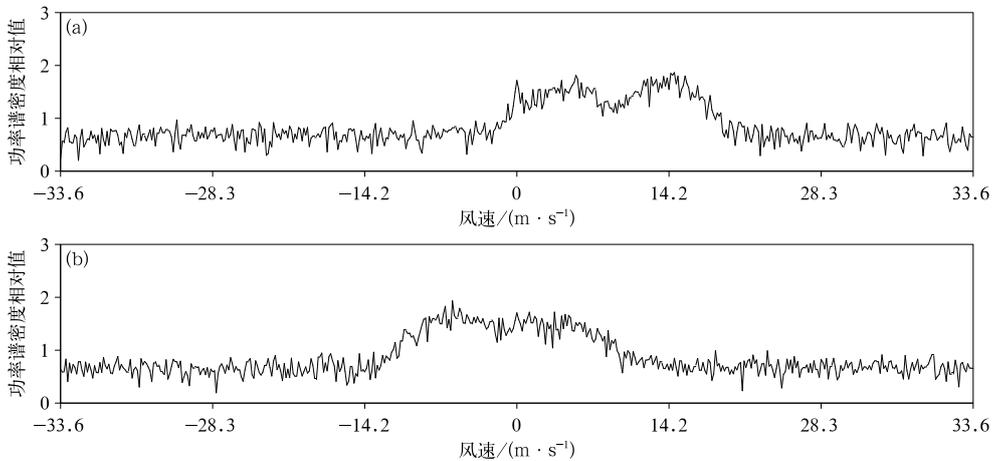


图 4 2017 年 7 月 6 日 17:41 宝坻站功率谱密度 (a)北波束,(b)南波束

Fig. 4 Power spectrum density of Baodi Station at 1740 BT 6 Jul 2017

(a)north beam,(b)south beam

风羽图。业务运行中,受降水干扰风场数据大量缺失(图中空白区),可以看到,7 月 6 日 17:30 边界层东风急流的发生,但由于数据中断无法翔实反映急流由低到高的发展演变过程,强降水发生时段可以判断出东南急流的存在,但无法完整显示急流高度及持续时间,导致分析局地强降水原因时遇到阻碍。图 5b 为降水发生期间利用 WPR-HW 方法反演的风羽图,可以清楚地看到,降水前边界层偏东急流(0.5~1.2 km)的发生及降水发生时低空急流(1.2~3 km)和边界层急流的并存。图 6 为宝坻自动气

象站 6 min 降水量。利用 WPR-HW 方法反演风场完整度优于 WIND 方法,可翔实反映风场变化,同时急流的发展及消亡过程又与降水量有很好的对应关系。为分析急流对局地强降水的作用,根据降水强度将整个过程分为 3 个阶段:16:30—18:00 为增强阶段,急流逐渐由低层向上伸展,风速逐渐增大(标记框 A),有利于局地动力抬升作用的增强,同时提供充足的水汽补充,自动气象站观测降水量开始增加;18:00—19:15 为维持阶段,500 m 高度以上边界层急流超过  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (标记框 B),850 hPa 至

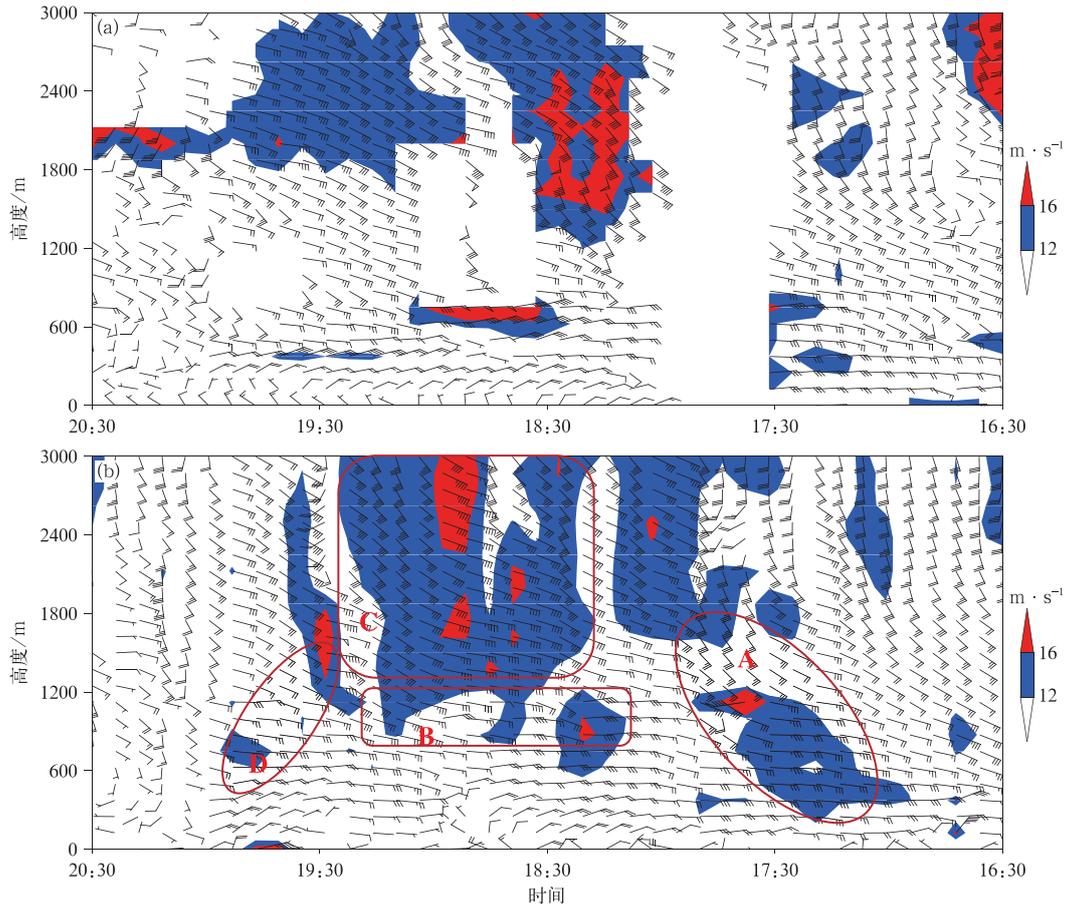


图 5 2017 年 7 月 6 日 16:30—20:30 WIND 方法(a)和 WPR-HW 方法(b)反演的宝坻站风羽图

Fig. 5 The barb processed by WIND(a) and WPR-HW(b) at Baodi Station during 1630—2030 BT on 6 Jul 2017

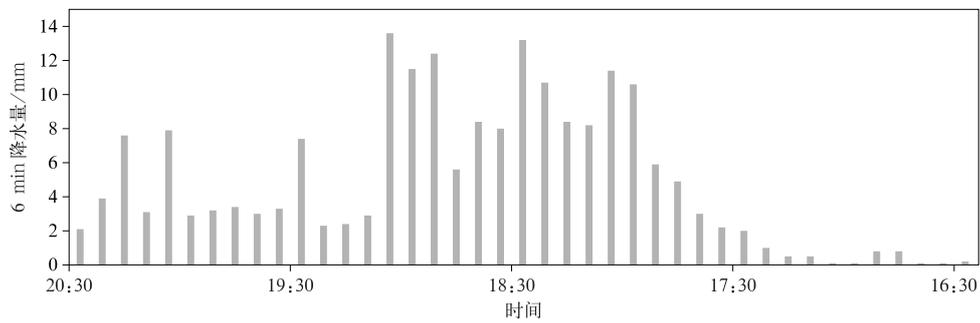


图 6 2017 年 7 月 6 日 16:30—20:30 宝坻站降水量随时间分布

Fig. 6 Precipitation of Baodi Station during 1630—2030 BT on 6 Jul 2017

700 hPa 出现一支低空急流与边界层急流并存(标记框 C), 风切变较大, 强降水得以维持; 19:15—20:30 为减弱阶段, 低空急流减弱消失, 边界层急流强度减弱高度降低(标记框 D), 低空转为槽前西南气流, 降水量显著下降。

图 7 为利用 WPR-HW 方法及降水时垂直波束

湍流谱总位于降水谱左侧的特征<sup>[14]</sup>反演的垂直产品。图 7a 为垂直速度时间-高度剖面, 冷色表示上升运动, 暖色表示下沉运动。受降水影响前期主要以下沉气流为主, 7 月 6 日 17:20—17:45 有明显气流抬升过程(标记框 A), 抬升高度由地面伸展到 700 hPa, 指示此时中低层气流辐合, 与该阶段边界

层急流增强导致的风速辐合相对应,此后随着降水加强抬升气流转为较强的下沉运动。图 7b 为速度谱宽时间-高度剖面,谱宽可以很好地反映风切变和湍流强弱<sup>[24]</sup>。17:20—17:45 中低层谱宽值由  $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  增大到  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (标记框 B),谱宽增大的时间段

和伸展高度与气流抬升相对应,考虑急流的发生发展造成了强烈的风场扰动。垂直扰动与 WPR-HW 方法反演的风场所示急流特征具有对应关系,进一步验证了 WPR-HW 方法的准确性。

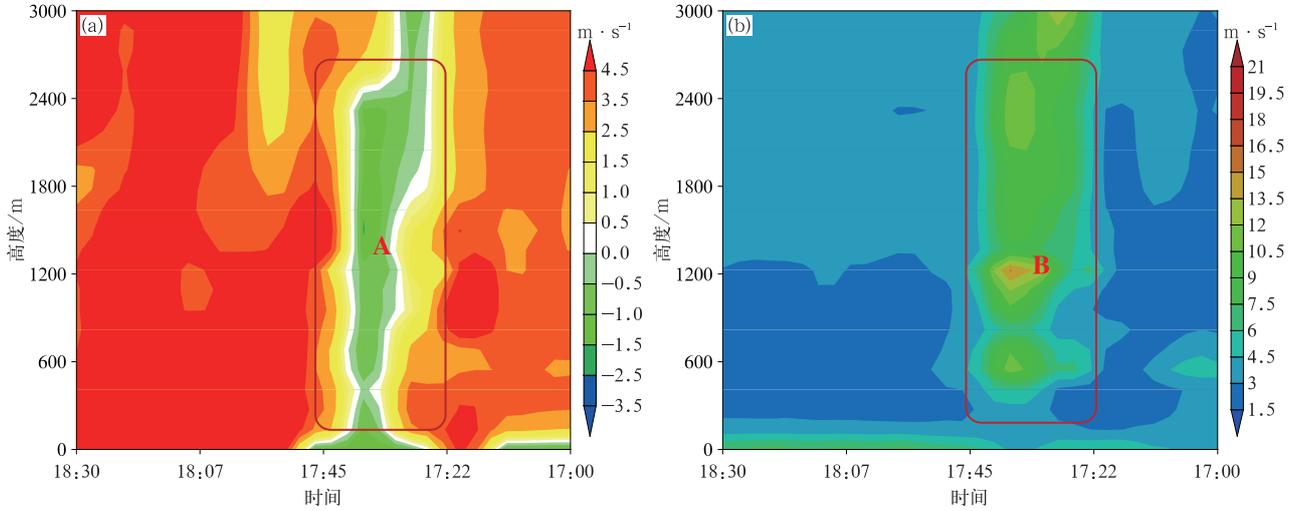


图 7 2017 年 7 月 6 日 17:00—18:30 宝坻站 WPR-HW 方法反演产品

(a)垂直速度时间-高度剖面,(b)速度谱宽时间-高度剖面

Fig. 7 Vertical products processed by WPR-HW at Baodi Station during 1700—1830 BT on 6 Jul 2017

(a)time-altitude section of vertical speed,(b)time-altitude section of spectrum width

### 3.3 2018 年 8 月 13 日静海区龙卷过程

2018 年 8 月 13 日天津静海区发生了短时强降水过程,降水发生于 16:30—23:00,累积降水量超过 60 mm,最大降水强度超过  $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  (因当日自动气象站数据传输问题,实际降水量和降水强度应大于观测值),降水期间于 17:30 发生了罕见的

EF3 级龙卷事件。该过程发生时天津市受上游高空槽及台风摩羯(1814)北侧切变线共同控制,中低层以偏南气流为主,具备很好的湿度和能量条件,但在降水发生前未观测到局地中小尺度系统作为有利的动力抬升条件。

图 8 为 8 月 13 日 17:40 静海站风廓线雷达北波束、

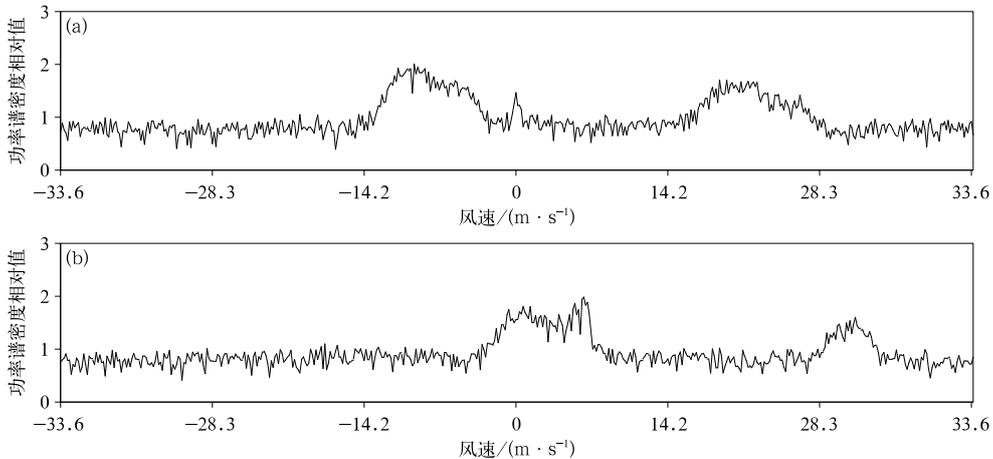


图 8 2018 年 8 月 13 日 17:40 静海站功率谱密度 (a)北波束,(b)南波束

Fig. 8 The power spectrum density of Jinghai Station at 1740 BT 13 Aug 2018

(a) north beam,(b) south beam

南波束的功率谱密度,选取高度为 1320 m。受强降水及垂直气流影响,所选功率谱分布形式复杂,利用 WIND 方法反演风场会存在较大误差,很难保证数据的有效性。WPR-HW 方法综合分析南北波束中波峰的分布规律,从中提取湍流信息,使风场反演精度得到提高。

图 9a 为 8 月 13 日降水发生期间利用 WIND 方法反演的风羽图。由于风场信息缺失,无法有效指示龙卷发生前明显的切变特征及龙卷发生时的风场特征,不利于短临预报员对于中小尺度天气系统的监测及后期对龙卷发生发展原因的探究。图 9b 为降水发生期间利用 WPR-HW 方法反演的风羽图,完整的风场数据记录了龙卷发生到消亡的全过

程:16:00 起受台风外围风场影响,风羽图显示静海站边界层出现了偏北风和偏东风的辐合(标记框 A),自动气象站显示此后静海站近地层辐合特征持续存在;17:00 起中低层出现西北风与偏南风的切变,切变与边界层辐合相配合促进了对流云的迅速增长<sup>[25]</sup>,强烈的上升气流引起强烈的水平轴涡旋<sup>[16]</sup>,500 m 以下高度可以清晰地看到气旋性风场结构,17:30 龙卷发生;受龙卷外围风场影响大风速区由高层向低层迅速伸展,因龙卷发生地位于静海站西北方,静海站风向以西南气流为主(标记框 B),整个龙卷过程持续 20 min;18:00 后伴随降水增强上升区填塞,风速迅速减弱,风向转为偏东风,龙卷过程结束。

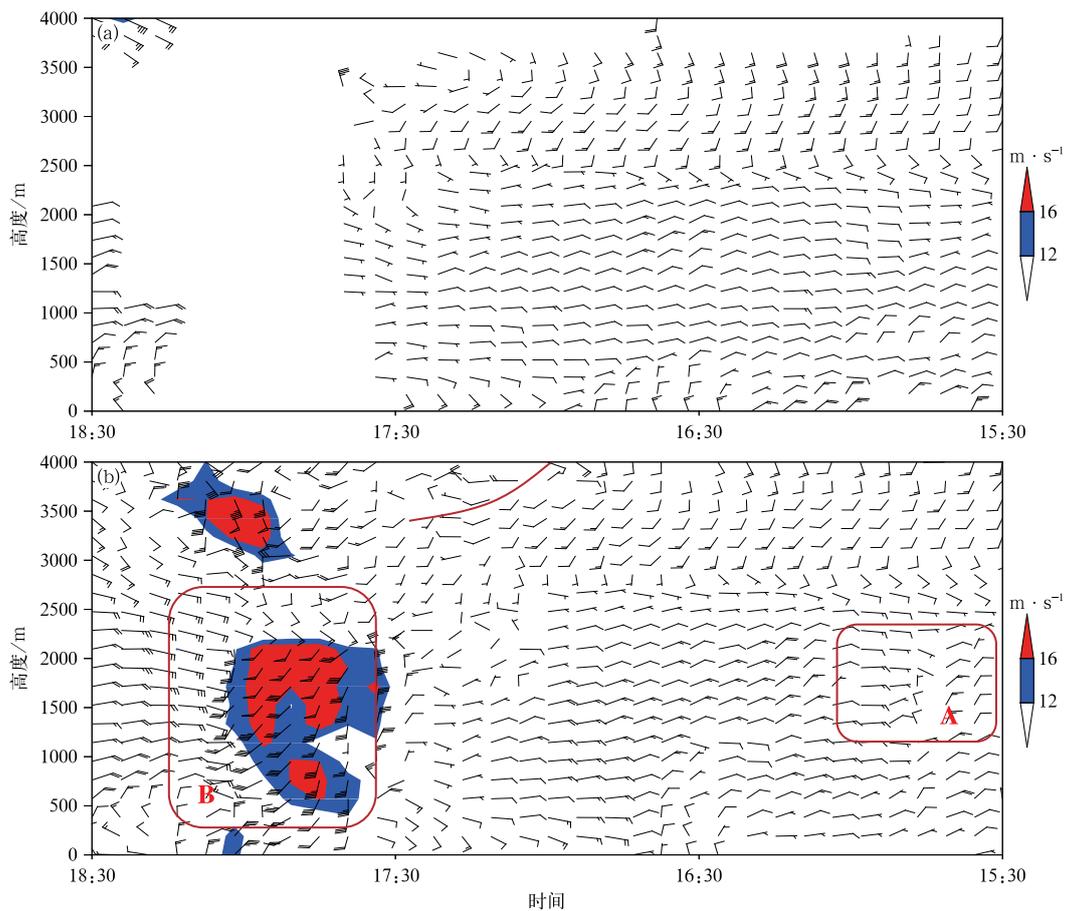


图 9 2018 年 8 月 13 日 15:30—18:30 WIND 方法(a)和 WPR-HW 方法(b)反演的静海站风羽图  
 Fig. 9 The barb processed by WIND(a) and WPR-HW(b) at Jinghai Station during 1530—1830 BT on 13 Aug 2018

图 10 为利用 WPR-HW 方法及降水时垂直波束湍流谱总位于降水谱左侧的特征<sup>[14]</sup>反演的垂直速度时间-高度剖面。8 月 13 日 15:30—17:30 中低

层以弱上升气流为主,静海站风场所示边界层辐合和中低层切变均与垂直速度剖面存在明显的对应关系(标记框 A 和 B);17:30—17:50 龙卷发生,从图

中可以看到上升气流明显增强,并伴随外围风场的辐散下沉(标记框C);18:00后受降水影响,中低层转为下沉气流控制。垂直运动特征与WPR-HW方

法反演的风场所示散度特征相契合,进一步验证了WPR-HW方法的准确性及完整的风场数据对中小尺度强对流天气的指示性。

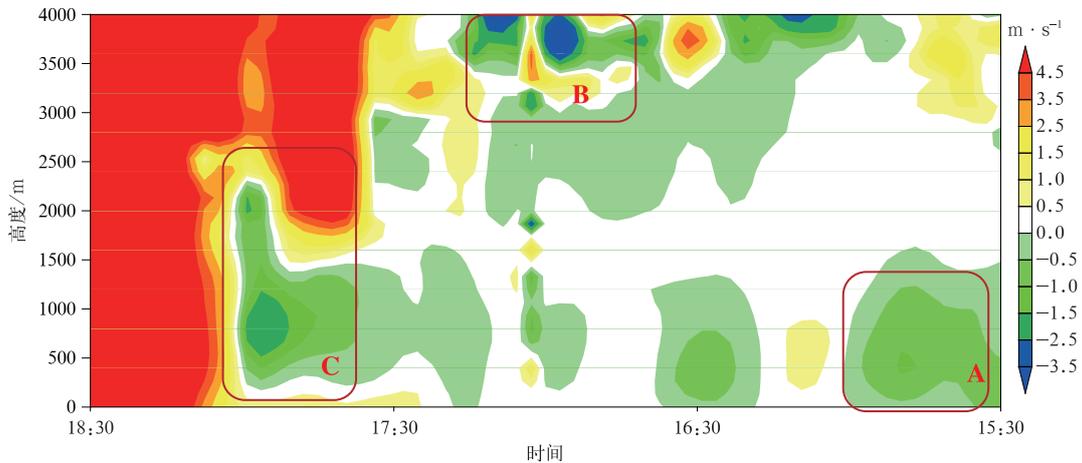


图10 2018年8月13日15:30—18:30利用WPR-HW方法反演的静海站垂直速度

Fig. 10 Vertical speed processed by WPR-HW at Jinghai Station during 1530—1830 BT on 13 Aug 2018

## 4 结论

降水时风廓线雷达返回信号受降水粒子散射的影响,导致风场反演数据常出现严重缺失或失真。本文提出了降水天气风廓线雷达反演风场的WPR-HW方法,并选取天津地区10次降水过程对WPR-HW方法进行检验和个例效果评估,得到以下主要结论:

1) WPR-HW方法反演的风场可以有效提高降水发生时风廓线雷达数据的完整度。经统计,10次降水过程,WIND方法反演风场的数据缺失率为25.4%,WPR-HW方法反演的风场无数据缺失,有效改善了降水期间风廓线雷达风场数据缺失的问题。

2) WPR-HW方法反演风场与EC再分析风场具有较强的可比较性。风速反演数据与EC再分析数据均方根误差由WIND方法的 $2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 减小到WPR-HW方法的 $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,风向反演数据与EC再分析数据均方根误差由WIND方法的 $45^\circ$ 减小到WPR-HW方法的 $22^\circ$ ,验证了WPR-HW方法反演数据的可信度。

3) 利用WPR-HW方法反演的风场可以较好地描述降水期间风场变化,清楚地显示急流、气旋、切变等风场特征,对降水时强对流发生发展趋势有

指示意义。

降水时风场复杂,WPR-HW方法仍然存在一定局限性,不可避免地建立在风场局地均匀这一假设条件下,降水分布不均匀时,无法完全避开垂直波束所带来的误差,未考虑晴空时倾斜波束偶然出现双波峰情况。WPR-HW方法还需要在实践中进一步完善,更好地适应复杂多变的中小尺度系统。

## 参考文献

- [1] 郑永光,陶祖钰,俞小鼎. 对流天气预报的一些基本问题. 气象, 2007, 43(6): 641-652.
- [2] 茅懋,戴建华,李佰平,等. 不同类型强对流预报产品的目标对象检验与分析评价. 气象, 2006, 42(4): 389-397.
- [3] 何平. 相控阵风廓线雷达. 北京: 气象出版社, 2006.
- [4] Stanley G B, Barry E S, Eduard J S, et al. The value of wind profiler data in US weather forecasting. *Bull Amer Meteor Soc*, 2004, 85(12): 1871-1886.
- [5] 阮征,李涛,金龙,等. 大气垂直运动对雷达估测降水的影响. 应用气象学报, 2017, 28(2): 200-208.
- [6] 杨新蕊,马舒庆,吴蕾. UHF风廓线雷达降水数据判别方法的比较与评价. 大气科学学报, 2010, 33(5): 576-581.
- [7] 腾志遥,贺红兵. 风廓线雷达数据质量控制方法. 雷达与对抗, 2008, 1: 10-15.
- [8] Steiner A, Richner H. Separation of clear-air echoes from precipitation echoes in UHF wind profiler measurements. *Ann Geophys*, 1994, 12: 497-505.
- [9] McDonald A J, Carey-Smith T K, Hooper D A, et al. The effect of precipitation on wind-profiler clear air returns. *Ann*

- Geophys*, 2004, 22: 3959-3970.
- [10] Ralph F M, Neiman P J, Uffieux D. Precipitation identification from radar wind profiler spectral moment data; Vertical velocity histograms, velocity variance, and signal power-vertical velocity correlation. *J Atmos Oceanic Tech*, 1995, 13: 545-599.
- [11] Schafer R, Avery S K, Gage K S, et al. Improving wind profiler-measured winds using coplanar spectral averaging. *J Atmos Oceanic Technol*, 2004, 21(11): 1671-1678.
- [12] 廖菲, 邓华, 候灵. 降水条件下风廓线雷达数据质量分析及处理. *热带气象学报*, 2016, 32(5): 588-596.
- [13] 王晓蕾. 风廓线雷达探测降水云中雨滴谱的试验研究. 南京: 南京信息工程大学, 2009.
- [14] 林晓萌, 何平, 黄兴友. 一种抑制降水对风廓线雷达水平风干扰的方法. *应用气象学报*, 2015, 26(1): 66-75.
- [15] 尹忠海, 张沛源. 利用卡尔曼滤波校准方法估算区域降水量. *应用气象学报*, 2005, 16(2): 213-219.
- [16] 何平, 李柏, 吴蕾, 等. 确定风廓线雷达功率谱噪声功率方法. *应用气象学报*, 2013, 24(3): 297-303.
- [17] 孙豪, 刘黎平, 郑佳锋. 不同波段垂直指向雷达功率谱密度对比. *应用气象学报*, 2017, 28(4): 447-457.
- [18] 姚文, 马颖, 高丽娜. L波段与59-701探空系统相对湿度对比分析. *应用气象学报*, 2017, 28(2): 218-226.
- [19] 曾晓青, 薛峰, 姚丽, 等. 针对模式风场的格点预报订正方案对比. *应用气象学报*, 2019, 30(1): 49-60.
- [20] 张小雯, 郑永光, 吴蕾, 等. 风廓线雷达在天气业务中的应用现状与展望. *气象科技*, 2017, 45(2): 285-297.
- [21] 刘梦娟, 刘舜. 上海组网风廓线雷达数据质量评估. *气象*, 2016, 42(8): 962-970.
- [22] 罗红艳, 杨红龙, 卢超, 等. 深圳风廓线雷达与气象梯度塔对风速观测的对比分析. *广东气象*, 2017, 39(6): 72-76.
- [23] 谭桂容, 范艺媛, 牛若芸. 江淮地区强降水分型及其环流演变. *应用气象学报*, 2018, 29(4): 396-409.
- [24] 孙丽娜, 陈楠, 李妙英, 等. 南京地区一次短时强降水风廓线雷达资料特征分析. *陕西气象*, 2017(5): 13-16.
- [25] 马淑萍, 王秀明, 俞小鼎. 极端雷暴大风的环境参量特征. *应用气象学报*, 2019, 30(3): 292-301.

## The Effect Assessment of Wind Field Inversion Based on WPR in Precipitation

Lin Xiaomeng Wei Yinghua Chen Hong Wang Yanchun

(Tianjin Meteorological Observatory, Tianjin 300074)

### Abstract

Wind profile radar(WPR), taking atmospheric turbulence of clear air as main detecting object, is the main reference tool currently for short-time forecast because of its high spatial and temporal resolution. In the past few decades, WPR spectral data processing mainly focuses on the wind spectrum estimation. In recent years, with the use of WPR data expansion, there are increasingly high demand for WPR data accuracy, but because of ground clutter and external noise, flying objects, the presence of disturbances such as precipitation and limitations of Fourier Transform method itself, there are often multiple overlapped peaks, which makes it difficult to judge the spectral meaning, resulting in large error detection products. WPR has a large dynamic reception range, so it can receive the echo of scattering of atmosphere turbulence and precipitation particles simultaneously. However, the superimposed spectrum of atmosphere and precipitation cannot be separated effectively. In the meantime, the wind field calculation is based on the hypothesis of local uniform and isotropy, which cannot be met during precipitation with great spatial variability and leads to data of WPR serious deficiency or distortion. It's of great importance to establish an effective spectral extraction programs under different weather conditions to improve the accuracy of spectral estimation for wind field data after the inversion, thereby enhancing the wind profile accuracy of radar detection.

A method of WPR-HW is developed for the case of precipitation according to the principle of WPR detection and the feature of spectrum, and then the effectiveness of the method is tested using ECMWF ERA Interim data. 10 precipitation cases in Tianjin are investigated to verify the significance of wind field data processed by WPR-HW in severe convection prediction. Results show that the WPR-HW has significant advantage compared with the recent WIND method (the universal method of wind field inversion from WPR) in integrity and reliability. For the wind field data in 10 precipitation cases, the leakage rate of WIND is 25.4% while that of WPR-HW is 0. The root mean square error in wind speed of WPR-HW is  $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  while that of WIND is  $2.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . The RMSE in wind direction of WPR-HW is  $22^\circ$  while that of WIND is  $45^\circ$ . The wind field processed by WPR-HW is able to make up for the deficiency and distortion of WPR data effectively in precipitation, which thus benefit to improve the timeliness and accuracy in strong convective weather forecasting.

**Key words:** WPR; power spectrum; wind field