

# 相关法雷达反演风场在台风监测 和分析中的应用

高拴柱 矫梅燕 毕宝贵 董 林 张 涛

(国家气象中心,100081)

**提 要:** 随着我国沿海雷达网的建设,雷达资料正逐步成为沿海气象台站台风临近登陆时的一个重要监测手段。利用相关法雷达风场反演对2001年登陆台风“百合”和“飞燕”作了环流和强度估测分析。结果表明,通过适当的质量控制,该方法可以有效地反演得到台风强风分布特征,分析精度与业务中常用的卫星估测方法相当。

**关键词:** 雷达回波 风场反演 相关法

## Wind Field Retrieve from Radar Echo with Correlation Method and Its Application to Typhoon Monitoring and Analysis

Gao Shuanzhu Jiao Meiyen Bi Baogui Dong Lin Zhang Tao

(National Meteorological Center, Beijing 100081)

**Abstract:** With the establishment of radar network in the coastal area of China, radar measurements are becoming an important monitoring method for approaching typhoon especially before its landfall. An objective method to retrieve wind via tracing radar echo displacement is described in details and applied to the circulation and intensity estimation of landing typhoons “Nari” and “Chebi” in 2001. It is found that real wind distribution features can be captured effectively using CAPPI and PPI radar images by quality control with an accuracy equivalent to the operational analysis.

**Key Words:** radar echo wind retrieval correlation method

### 引 言

台风是我国沿海地区主要的灾害性天气

之一。台风的路径预报误差日趋减小,这主要是由于利用常规高空大气探测和地面观测以及卫星云图等手段,可以较准确地把握大尺度气象要素场的特征,从而做出相应尺度

天气系统和天气现象的预报。然而台风强度的分析和预报水平多年来一直没有太大的提高。其原因是由于常规天气观测系统的空间尺度和时间尺度较大、分辨率较小,对于中小尺度天气系统的观测和预报比较困难,很难定量甚至定性地得到台风的内部精细结构特征。普遍而言,目前台风强度的业务估测方法主要还是依靠预报员的经验。常用的Dvorak云型识别方法主观性很强,不同的预报员往往得到不同的分析结果。为了提高台风强度估测和预报的精度,有必要寻求较为客观可靠的强度分析方法。

在短时和临近预报中,雷达以其较高的时空分辨率已成为观测中小尺度天气系统最主要的工具之一。随着我国沿海雷达监测网的建立,气象工作者对于不同的天气系统,主要是产生暴雨的中小尺度天气系统的雷达反射率因子的强度回波场和径向速度场特征进行了广泛的研究。

业务上有关雷达观测的应用主要是雷达回波图像的定性分析。例如,雷崇典等<sup>[1]</sup>提出对流云阵性降水的雷达回波特征与层状云连续性的回波特征有明显的差异;张腾飞<sup>[2]</sup>在分析云南强降水时发现,雷达能够较好地捕捉到产生暴雨的中小尺度天气系统如飑线、涡旋带状回波和中尺度絮状回波团。刘丽君<sup>[3]</sup>通过分析0312号台风科罗旺的雷达回波螺旋云带特征和地面资料,确定了台风的强度,并分析了大风分布的特点。

除了雷达回波云型的定性研究,对雷达观测的数字资料的分析和利用,尤其是随着计算机能力的发展和数值预报空间分辨率的提高,雷达资料的反演工作越来越受到重视。尤其多普勒雷达的观测包括基本反射率因子和基本径向速度。由于其径向速度是常规测雨雷达没有的重要参数,多普勒雷达也就被认为具有常规雷达不可比拟的优点。然而多普勒雷达不能测量目标物垂直于雷达射线方

向的运动速度,在实际应用中,人们更需要知道探测点的全风速。为此,国内外许多作者提出了多种利用径向速度反演风速场的方法,如假定风场线性分布或风场在一定范围内均匀的VAD(Velocity Azimuth Display)<sup>[4]</sup>、VVP(Velocity Volume Processing)<sup>[5]</sup>和VAP(Velocity Azimuth Processing)<sup>[6]</sup>等。在均匀、线性和静止等假设条件下,从多普勒雷达径向速度场可以反演得到水平风场。陈列等<sup>[7]</sup>应用多普勒雷达径向速度场,通过准四维变分分析方法反演得到中小尺度三维风场,并由此分析了引起强降水的中尺度天气系统。由于反演问题是非适定性问题,一般不存在唯一解,需要附加条件决定一个最佳解。以上各种方法都有其不足之处,如有的方法分辨率较小,有的方法由于限制条件过于严格而使得反演风场过于均匀,不能揭示探测范围内的中尺度结构,适用范围较小,使用价值不大,同时变分反演方法要求的计算量比较大,因而很难用于一般气象台站的业务实践。

介于以上两种分析方法之间,利用相关法计算雷达回波的移动速度和方向,从而求得雷达扫描范围内的风场在国外和我国港台气象部门业务中的应用比较普遍,收到了很好的效果,并且能够及时检验反演风场的质量。国外学者从1970年代末期开始利用高分辨率雷达回波强度场反演风暴单体中的细微风场结构的工作<sup>[8-10]</sup>。这种技术首先被用来判定整个风暴的移动情况,随着雷达数据的分辨率越来越高,逐渐被应用于反演镶嵌在风暴中的单体的运动矢量。

关于雷达回波跟踪流场反演工作,国内作者<sup>[11-13]</sup>在理论上做了较多的探讨,并且应用于天气系统的判定,如陶祖钰<sup>[14]</sup>用VAD方法反演锋面水平风场,展示了锋面两侧的风向切变和气团内部风场中存在的中尺度结构。雷达回波反射率的强度场相对于径向速

度场有较大的扫描半径,探测范围大。利用相关法追踪雷达回波反演风场的方法使得相邻格点的值具有相对独立性,一定程度上避免了由于限制条件苛刻而使反演风场趋于均匀的缺陷,后文中介绍了可以适当减少计算量的方法,比较适合一般气象台站的业务应用。另一方面,尽管该方法有着以上提到的种种优点,但反演风场有时误差比较大,甚至会出现与实际相反的风矢量,因而对反演风场的质量控制非常重要。笔者发现这方面的工作很少。此外,现有的相关法雷达风场反演多用于强对流天气,而在台风风场分析中的应用还未见报道。台风的降水范围比较大,其均匀性也强于强对流天气,因而利用相关法反演台风的风场可能会得到较好的效果。

本文利用单多普勒天气雷达回波强度场通过相关法反演细微风场结构在台风强度分析中的应用潜力。同时设计并检验了反演风场的质量控制方案。

## 1 相关法雷达反演风场原理和方法

### 1.1 原 理

在雷达屏幕上动画显示或对比分析相邻两个时次的雷达回波图像,可以发现局部回波块上存在着形状和位置的变化,即在某个时次的图像上任意确定一个一定大小的回波块,可以在下一个时次的图像上相应位置的附近发现形状与之最为相似的回波块(一般情况下难以发现形状完全相同的两个局部回波块)。假定该相似回波块为第一时次的回波块在这一时间间隔内的位置变化,那么这两个相似回波块的中心距离与相应时间间隔的比值即为该回波块的移动速度,可以近似用来估测该回波块所在位置的平流风矢量。

相关法追踪雷达回波反演风场就是假定

在雷达两次扫描之间的 6 分钟内任意回波块的变化,主要是随背景风场的平移,通过计算某一时次雷达回波图像中任意回波块与下一时次各回波块之间的相关系数来确定该回波块的可能终止位置,从而求出其移动方向和速度。通过计算整个雷达回波场中各个局部回波块的移向和移速即可得到雷达回波区域内的反演风场。台风反演风场中眼壁附近最大的反演风速即为台风的强度。

### 1.2 方 法

相关法雷达反演风场的具体步骤见图 1。

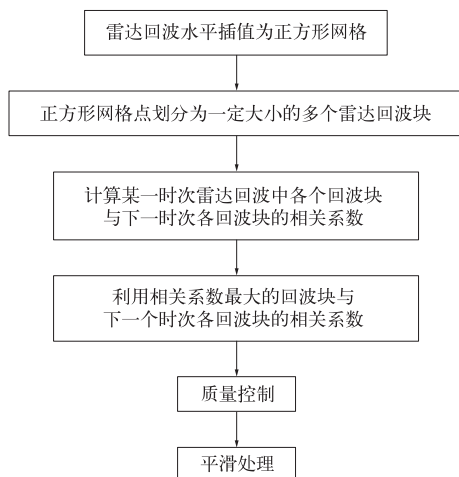


图 1 相关法雷达反演风场流程图

#### 1.2.1 雷达回波强度的正方形网格客观分析

雷达回波的显示方法有两种,即平面位置显示(PPI)和等高平面位置显示(CAPPI)。平面位置显示(PPI)和等高平面位置显示(CAPPI)的雷达产品是以雷达天线进行全方位扫描的探测方式获取,即数据是以雷达天线位置为极点、扫描线为极径的极坐标格式( $\Delta n \times \Delta r$ ),  $\Delta n$  表示波束宽度,  $\Delta r$  表示径向回波分辨率。雷达在  $\Delta n$  波束宽度的扫描极径上每  $\Delta r$  测得一个数据。如果  $\Delta n = 1^\circ$ ,  $\Delta r = 1\text{km}$ , 雷达回波的探测距离是 460km, 雷达天线扫描一周后的完整平面显

示图像便由  $360 \times 460$  个数据组成。这种数据格式在平面上分布不均匀,距离雷达较近的数据密度比较大,距离雷达较远的数据密度比较小。虽然在同一条极径上相邻两点的距离都是 1km,但是在同一半径的弧线上相邻两点的距离差别很大,譬如,在半径 460km 处,相邻波束中心的距离约 8km 左右;而在半径 230km 处,相邻两点的距离仅为 4km 左右。

两个回波块的相似性是通过求它们回波强度场的相关系数来判断。这就要求表征局部回波块的二维回波矩阵具有相同的维数,因而需要把雷达回波场插值到等格距(如  $1\text{km} \times 1\text{km}$ )的正方形网格上。这里我们利用 Cressman 插值客观分析方法,公式如下:

$$S_n(i, j) = S_{n-1}(i, j) + \Delta S_{n-1}(i, j) \quad (1)$$

$$\Delta S_{n-1}(i, j) = \frac{\sum_k w(i, j, k)^2 \times \Delta S_{n-1}(k)}{\sum_k w(i, j, k)} \quad (2)$$

$$w(i, j, k) = \begin{cases} \frac{r^2 - d^2}{r^2 + d^2} & \text{当 } d^2 < r^2 \\ 0 & \text{当 } d^2 > r^2 \end{cases} \quad (3)$$

其中,  $n$  为订正次数,  $(i, j)$  为正方形网格的格点,  $(1, 1)$  表示左上角的分析点, 对任意分析点  $(i, j)$ ,  $r$  为 Cressman 客观分析的影响半径,  $d$  是影响半径  $r$  内第  $k$  个点到  $(i, j)$  点的距离。  $S_n(i, j)$  是经过  $n$  次订正得到的雷达回波强度, 当  $n=0$  时  $S_0(i, j)$  是初始回波强度估计值, 本文  $n=1$ 。  $\Delta S(k)$  是位于影响半径  $r$  内第  $k$  个点的回波强度与  $\Delta S(k)$  之差,  $w(i, j, k)$  是 Cressman 权重系数, 它在  $(i, j)$  点为 1, 向外逐渐减小, 在影响半径及其之外的点上为零。 Cressman 插值不仅可以对初始场进行客观分析, 也可以对各种要素场进行平滑, 本文在求得反演风场后, 利用这种方法对  $u, v$  风场进行平滑处理。

### 1.2.2 相邻时次回波块相关系数的计算

获得雷达回波强度的客观分析场之后, 雷达回波图像中的各个局部回波块便可以用特

定行列数的二维矩阵来表示, 寻找某一回波块在下一时次的相似块的问题于是转化为求两个二维矩阵各点组成的序列之间的相关系数, 在起始块附近相关系数最大的回波块即为其相似块。相关系数  $R_c$  的计算公式如下:

$$R_c = \frac{\sum_k \eta_1(k) \times \eta_2(k) - \frac{1}{N} \sum_k \eta_1(k) \sum_k \eta_2(k)}{[(\sum_k \eta_1^2(k) - N \bar{\eta}_1^2) \times (\sum_k \eta_2^2(k) - N \bar{\eta}_2^2)]^{1/2}} \quad (4)$$

其中  $\eta_1(k)$ 、 $\eta_2(k)$  分别为相邻时次的两个局部回波块中各点的回波强度值,  $N$  是每一回波块中的点数总和。

表征局部回波块的二维矩阵的大小与分析结果有着一定的关系。如果二维矩阵太大, 会降低分辨率而仅仅能够得到反映较大范围雷达回波动向的平均流场, 同时计算速度较慢, 不利于实时业务中的应用; 如果二维矩阵列太小, 会使得相关系数不具统计显著性, 同时也会丧失物理代表性。在这两种情况下计算出的反演风场的矢量误差都会比较大。对台风来讲, 可以假定反演风场矢量满足绕台风中心逆时针旋转的特性。在这一前提条件下, 选取不同大小二维矩阵(11 点  $\times$  11 点, 13 点  $\times$  13 点,  $\dots$ , 31 点  $\times$  31 点, 分别对应  $10\text{km} \times 10\text{km}$ 、 $12\text{km} \times 12\text{km}$ ,  $\dots$ ,  $30\text{km} \times 30\text{km}$ )进行对比分析, 发现矩阵列的大小为 19 点  $\times$  19 点(即  $18\text{km} \times 18\text{km}$  大小的回波块)时分析结果比较理想, 其显著水平为 0.01。

## 2 台风反演风场质量控制

由于相关法风场反演是通过寻找相邻时次雷达回波块最大相关系数来估测风矢量, 因而最大相关系数点位置的确定直接关系到反演风场的精度。如果雷达回波比较均匀, 相关系数较大的区域会比较大, 或者出现不只一个极值点。这就意味着反演风矢量与周

围的风矢量会差别很大,甚至出现方向相反的情况。另一方面,如果回波场的变化比较剧烈,比如在眼壁附近,相邻两个观测的时间间隔内局部回波块的形状和位置的显著变化会造成相关系数不连续,因而在利用相关法捕捉与其相似的局部回波块时,相关系数最大的回波块不能够有效地反映上一时段回波块位置的连续变化特征,由此计算得到的风场就会出现错误。由于这些原因,显然有必要对初始的反演风场进行质量控制,纠正或剔除风场中不合理的部分,以得到尽可能理想的结果。

首先对反演风场进行空间一致性检查。具体来讲,就是将反演风场中每一格点的矢量值与附近 25 个格点上的矢量平均值进行比较。接着采用以下两种方法对不合理风场进行订正:

(1) 若方向偏差小于  $45^\circ$ ,保留原值;若方向偏差大于  $45^\circ$ 而小于  $90^\circ$ ,该矢量将被平均值代替;若方向偏差大于  $90^\circ$ ,该格点矢量值将被剔除。

(2) 若方向偏差不大于  $25^\circ$ ,保留原值;若方向偏差大于  $25^\circ$ ,该矢量将被平均值代替。

然后利用 Cressman 插值客观分析方法对反演风场进行平滑处理,以消除不合理的小尺度噪音,并提高反演风场的连续性。

由于缺乏与反演风场时空密度相当的观测资料,反演风场的检验变得十分困难。目前一般都是以检验反演风场的宏观特征为主要方法,如利用单多普勒雷达观测资料反演冷锋流场时,有作者<sup>[14]</sup>把反演风场环流满足冷锋的一般特征作为基本的检验方法。本文则基于反演风场绕台风眼做气旋性环流运动的假定,即每一格点上的风矢量方向应该指向台风中心与该格点连线方向的左侧(称其为理论切向方向),对反演风场进行物理一致性检查。如果某一格点的理论切向与该点风的矢量方向之差大于  $90^\circ$ ,则认为其不合理。

### 3 台风个例分析结果

由于雷达资料有限,本文仅对 2001 年的两个登陆台风百合和飞燕进行风场反演和强度估测试验。

#### 3.1. 个例 1: 台风百合

台风百合于 2001 年 9 月 6 日下午在台湾省东北部海面上生成后,在东海南部海面及冲绳岛附近海域回旋 9 天左右,14 日开始向西南方向移动,逐渐向台湾岛东北部沿海靠近,于 16 日 21 时 40 分左右在台湾省台北沿海登陆。我们所用的雷达资料为坐落于台湾省台北的多普勒雷达探测到的 2km 高度的 CAPPI 回波图像。其波束宽度为  $1^\circ$ ,径向回波分辨率为 1km,雷达回波的探测距离是 460km。

图 2 给出 16 日下午 14 时,台风百合中心即将登陆台北沿海以前,台风百合中心以西大约 70km 左右一个表征台风局部回波块的二维矩阵与其周围二维矩阵的相关系数分布图。通过比较可以发现,在一定范围内,同一张图像上的某一二维矩阵列(图 2 中“+”位置,可以暂时定义其为“中心矩阵点”)与其附近其它的二维矩阵列的相关系数有向外逐

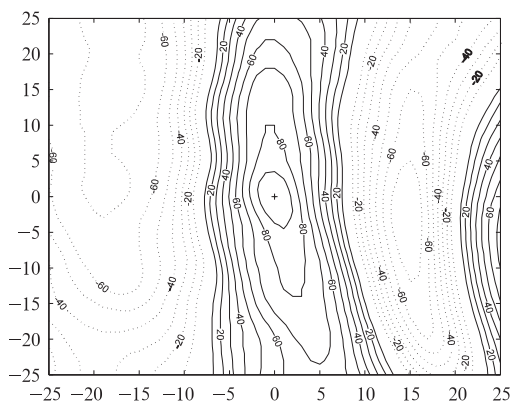


图 2 矩阵列与周围其它矩阵列相似性比较

渐减小的特征,最大值等于 1,是其本身;而该二维矩阵列(图 3 中“+”位置)与其前一相邻时次的另一张图像上相应位置周围的其他二维矩阵列的相关系数也有类似的特征,但最大相关系数点的位置有所变化,且最大相关系数小于 1(图 3),另外,中心矩阵点到该点连线上的相关系数值是逐渐递增的,了解这一点对于减少计算量有较大的作用。图 3 中的最大相关系数小于 1,说明回波块并非单纯的位移,其形状强度均可能会发生不同程度的变化。图 2 和图 3 的坐标数值是周围矩阵列到中心矩阵列的横向(东西方向)和纵向(南北方向)的距离,单位为 km,等值线为周围矩阵列与中心矩阵列的相关系数。

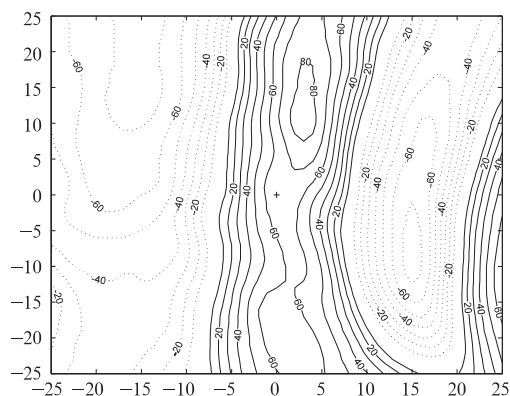


图 3 矩阵列与上一时次相应位置周围  
其它矩阵列相似性比较  
图中数字为相关系数,单位: %

图 2、图 3 还表明,位于台风西部的回波块受北风气流控制,其相关系数值在南北方向上的变化梯度比东西方向小得多,其空间分布呈南北方向为长轴、东西方向为短轴的近似椭圆结构。这种特征可使我们在南北方向的更大范围寻找与其相关系数最大的回波块。同样,在台风中心的东(北、南)方向的回波块应该分别受到南风气流(东风气流、西风气流)控制,相应的二维矩阵的相关系数在南北方向(东西方向、东西方向)上的变化梯度比东西方向(南北方向、南北方向)小得多(图略)。

从该时刻雷达回波图像与反演风场叠加显示(图 4,见彩页)发现,利用相关法追踪雷达回波反演的风场可以明显地判断台风环流的显著特征,即风场是关于台风眼作明显的气旋性环流运动。眼壁附近的风速最大,从眼壁向外风速减小,最强的风值与台风业务估测强度非常接近。质量控制前后的对比分析表明,大部分不合理矢量被纠正或被剔除,风矢量合理比率 82.4% 增加至 89.3%(方法 1,图 5,见彩页)和 90.5%(方法 2)。可见本文的纠错方法是有效的,其中方法 1 和方法 2 的两种质量控制方法效果相近。

### 3.2. 个例 2: 台风飞燕

0102 号台风飞燕于 2001 年 6 月 20 日下午在菲律宾以东的洋面上生成后,逐渐向福建省沿海靠近,并于 23 日晚上 10 时 20 分左右在福建省福清市登陆,然后向北移动进入东海。当台风即将登陆时,位于台风中心西北方向大约 250km 左右的福建龙岩多普勒雷达观测到了较为完整的台风环流。与前一个例中雷达一样,其波束宽度为  $1^\circ$ ,径向回波分辨率为 1km,雷达回波的探测距离为 460km。

由于观测雷达距离台风较远,CAPPI 不能完整地显示台风环流。图 6(见彩页)叠加显示了雷达天线仰角为  $0.5^\circ$  的 PPI 回波反射率和反演风场。同样发现,反演风场具有台风环流的显著特征,风场眼区以西是明显的偏北风,且眼壁周围的风值最大,从眼壁向外风值减小,最强的风值与台风业务估测强度相当。

## 4 小结和讨论

本文简要介绍了相关法雷达回波风场反演方法,分析了该方法的误差特征,设计了一系列的质量控制措施,并对 2001 年的两个台

风(百合和飞燕)作了风场反演和强度估测,主要得到以下结论:

(1) 利用相关法追踪雷达回波块,可以有效地反演雷达回波在 CAPPI(甚至 PPI)观测回波区中的风场特征,从而比较准确地给出台风的强度估测。对两个台风的分析结果表明,台风的雷达回波反演风场强度估测与业务强度估测相当。

(2) 依据雷达回波追踪技术来反演风场的方法有一定的局限,其反演结果有时存在不连续性,需要进行质量控制。本文所采取的误差订正方法可以部分地修正或剔除台风反演的不合理数据。

(3) 相邻时次二维矩阵的相关分析能够方便地表示雷达回波块之间的相似程度,且某一雷达回波块与其周围回波块的相似程度有向外逐渐减小的特征。

(4) 风场反演的精度与二维矩阵的大小有一定的关系,对于台风,选取  $19 \text{ 点} \times 19 \text{ 点}$  ( $18\text{km} \times 18\text{km}$ ) 大小的二维矩阵表示局部回波块的大小比较合适。

随着我国沿海天气雷达数量的增加,雷达资料的开发和业务应用成为了一个紧迫而又长期的任务。特别在台风接近海岸时,雷达是最为重要且有效的观测工具。利用相关法追踪雷达回波反演风场确实提供了一种快捷且较为合理的台风实况监测技术。这可以弥补近海资料的缺乏,同时也为在数值预报中构造台风结构提供更多的信息。还应该指出的是,这种方法不只适用于台风,在适当的物理一致性约束条件下,对其他中小尺度天气如 MCV (Mesoscale Convective Vortex)、飑线等同样有效,当然,这种方法有其不足之处,今后尚需进一步在实践中加以改进,以期更有效的应用于天气监测和预报。

## 参考文献

- [1] 雷崇典,师小玲,郑小阳,等. 晴空日中尺度环境切变场与对流云团发展条件[J]. 气象, 2004, 30(1): 46-49.
- [2] 张腾飞,鲁亚斌,普贵明. 低涡切变影响下云南强降雨的中尺度特征分析[J]. 气象, 2003, 29(12): 29-33.
- [3] 刘丽君. 利用雷达回波特征和地面资料确定 0312 号台风“科罗旺”强度[J]. 广西气象, 2003, 24(4): 24-27.
- [4] Browning, K. A. and Wexler R., The Determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar[J]. J. Appl. Meteor., 1968; 7, 105-113.
- [5] Waldteufel P. and Corbin H., On the analysis of single-Doppler radar data[J]. J Appl Meteor, 1979; 18: 532-542
- [6] 陶祖钰. 从单 Doppler 速度场反演风矢量场的 VAP 方法[J]. 气象学报, 1992, 50(1): 81-90.
- [7] 陈列,寿绍文,林开平,等. 应用单多普勒雷达资料反演风场作暴雨中尺度分析[J]. 南京气象学院学报. 2003, 26(3): 358-363.
- [8] Rineheart, R. E. A pattern-recognition technique for use with conventional weather radar to determine internal storm motions[M]. Recent Progress in Radar Meteorology, R. Carbone, Ed., National Center for Atmospheric Research, 1981: 105-118.
- [9] Smythe, G. R. and D. S. Zrnice. Correlation analysis of Doppler radar data and retrieval of the horizontal wind[J]. J. Climate and Appl. Meteor., 1983, 22, 297-311.
- [10] Tuttle, J. D. and G. B. Foote, Determination of the boundary layer airflow from a single Doppler radar [J]. J. Atmos. Ocean. Tech., 1990; 7, 218-232.
- [11] 胡明宝,汤达章. 用矩不变量法估算天气雷达回波区流场[J]. 气象. 1998, 24(10): 30-33.
- [12] 赵清云,汤达章. 雷达跟踪回波运动的研究[J]. 南京气象学院学报. 1989, 11(3): 1-8.
- [13] 汤达章,周咏梅. 雷达回波跟踪的两种方法及精度比较[J]. 应用气象学报. 1994, 5(3): 304-311.
- [14] 陶祖钰. 从单多普勒雷达观测资料反演冷锋流场的试验[J]. 热带气象学报, 1995, 11(2): 142-149.



# 高拴柱等：相关法雷达反演风场在台风监测和分析中的应用

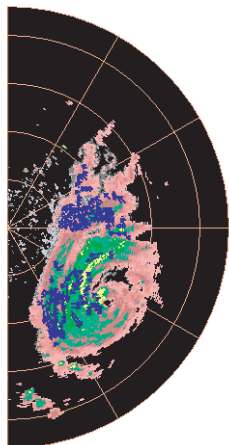


图4 2001年9月16日14时台湾省台北市多普勒雷达观测到的台风百合与反演风场

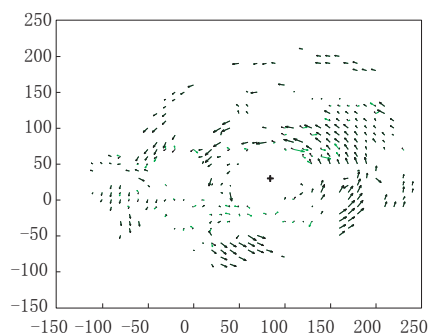


图5 2001年9月16日14时方法一订正前后的风场对比，  
黑色为订正后的风场，灰色为订正前的风场

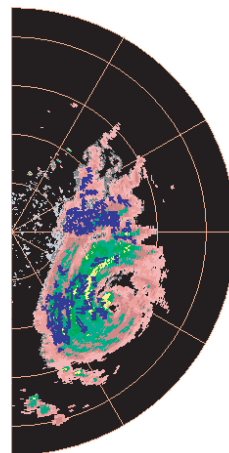


图6 2001年6月23日15时16分福建省龙岩多普勒雷达观测到台风飞燕和反演风场