

一次飊线过程的动力和微物理结构及滴谱变化 对降水估测的影响研究^{* 1}

刘黎平 牟容 许小永 胡志群

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

摘 要

雨滴谱的变化和回波强度的垂直变化是影响雷达估测降水的重要原因。文章利用美国 KOUN 双线偏振雷达观测的一次飊线过程资料, 用模糊逻辑的方法、 β 方法和约束条件下的 Δ 方法, 分析了飊线过程降水粒子相态和雨区雨滴谱分布及其相态混合区冰雹融化过程, 结合四维变分方法风场反演方法, 研究了雨滴谱变化与飊线过程风场中尺度结构的关系, 及其对双线偏振雷达不同估测降水方法的影响。结果表明: 处在气旋中的飊线存在中低层辐合线, 低层辐合带及强烈上升形成强回波, 飊线后部的层状云中下沉气流, 而飊线的前部存在下沉气流形成的边界层辐合线。飊线中对流单体组成的强回波带和后侧的层状云降水的雨滴谱分布有明显的变化, 大雨滴区往往在飊线前部, 在东南气流中新生的对流单体也常常有大雨滴区存在。 Z_H 、 Z_{DR} 随高度变化比较明显, 而 K_{DP} 基本不随高度变化, 高度的选取对传统的 $Z-R$ 关系方法、 (Z_H, Z_{DR}) 方法估测降水量影响很大, 但 K_{DP} 方法几乎不受高度变化的影响。本次过程雨滴谱变化非常明显, 这对 $Z-R$ 关系估测降水将产生重要影响, (Z_H, Z_{DR}) 方法和 K_{DP} 方法估测的降水比较接近, 而 $Z-R$ 关系方法在对流中心降水估测值偏大。小于 30 dBz 回波的 K_{DP} 脉动很大, 出现的不正常值对降水估测有一定影响, 采用综合降水估测方法是必要的。

关键词: 双线偏振雷达, 雨滴谱, 降水估测。

1 引 言

对于常规雷达 $Z-R$ 关系估测降水来讲, 除由于回波强度估测误差、雨滴谱的变化、地物回波和地物遮挡等影响外^[1-3], 回波强度的垂直变化也是影响降水估测的重要原因, 由于地球曲率的影响, 在远离雷达的地方, 雷达探测到的最低高度仍超过 2—3 km, 甚至超过 0 °C 层, 雷达探测到的回波强度与接近地面的回波强度有很大的差别, 而很多情况下不得不利用空间位置比较高的回波强度值来估测降水, 从而引起了由于回波强度垂直变化导致的降水估测误差。如采用 0 °C 层亮带的回波强度使降水强度高估, 有时误差达到 1000%; 采用 0 °C 层亮带上面的冰相降水的回波强度, 又使降水强度低估; 远距离雷

达波束超过云顶高度而漏测也是一个影响降水估测很重要的问题。现在比较实用的廓线订正方法是利用近距离的垂直廓线来外推远距离的雷达波下面的回波强度的变化, 或利用气候统计的回波强度垂直变化廓线, 以距离订正的形式考虑回波强度垂直廓线的变化, 来改善降水强度估测的效果^[4-5]。另外, 1995 年, Andrieu 提出了一种反算回波强度垂直廓线的方法, 利用卡尔曼滤波、不同层雷达回波强度比和距离的关系来反算回波强度平均变化, 并作为订正的根据^[6], 1999 年 Bertrand^[7] 提出了从体扫资料获取回波强度垂直廓线的方法, WSR-88D 系统采用了混合扫描模式来尽量使用未受地物影响的回波强度来估测降水。

双线偏振雷达可以交替发射或同时发射水平和

* 初稿时间: 2006 年 8 月 15 日; 修改稿时间: 2006 年 12 月 13 日。

资助课题: 国家科技部科研院所技术开发研究专项资金项目“双线偏振雷达气象产品生成软件系统研制”项目和国家重大基础研究项目(2004CB418305)。

作者简介: 刘黎平, 主要从事雷达气象研究。E-mail: lpliu@cams.cma.gov.cn

垂直偏振波,并接收两个偏振方向的回波信号,因散射体降水粒子的形状为非球形,而且空间取向也不同,散射回来的不同偏振方向的信号也就不同。不同偏振方向的后向散射信号在经过降水区时,其前向散射的幅度、相位的差异导致了衰减、相移、退偏振等过程的不同。双线偏振多普勒雷达可探测到与雨滴变化有关的差反射率因子 Z_{DR} 和差传播相移率 K_{DP} , 遥测雨滴谱分布,从而改善降水估测的效果,特别是 Z_{DR} 和 K_{DP} 参量可以改善降水估测的精度^[8-11]。20 多年来,人们发展了很多利用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 不同组合进行降水估测的方法,并利用大量的雷达和地面资料进行了对比^[12-14],特别是在美国俄克拉荷马开展的双线偏振雷达联合外场试验。以上研究证明了双线偏振雷达可以改善对降水强度估测的精度。另一方面, Z_{DR} 、 K_{DP} 的随机误差要远远大于回波强度的误差,为此增加空间平滑是必需的,但这又降低了空间分辨率。

中国利用数字化雷达改造的双线偏振雷达开展了降水估测、降水粒子相态识别等方面的研究工作^[15],在新一代天气雷达建设的同时,带有多普勒功能的双线偏振雷达研制及其应用工作得到了各方面的重视,雷达厂家研制了不同体制的双线偏振雷达系统,部分雷达已投入外场试验观测,并开展了双线偏振雷达的资料分析和应用工作^[16]。由于中国双线偏振多普勒雷达研究的历史还不长,资料积累还不多,对于双线偏振雷达反演雨滴谱、降水系统的垂直变化对双线偏振雷达估测降水的影响等方面的研究工作还不多。

另外,双线偏振多普勒雷达也可获取到降水系统的径向速度,通过风场反演方法和径向速度直接分析,可以更好理解降水系统的中尺度动力结构。国内外雷达气象专家发展了多种利用多普勒雷达资料反演风场的方法,并应用于暴雨、龙卷和冰雹等中尺度过程研究^[17-19]。

本文就是利用 KOUN 的双线偏振雷达观测的一次飑线过程资料,用降水粒子相态识别方法、雨滴谱反演方法、风场反演和径向速度分析方法,研究了降水系统粒子相态、雨滴谱的变化及其三维风场的结构,探讨降水系统的水平和垂直结构与中尺度风场结构的关系及其对各种双线偏振雷达估测降水方法的影响。

2 分析方法和资料

本文涉及到的双线偏振雷达资料分析方法包

括:降水粒子相态的识别、用双线偏振雷达估测雨滴谱、双线偏振雷达降水估测等方法。

2.1 降水粒子相态识别方法

降水粒子相态识别方法采用美国 KOUN 双线偏振雷达夏季降水粒子相态的识别模式,该方法基于模糊逻辑识别方法,用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 这 4 个双线偏振雷达的测量参数作为输入变量,考虑到本文研究的是夏季降水,回波类型分为 7 种类型:地物、昆虫和鸟回波、大雨滴区、小雨、中雨、大雨和雨加雹区^[20]。采用梯形函数的隶属函数来对 4 个雷达测量参数进行模糊化,得到 4 个雷达观测量对于不同类型回波的 0—1 取值的判据,该判据越大,该回波点属于这种类型回波的可能就越大。对这些判据进行加权累加,根据判据大小来决定回波类型。

2.2 雨滴谱反演方法

本文是采用 Brandes 提出的 β 方法和约束条件下的 Λ 反演方法^[21],是从双线偏振雷达探测的 3 个参量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 中反演雨滴谱。从这 3 个量的物理意义来讲:回波强度 Z_H 与粒子的密度和降水粒子尺度的 6 次方成正比,降水粒子越多,尺度越大,回波强度也就越大;差分反射率因子 Z_{DR} 仅仅与降水粒子的尺度有关,与粒子的数密度没有关系;差传播相移率除与降水粒子大小有关外,还与粒子的数密度成正比。

这两种方法均假设雨滴谱为 Gamma 三参数分布, Gamma 三参数分布一般表示为

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (1)$$

为了与雨滴谱指数分布的参数相一致和相互的对比,式(1)又可表示为标准化的三参数雨滴谱^[22]:

$$N(D) = N_w f(\mu) \left(\frac{D}{D_0}\right)^\mu \cdot \exp\left[\frac{(-3.67 + \mu)D}{D_0}\right] \quad (2)$$

$$f(\mu) = \frac{6}{3.67^4} \frac{(\mu + 3.67)^{\mu+7}}{\Gamma(\mu + 4)} \quad (3)$$

其中: N_w ($\text{mm}^{-1}/\text{m}^3$) 为标准化的雨滴谱数密度,它等于相同含水量和中值半径条件下,指数谱分布时的数密度; D_0 (mm) 和 μ 分别是表示滴谱尺度大小和偏离指数分布程度的两个滴谱参数。

对于 β 方法,其基本思想就是把近似为扁椭球形的雨滴形状(椭率)看成是变化的,椭球形雨滴的椭率随雨滴等效直径变化的斜率 β (mm^{-1}) 是一个可变量,而斜率 β 可以用双线偏振雷达探测量来反

演。根据模拟雨滴谱 3 个参数的变化、椭率与雨滴等效直径的变化斜率 β 的变化,给出了雨滴谱和双线偏振雷达探测的复杂关系。滴谱参数与偏振雷达探测的关系可用下列公式表达:

当 $K_{DP} > 0.20^\circ/\text{km}$ 时,同时利用双线偏振多普勒雷达探测的 3 个参量来反演雨滴谱:

$$D_0 = 0.56Z_h^{0.064} Z_{dr}^{0.024\beta^{-1.42}} \quad (4)$$

$$\log N_w = 3.29Z_h^{0.058} Z_{dr}^{-0.023\beta^{-1.389}} \quad (5)$$

$$\mu = \frac{200\beta^{1.89} D_0^{2.23\beta^{0.039}}}{Z_{dr} - 1} - 3.16\beta^{-0.046} Z_{dr}^{-0.374\beta^{-0.355}} \quad (6)$$

$$\beta = 2.08Z_h^{-0.365} K_{DP}^{0.380} Z_{dr}^{0.965} \quad (7)$$

其他情况,特别是回波较弱,考虑到 K_{DP} 的误差影响,只用 Z_h 和 Z_{DR} 两个参量来反演雨滴谱。这时,假设 μ 为固定值,滴谱分布变为两个变化的参数了,当雨滴谱粒子比较大时($Z_{DR} \geq 0.20$ dB),雨滴谱中值直径与近似 Z_{DR} 的 1/2 方成正比,粒子数密度与回波强度成正比。当粒子比较小时,滴谱与双线偏振雷达观测的关系又变得比较复杂了。

当 $Z_h < 35$ dBz 且 $Z_{DR} \geq 0.20$ dB 时

$$D_0 = 1.81Z_{DR}^{0.486} \quad (8)$$

$$N_w = \frac{21Z_h}{D_0^{7.353}} \quad (9)$$

$$\mu = 3 \quad (10)$$

当 $Z_h < 35$ dBz 且 $Z_{DR} < 0.20$ dB 时

$$D_0 = \gamma Z_h^{0.136} \quad (11)$$

$$N_w = (1.513/\gamma)^{7.35} \quad (12)$$

$$\mu = 3 \quad (13)$$

$$\gamma = 1.81 \left(\frac{Z_{DR}}{Z_h^{0.37}} \right)^{0.486} \quad (14)$$

很多雨滴谱观测结果表明:Gamma 型雨滴谱的 3 个参量不是孤立的,很多情况下他们是相关的。式(1)中 Λ 和 μ 的统计关系为

$$\Lambda = 0.0365\mu^2 + 0.735\mu + 1.935 \quad (15)$$

根据这一事实和雨滴椭率与粒子等效直径的关系,利用两个偏振量就可以反演出滴谱分布。滴谱参数与偏振雷达探测的关系可用下列公式

$$D_0 = 0.171Z_{DR}^3 - 0.725Z_{DR}^2 + 1.479Z_{DR} + 0.717 \quad (16)$$

$$\mu = 6.084D_0^2 - 29.85D_0 + 34.64 \quad (17)$$

$$W = 5.589 \times 10^{-4} Z_h \times 10^{(0.223Z_{DR}^2 - 1.124Z_{DR})} \quad (18)$$

$$N_w = \frac{W}{1.73 \times 10^{-5} D_0^4} \quad (19)$$

式中 Z_h 的单位为 mm^6/m^3 , K_{DP} 的单位为 $^\circ/\text{km}$ 。这里需要注意的是:雷达测量的反射率因子 Z_H (dBz) 和差分反射率 Z_{DR} (dB) 与公式(4)~(19)和下面的式(22)~(25)给出 Z_h (mm^6/m^3) 和 Z_{dr} 是不一样的,它们存在对数关系:

$$Z_H = 10\log(Z_h) \quad (20)$$

$$Z_{DR} = 10\log(Z_{dr}) \quad (21)$$

2.3 降水估测方法

我们用 5 种方法估测降水:

传统的 Z-R: $R_1 = 1.7 \times 10^{-2} Z_h^{0.714}$ (22)

(Z_H, Z_{DR})方法:

$$R_2 = 1.59 \times 10^{-2} Z_h^{0.737} Z_{dr}^{-1.03} \quad (23)$$

$$K_{DP} \text{方法: } R_3 = 50.3K_{DP}^{0.812} \quad (24)$$

(Z_{DR}, K_{DP})方法:

$$R_4 = 63.3K_{DP}^{0.851} Z_{dr}^{-0.72} \quad (25)$$

其中, R_1 (mm/h)、 R_2 (mm/h)、 R_3 (mm/h)、 R_4 (mm/h) 分别表示 4 种方法算出的雨强。

另外,考虑到弱降水区 K_{DP}, Z_{DR} 比较小,这两个量的探测误差会给降水估测带来很大的影响,我们也使用了综合探测降水的方法,根据 Z_H, Z_{DR} 和 K_{DP} 的大小进行分段计算降水强度。主要思路是:尽量避免在观测值比较小的时候,使用偏振量 Z_H, K_{DP} 来估测降水,在小的降水情况下, Z_{DR} 和 K_{DP} 值比较小,甚至有时测量值为 0 或负值,这时采用常规的 Z-R 关系方法;当 Z_{DR} 足够大而 K_{DP} 比较小时,就利用 Z_H 和 Z_{DR} 联合估测技术;反之当 K_{DP} 足够大而 Z_{DR} 比较小时,就利用 Z_H 和 K_{DP} 联合估测降水;当 Z_{DR} 和 K_{DP} 都足够大时,就用 3 个量估测降水。计算流程如图 1 所示。

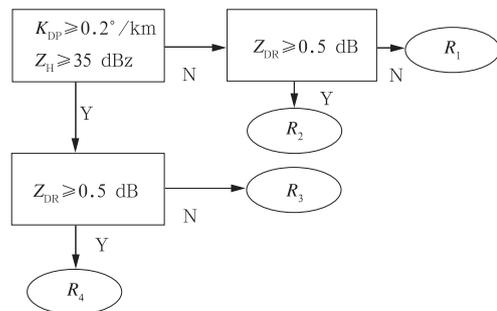


图 1 双线偏振雷达降水估测综合方法算法流程图

Fig. 1 Flow chart for precipitation estimator with polarimetric radar

2.5 资料处理

为了分析回波的水平变化,我们将双线偏振雷达原始资料用 Cressman 插值方法转化到水平分辨率为 2.0 km,垂直分辨率为 0.5 km 的直角坐标下,将 9 个库的 Φ_{DP} (差传播相移) 用最小二乘拟合方法得到 K_{DP} 。

3 飗线过程的回波结构及其滴谱分布

2003 年 6 月 10—11 日这次飗线过程横扫美国俄克拉荷马州,飗线长度约 300 km,出现了冰雹和强降水。图 2 为 2003 年 6 月 10 日 23:09 观测到 2 km 高度上的反射率因子 Z_H 、差分反射率因子 Z_{DR} 、

差传播相移率 K_{DP} 及其相态识别结果。从回波结构来看:近 200 km 长的飗线中含有 8 个很强的回波单体,主要新生的回波单体在飗线的左侧,飗线前沿的回波强度梯度很大,而其后侧为较宽的对流回波过渡带和层状云回波。从径向速度和反演的三维风场(图略)可以看出:该飗线上部南北取向的回波处在一中尺度气旋中,飗线西南—东北取向的回波对应北部偏南气流和南部西北气流形成的近 150 km 长的切变线和辐合线,主要辐合区在强回波带的稍前部,最强的辐合在 3—4 km 高度上,飗线前弱回波区内存在强降水下落形成的出流,该气流与西北气流形成的辐合造成了新回波的生成。

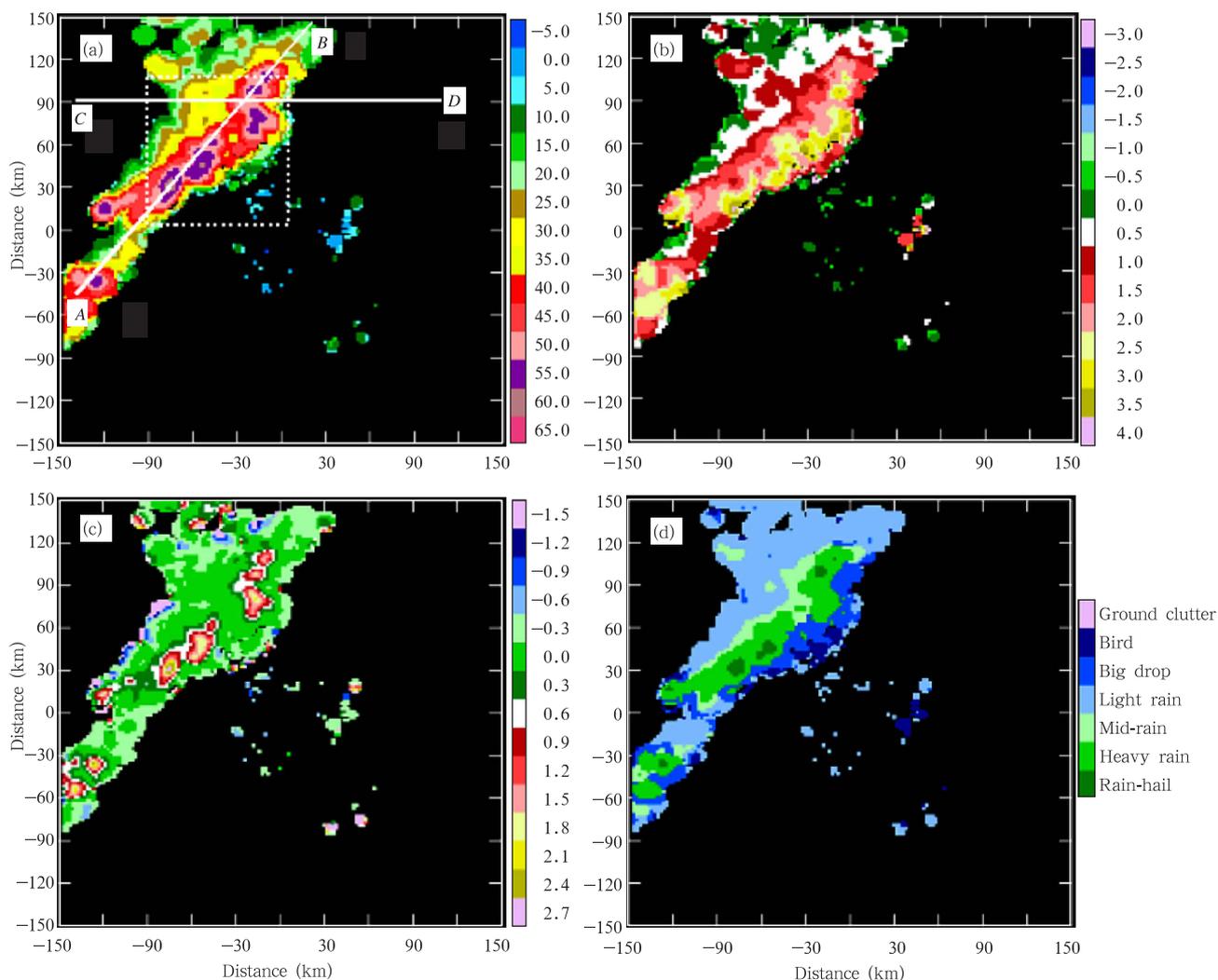


图 2 2003 年 6 月 10 日 23:09 UTC 2 km 高度上的 Z_H (a)、 Z_{DR} (b)、 K_{DP} (c) 和降水粒子识别结果 (d)

Fig. 2 CAPPI of Z_H (a), Z_{DR} (b), K_{DP} (c) and hydrometeor phase (d) at 2 km at 23:09 UTC on 10 June 2003

从识别的结果来看,飊线前部 5 个单体都已降雹,降雹区与强回波中心、大 K_{DP} 中心和小的 Z_{DR} 对应,这一区域 Z_{DR} 值相对周围要小,而大 Z_{DR} 中心往往在强回波中心的前部。这一结果表明:降雹区部分冰雹已经融化形成了大的雨滴,使 K_{DP} 变得很大,但融化的比例很小,大量的湿雹和大雨滴混合使 Z_{DR} 变得很小,而湿雹的存在对 K_{DP} 的影响不大;冰雹区的前部为大 Z_{DR} 中心,这是大雨滴区;冰雹区后部为弱的云带, Z_{DR} 和 K_{DP} 都比较小。

图 3 给出了沿图 2 中 AB 线的双线偏振雷达观测的飊线对流带的垂直结构,AB 线通过主要的对流单体中心,并平行于飊线方向。4 km 以上 Z_{DR} 和 K_{DP} 大部分值接近零,说明这一高度以上降水粒子主要为固态水,但在部分区域(如 190 km 处), Z_{DR} 大于 1.0 dB,说明这里有过冷水存在的可能,因为固态降水的介电常数比较小,而且形状复杂,粒子的空间取向随意性大,这些原因均造成了固态降水对应的 Z_{DR} 和 K_{DP} 大部分值接近零。在 4 km 以下 Z_{DR}

和 K_{DP} 的水平和垂直变化非常明显,其垂直变化清楚看出零度层上下降水粒子的相态差别。以 120 km 处强回波单体为例,分析对流单体的垂直结构,4 km 高度以上,大于 55 dBz 回波强度区的 Z_{DR} 和 K_{DP} 均接近零,说明这一区域为冰雹区,而且雨滴非常少,而在 4 km 附近, Z_{DR} 和 K_{DP} 的垂直变化非常明显, K_{DP} 从 $0.0^\circ/\text{km}$ 变化为 $2.0^\circ/\text{km}$, Z_{DR} 从 0.0 dB 变化为 1.5 dB,而该对流单体正好和 Z_{DR} 的一个豁口对应,对应的 Z_{DR} 与周围相比是比较小的, Z_{DR} 和 K_{DP} 的剧增说明了冰雹融化为雨滴的过程,特别是该区域对应很大的 K_{DP} 说明大雨滴的存在,该区域为冰雹和降雨的混合区。对于冰雹来讲,其形状的复杂性和下落过程中的不断翻转造成的空间取向的随机性造成了冰雹对应的 K_{DP} 和 Z_{DR} 均接近零,而在降雨中混有冰雹,使原先大的 Z_{DR} 变小,而对 K_{DP} 影响不大。同样,对于 30 km 处正在发展的对流单体,其 K_{DP} 大值区延伸到了 6 km,说明该单体上部存在液态水,其对应的 K_{DP} 比周围大,而 Z_{DR}

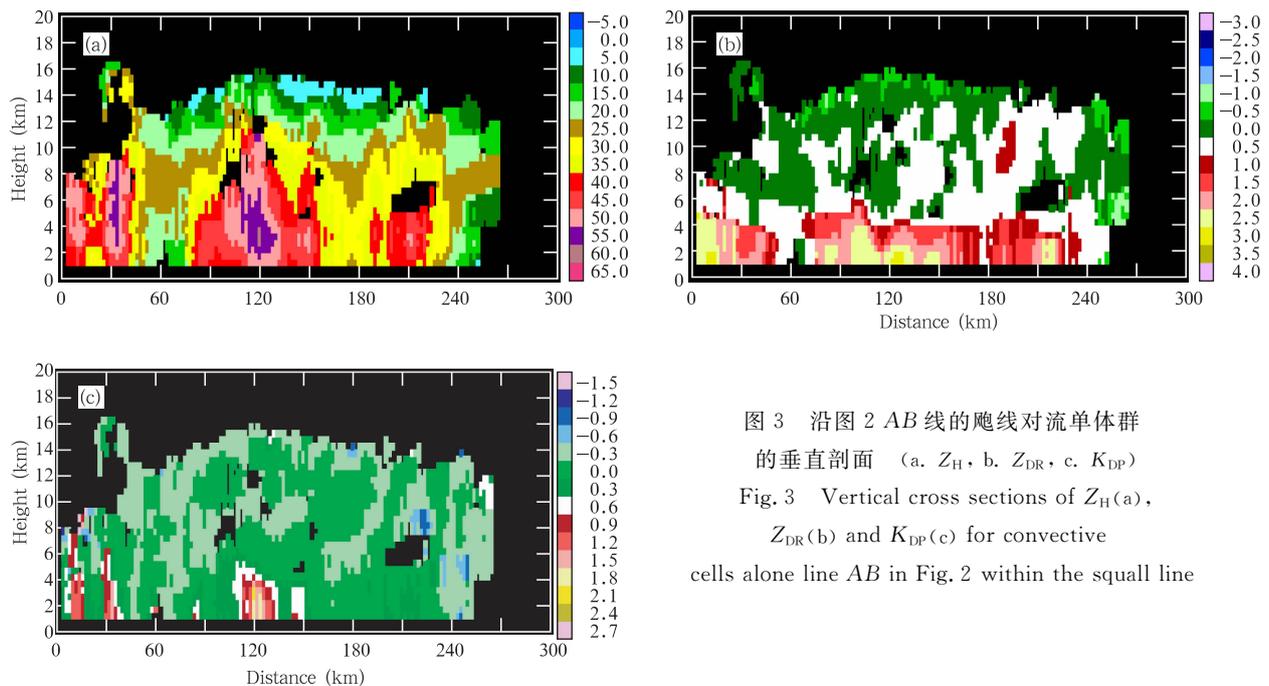


图 3 沿图 2 AB 线的飊线对流单体群的垂直剖面 (a. Z_H , b. Z_{DR} , c. K_{DP})

Fig. 3 Vertical cross sections of Z_H (a), Z_{DR} (b) and K_{DP} (c) for convective cells along line AB in Fig. 2 within the squall line

比周围小,与 120 km 处的单体类似。

图 4 给出了 2 km 高度上两种方法反演的雨滴谱的数密度 N_w 和滴谱尺度参数 D_0 的水平分布,其中识别为冰雹和降雨混合区或 Z_H 大于 53 dBz 的区域没有进行雨滴谱反演。从结果来看,降雹区主要

在强回波带的前部,降雹区的前部回波强度变化梯度很大,其后部为强的对流性降水和层状云降水区。 β 方法和约束条件下的 Λ 方法反演的滴谱分布的趋势基本一致,大的雨滴谱主要集中在强回波区的周围特别是前部及其新生的回波单体中, D_0 在 2.0—

4.0 mm, 该区域的回波强度主要由大尺度粒子引起; 而粒子数密度比较大的区域主要在降雹区的后部。从径向速度和风场分析结果来看: 低层的辐合

区主要是在冰雹区的中后部, 这里上升气流的作用使得凝聚作用生成了很多雨滴, 而冰雹后部的大雨滴可能是冰雹融化后造成的。

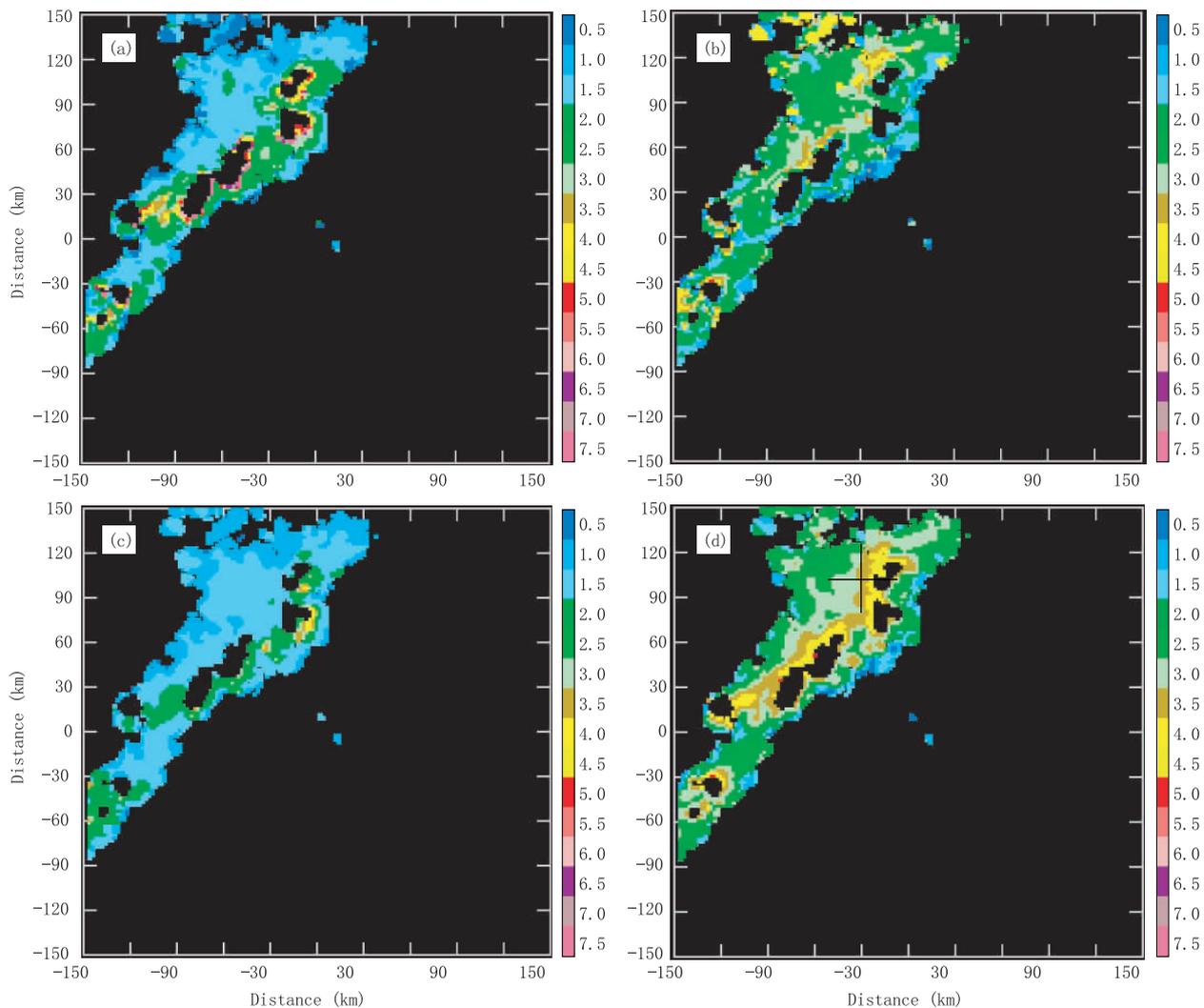


图 4 2 km 高度上的滴谱分布

(a, b. β 方法反演的 D_0 和 $\log(N_w)$, c, d. 约束条件下的 Δ 方法反演的 D_0 和 $\log(N_w)$, 单位: D_0 : mm; N_w : $\text{mm}^{-1}/\text{m}^3$)

Fig. 4 Horizontal distributions of rain drop size distribution parameters D_0 (a, c) and $\log(N_w)$ (b, d) at altitude of 2 km retrieved by the “Beta” method and the “constrained Gamma” method (units: D_0 : mm; N_w : $\text{mm}^{-1}/\text{m}^3$)

另外也可以看出: 这两种雨滴谱反演得到的结果还是有一定的差异, 主要是反映在冰雹区周围雨滴谱反演结果的不一致, 第 1 种方法反演的雨滴谱数密度比较大, 而第 2 种方法反演的粒子直径比较大。造成这一结果的原因可能包括: 冰雹融化形成的雨滴谱与雨滴谱假设的差异; 未完全融化的冰雹对回波强度、差反射率因子和 K_{DP} 探测的影响等。

图 5 给出了 6 km 以下滴谱的垂直变化, 该截

面基本平行于飑线方向。从平行于飑线方向的垂直剖面来看: 雨滴谱的垂直变化非常明显, 与周围回波相比, 对流单体周边的滴谱密度和尺度都比较大。从两种方法反演的滴谱垂直结构来看, 除受冰雹影响的对流单体周边区域外, 这两种方法反演的雨滴谱在对流单体周围变化比较一致, 在对流单体周边, 第 1 种方法大的雨滴区和小数密度区在 3 km 高度处, 在 3 km 以下, 粒子尺度变小, 数密度变大; 而

第 2 种方法, 3 km 以下, 粒子尺度随高度变大, 数密度变小。引起这种差异的原因是强对流单体周围混有冰雹, 而冰雹存在时雨区的 Z_{DR} 明显变小, 使第 2 种方法反演的雨滴尺度变小, 同时数密度增大。

为了更好分析飊线前部和后部滴谱的变化, 图 6 和图 7 给出了沿图 2 CD 线东西方向垂直剖面的

双线偏振雷达估测值和反演的滴谱分布。从这一剖面可以很清楚看到: 双线偏振雷达探测到的飊线偏振量垂直结构的变化及其对应的雨滴谱的变化。飊线右侧入流区最前段为小的雨滴, 雨滴尺度在靠近强回波区处明显增大; 但第 2 种方法反演的该区底部的雨滴谱为大的雨滴和低数密度, 而第 1 种方法

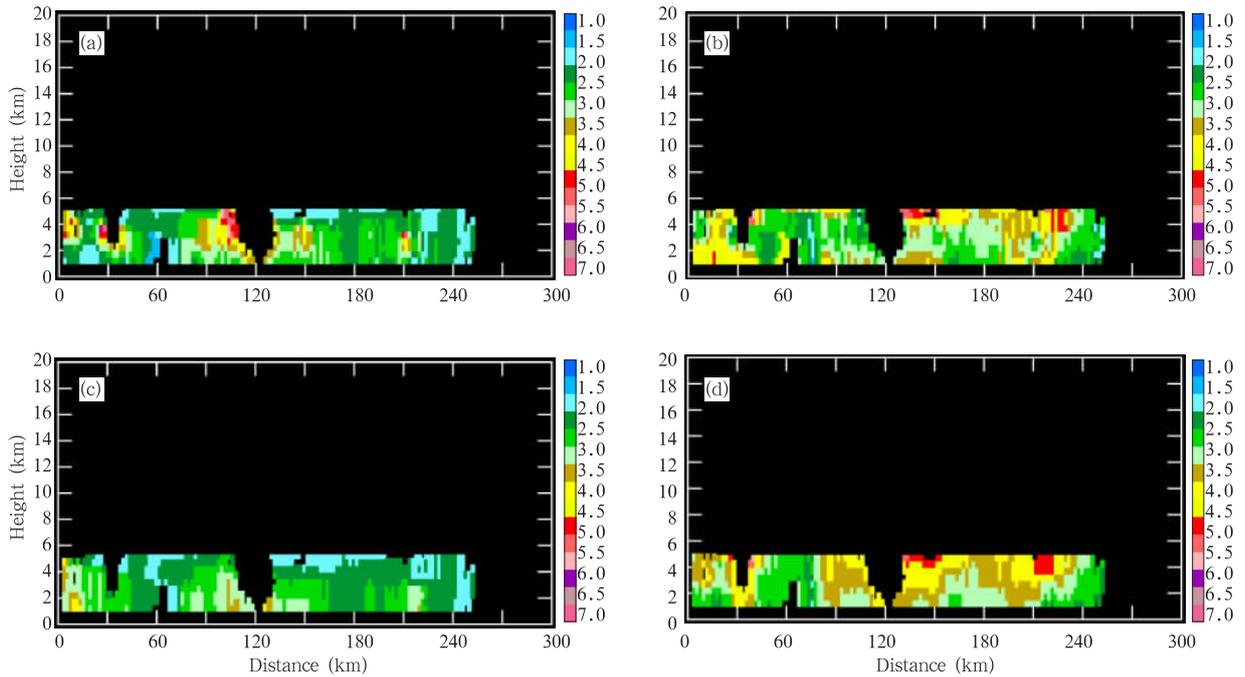


图 5 图 3 对应垂直剖面的滴谱分布(说明同图 4)

Fig. 5 Same as Fig. 4 but for vertical distributions

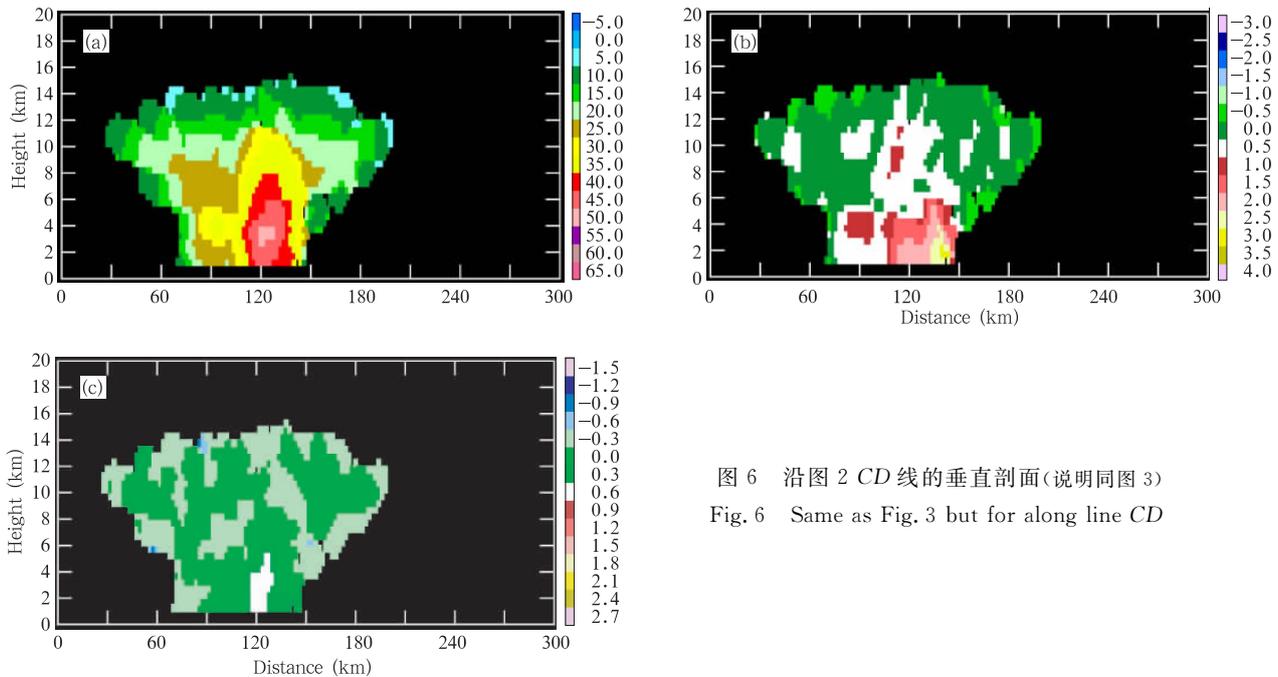


图 6 沿图 2 CD 线的垂直剖面(说明同图 3)

Fig. 6 Same as Fig. 3 but for along line CD

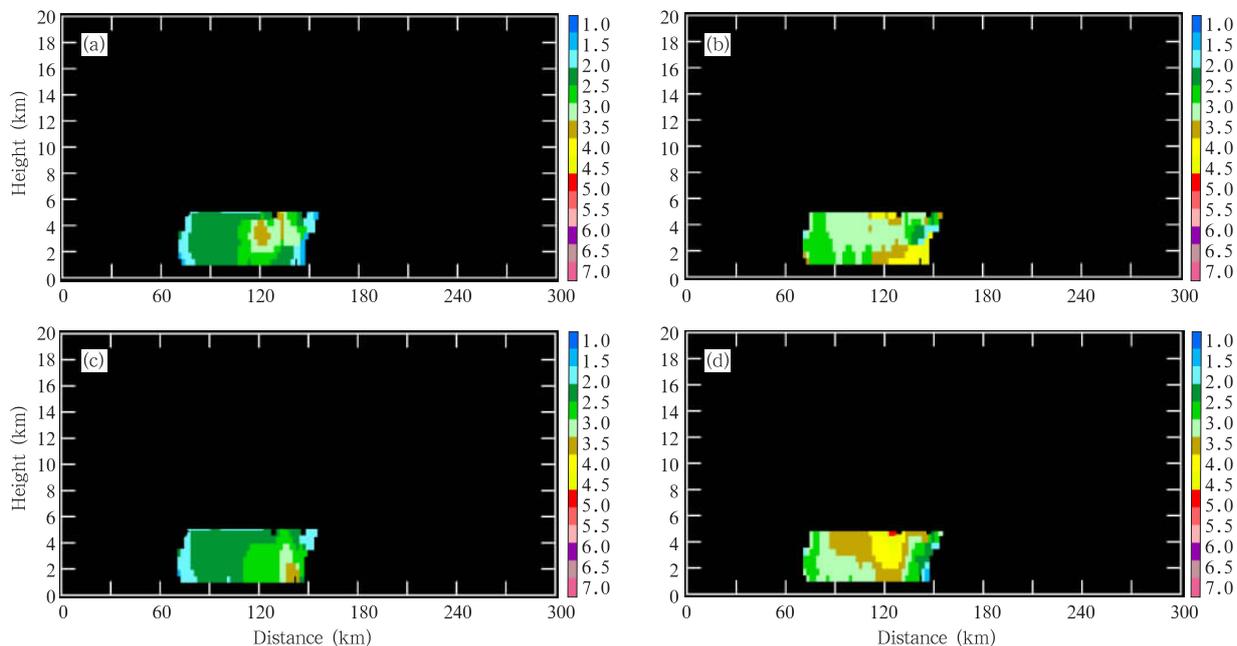


图7 图6对应的滴谱分布(说明同图4)

Fig. 7 The rain drop size distribution parameters with Fig. 6(a, c. D_0 ; b, d. N_w)

反演的入流区的低数密度区的位置更靠上。

4 垂直高度对不同方法反演降水变化的影响

我们知道:回波强度垂直变化是影响 $Z-R$ 关系反演降水的重要因素,下面分析双线偏振雷达不同算法反演降水的对比和变化。为了尽量剔除冰雹对降水估测的影响,我们将识别为冰雹区和回波强度大于 53 dBz 的降水未统计在内。

图8给出了2 km高度上用5种方法反演降水的水平分布。从反演结果来看:就总趋势而言:这5种方法探测小到中雨的差别比较小,而在强对流中心,特别是冰雹和降雨混合区周围的大粒子比较多, $Z-R$ 关系方法明显高估了降水,大片区域降水估测值大于 70 mm/h,而区域(Z_H 、 Z_{DR})方法和 K_{DP} 方法估测值为 40 mm左右。(Z_H 、 Z_{DR})方法和 K_{DP} 方法总体比较一致,而(Z_{DR} 、 K_{DP})方法估测值比较小。另外,在上部一块弱的回波,由于其 K_{DP} 比较大,使 K_{DP} 和(Z_{DR} 、 K_{DP})方法估测出了偏大的降水强度。从这样结果可以看出:由于滴谱的变化, $Z-R$ 关系与其他方法相比在降水的不同区域,差别是不一样的。

图9给出了除冰雹和降雨混合区外,整个飑线

的 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 的垂直变化及其不同方法降水估测的垂直变化。从图中可以看出:3.0 km和1.0 km高度的 Z_H 相差约 5 dB,而 Z_{DR} 和 K_{DP} 变化却不是特别明显。5种方法估测的降水强度在3—4 km处比较大,越接近地面降水估测值越小,用 Z_H 或 Z_{DR} 方法估测降水的垂直变化比较大,而 K_{DP} 和综合方法垂直变化比较小;另外, K_{DP} 和综合方法估测值比 Z_H 方法要小,综合方法比较小的原因是:在 Z_H 、 Z_{DR} 和 K_{DP} 都比较大时, K_{DP} 方法估测降水强度比较小,而这时综合方法与 K_{DP} 方法一样;当 Z_H 比较小时, Z_H 方法估测的降水比较小,而这是综合方法又与 Z_H 方法估测值一致。从这一结果可以看出:用 K_{DP} 估测降水方法受垂直变化的影响很小,它对较远的降水的探测能力应该优于其他方法。

5 结论和讨论

本文利用美国 KOUN 双线偏振雷达观测的一次飑线过程资料,用模糊逻辑的方法、 β 方法和约束条件下的 Δ 方法,分析了飑线过程降水粒子相态和雨区雨滴谱分布及其相态混合区冰雹融化过程,结合四维变分的风场反演方法,研究了雨滴谱变化与飑线过程风场中尺度结构的关系,及其对双线偏振

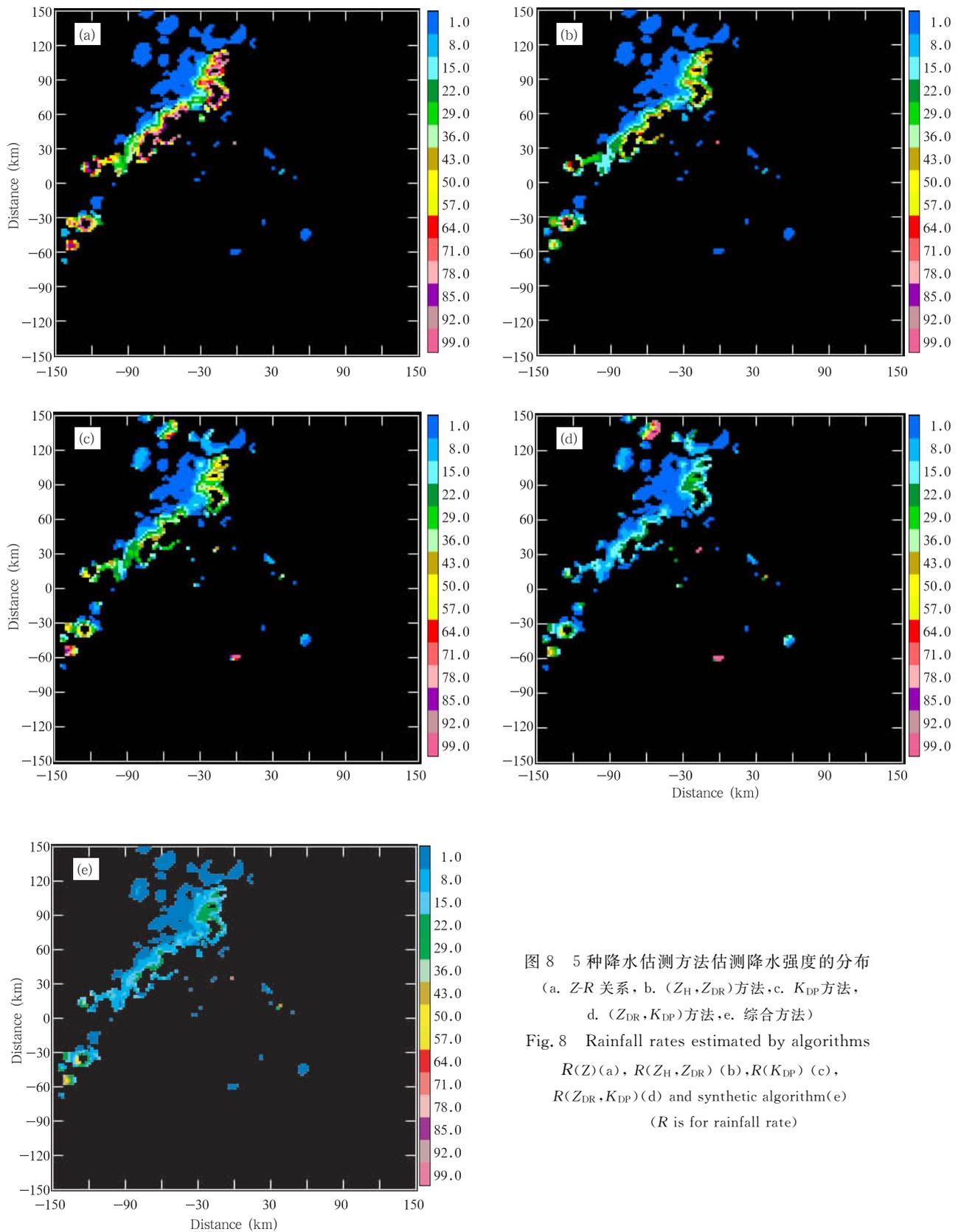


图 8 5 种降水估测方法估测降水强度的分布
(a. $Z-R$ 关系, b. (Z_H, Z_{DR}) 方法, c. K_{DP} 方法,
d. (Z_{DR}, K_{DP}) 方法, e. 综合方法)

Fig. 8 Rainfall rates estimated by algorithms

$R(Z)$ (a), $R(Z_H, Z_{DR})$ (b), $R(K_{DP})$ (c),
 $R(Z_{DR}, K_{DP})$ (d) and synthetic algorithm (e)
(R is for rainfall rate)

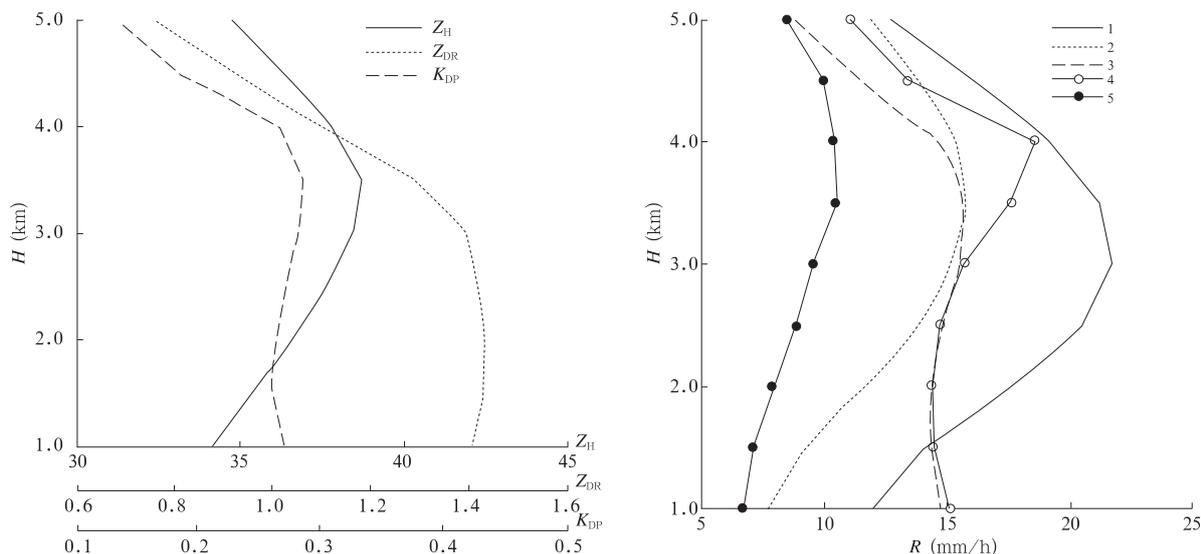


图9 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 的垂直变化(a)和不同降水估测方法降水估测的垂直变化(b)

Fig. 9 Vertical variations of Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} (a) and precipitation rates (b) estimated with different algorithms

雷达不同估测降水方法的影响,并得到如下结论:

(1) 本次飗线过程处在东南气流和西北气流形成的强烈风场辐合区,飗线过程降水中雨滴谱的分布很不均匀,通常对流单体前部为大的雨滴区,而后部为大的数密度雨滴区。因降雹区周围未完全融化的冰雹的存在使 Z_{DR} 明显变小,从而使两种雨滴谱反演方法得到的结果有一定的差异。

(2) 回波强度通常在 3—4 km 的值比较大, $Z-R$ 关系估测降水受滴谱垂直变化的影响比较大,而 K_{DP} 的垂直变化比较小,从而用 3—4 km 高度处的 K_{DP} 也能很好反演降水,利用 K_{DP} 可以很好地消除回波的垂直变化对降水估测的影响。

(3) (Z_H 、 Z_{DR})方法和 K_{DP} 方法对降水强度的估测值比较一致,而(Z_{DR} 、 K_{DP})估测值比较小, $Z-R$ 关系由于受到滴谱变化的影响,其降水估测值在强中心附近比较大,与其他方法的差异在不同区域有很大不同。由于 K_{DP} 和 Z_{DR} 在弱回波区的估测值比较小, Z_{DR} 和 K_{DP} 本身的探测误差而造成比较大的降水估测误差,为此,在实际业务中使用综合方法估测降雨强度是必需的。

另外,由于雷达估测降水和地面降水比较的复杂性,同时该系统降水空间变化比较大,没有很密的雨量计资料很难得到准确可信的对比结果,所以本文没有涉及到双线偏振雷达估测降水和地面雨量计观测值的对比。

参考文献

- [1] Sauvageot H. Rainfall measurement by radar: A review. *Atmos Res*, 1994, 35: 27-54
- [2] Smith D J Seo, Baeck M L, Hudlow M D. An intercomparison study of NEXRAD precipitation estimates. *Water Resour Res*, 1996, 32: 2035-2045
- [3] Austin P. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Mon Wea Rev*, 1987, 115: 1053-1070
- [4] Kitchen M, Jackson P M. Weather radar performance at long range-simulated and observed. *J Appl Meteor*, 1993, 32: 975-985
- [5] Joss J, Pittini A. The climatology of vertical profiles of radar reflectivity to improve estimates of precipitation. Preprints of 25th Conference on Radar Meteorology, Paris, France, Amer Meteor Soc, 1991: 828-831
- [6] Andrieu H, Jean Dominique Creutin. Identification of vertical profiler of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. Part I: Formulation. *J Appl Meteor*, 1995, 34: 325-329
- [7] Bertrand Vignal, Andrieu Hervé, J Dominique Creutin. Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data. *J Appl Meteor*, 1999, 38: 1214-1228
- [8] Gorgucci E, Chandrasekar V, Bringi V N, et al. Estimation of raindrop size distribution parameters from polarimetric radar measurements. *J Atmos Sci*, 2002; 59: 2373-2384
- [9] Edward A Brandes, Zhang Guifu, Vivekanandan J. Drop size distribution retrieval with polarimetric radar: Model and application. *J Appl Meteor*, 2004, 43: 461-475
- [10] Ryzhkov A V, Zrni D S. Assessment of rainfall measurement that uses specific differential phase. *J Appl Meteor*, 1996, 35: 2080-2090
- [11] Zrnic D S, Ryzhkov A. Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J Atmos Oceanic Tech*, 1996,

- 13: 454-464
- [12] Ryzhkov A V, Giangrande S, Schuur T. Rainfall measurements with the polarimetric WSR-88D radar. Report of the National Severe Storm Lab, 2003, Norman, OK, 73069
- [13] Brandes E A, Zhang G, Vivekanandan J. Experiment in rainfall estimation with a polarimetric radar a subtropical environment. *J Appl Meteor*, 2002, 41: 674-685
- [14] May P, Keenan T D, Zrnic D, et al. Polarimetric radar measurements of tropical rain at 5-cm wavelength. *J Appl Meteor*, 1999, 38: 750-765
- [15] 刘黎平, 钱永甫, 王致君. 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布. *气象学报*. 1996, 54(5): 590-599
- [16] 曹俊武, 刘黎平, 陈晓辉等. 3836C 波段双线偏振雷达的资料质量分析及其在一次降水过程中的应用研究. *应用气象学报*, 2006, 17(2): 192-200
- [17] Xu Q, Qiu C J. A joint-method retrievals of low-altitude wind fields from single-Doppler reflectivity and radial-wind data. *J Atmos Oceanic Tech*, 1995, 12: 1111-1119
- [18] Sun J, Crook A. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J Atmos Sci*, 1997, 54: 1642-1661
- [19] 许小永, 郑国光, 刘黎平. 多普勒雷达资料 4DVAR 同化反演的模拟研究. *气象学报*. 2004, 62(4): 410-422
- [20] Schuur T, Ryzhkov A, Heinselman P. Observation and classification of echoes with the polarimetric WSR-88D radar. Report of the National Severe Storm Lab, 2003, Norman, OK, 73069
- [21] Brandes E A, Zhang Guifu, Vivekanandan J. Comparison of polarimetric radar drop size distribution retrieval algorithms. *J Atmos Oceanic Tech*, 2004, 21(4): 584-598
- [22] Testud J, Oury S, Black R A, et al. The concept of "normalized" distributions to describe raindrop spectra: A tool for cloud physics and cloud remote sensing. *J Appl Meteor*, 2001, 40: 1118-1140

DYNAMIC AND MICROPHYSICAL STRUCTURES OF A SQUALL LINE SYSTEM AND EFFECTS OF RAIN DROP SIZE DISTRIBUTION ON PRECIPITATION

Liu Liping Mu Rong Xu Xiaoyong Hu Zhiquan

The National Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, 100081 Beijing

Abstract

Changes of rain drop size distribution and vertical variations of reflectivity are main factors in precipitation estimation with radar. The KOUN dual linear polarization radar data of a squall line case in USA are used to analyze horizontal and vertical variations of Z_H , Z_{DR} , K_{DP} , wind field, hydrometeor phase distributions, rain drop size distributions (DSD) and hail melting processes, and their effects on precipitation estimations by five retrieval algorithms. The retrieval algorithms used in this paper include the "beta" (β) method and the "constrained-gamma" method for rain drop size distribution, the fuzzy logical phase distinguish, and the 4DVAR wind retrieval. The results show that the squall line lay in the mid-lower level convergence zone of northwest and southeast winds within a cyclone. There were downdrafts in the stratiform clouds of the rear part of the squall line, and a boundary layer convergence line induced by downdrafts in front of the squall line. The DSDs were different in the strong echo band of convective cells and in the stratiform cloud precipitation area rear of the squall line, and large drops often occurred in the new echo in front of the squall line. Variations of Z_H , Z_{DR} with altitude were obvious, but K_{DP} almost did not change with altitude. Correspondingly, the selection of radar data level has larger influence on precipitation values estimated by the Z - R relation and the $R(Z_H, Z_{DR})$ estimator. The DSD distinctively varied in the convective precipitation process, which has important effect on precipitation estimations by the Z - R relation. Precipitation estimations by the $R(Z_H, Z_{DR})$ and $R(K_{DP})$ methods are similar, but the Z - R relation overestimated the precipitation at convective centers. The K_{DP} method had larger errors of precipitation estimation in cases of weak echo (less than 30 dBz). Therefore, it is necessary to use a "hybrid" approach to estimate precipitation.

Key words: Dual linear polarization radar, Rain drop size distribution, Precipitation estimation.