

文章编号: 2096-1618(2019)04-0333-09

基于双偏振雷达参量的层状云零度层亮带识别研究

冯小真^{1,2}, 肖 辉^{2,3}, 孙 跃^{2,3}, 姚振东¹

(1. 成都信息工程大学电子工程学院, 四川 成都 610225; 2. 中国科学院大气物理研究所 中国科学院云降水物理与强风暴重点实验室 中国科学院减灾中心, 北京 100029; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 零度层亮带 (ML) 是降水性层状云的一个重要特征, 它对雷达定量估计区域降水有很大影响, 如何减小这种影响是雷达气象探测非常关心的科学问题。双偏振雷达能够提供双偏振参数信息, 在云降水粒子相态识别、粒子尺度分布等方面有优势。利用 X 波段双偏振雷达观测数据, 对差分相位移 φ_{DP} 滤波、又滤波后的 φ_{DP} 由定义式重构得到 K_{DP} , 对反射率因子 Z_H 以及差分反射率 Z_{DR} 由 K_{DP} 订正法进行衰减订正。以距离-高度扫描 (RHI) 图像为基础, 通过双偏振参量纹理法 (texture of polarization parameters, TPP) 得到纹理参数 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$, 分析它们在垂直高度上的相对分布识别零度层亮带, 并与平均反射率因子垂直廓线识别法 (MVPR) 进行比较, 说明运用双偏振参数纹理法能够更好地识别零度层亮带以及分析研究偏振特征。

关键词: X 波段双偏振雷达; 质量控制; 零度层; 亮带识别

中图分类号: TN957.52⁴

文献标志码: A

doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2019.04.002

0 引言

零度层亮带 (ML) 是天气雷达对降水云探测到的一个重要分布结构特征, 经常发生在较深厚的降水性层状云过程, 它与过冷层里的冰雪晶、霰粒等固态降水粒子融化有关, 它表征了层状云降水中存在的冰水转换区^[1]。新一代双线偏振天气雷达能够发射和接收水平和垂直两个方向上的电磁波, 能够获得更多的参数包括: 反射率因子 Z_H 、差分反射率 Z_{DR} 、差分相位移 φ_{DP} 、差分相位移率 K_{DP} 、退偏振比 LDR 和零滞后相关系数 ρ_{HV} 等^[2], 通过这些双偏振参量能够得到更加完善的降水粒子相态、尺度、介电常数和取向等信息, 在数据质量控制、亮带识别、降水粒子相态识别等方面具有明显优势^[3]。

在以往的研究中, 很多学者提出了多种有效识别零度层亮带的方法。在双偏振雷达应用方面, Gian-grande 等^[4]提出了一种基于雷达平面-位置扫描 (PPI) 扫描自动识别融化层的算法, 如果 Z_H 和 Z_{DR} 的最大值落在指定范围内, 则探测低 ρ_{HV} 的所有范围区间即为 ML 区间。Matrosov 等^[5]提出了一种更简单的方法, 同样在 PPI 扫描中, 仅通过 ρ_{HV} 检测 ML 的边界。ML 同样可以通过多普勒速度识别亮带。White 等^[6]提出了一种利用风廓线仪的识别方法, 该方法识别反

射率峰值, 以及反射率梯度与垂直多普勒速度负相关的区域。然而很少有基于 RHI 扫描识别零度层亮带方法, Bandera 等^[7]设计了一种基于 Z_H 中强垂直梯度和线性退偏振比 LDR 识别零度层亮带的算法, 并假设 ML 内的雷达变量具有更高的非均匀性。Zhang 等^[8]采用雷达体扫数据, 通过计算平均反射率因子垂直廓线的方法 (MVPR) 识别。Zhang 等^[9]通过对前述算法的研究与改进, 将理想模型 VPR 与实时 VPR 相结合, 进一步提出了通过每层仰角观测的表观反射率因子垂直廓线 (AVPR) 对零度层亮带识别, 并且订正。肖艳娇等^[10]通过 VPR 对零度层亮带平均高度和厚度进行识别, 并对其进行了订正和抑制。庄薇等^[11]采用 VPR 的零度层亮带识别和订正方法对青藏高原地区进行雷达降水估测研究。孙赫敏等^[12]在对层状云和对流云进行分类之后, 运用 AVPR 法识别零度层亮带并订正后验证定量估测降水 (QPE)。

由于零度层亮带在层状降雨中的可能会引起以传统 $Z-R$ 关系为基础的定量估测降水 (QPE) 的过高估计, 旨在运用极化特征更好的双偏振参量得到更多相关数据信息以识别零度层亮带。参考模糊逻辑算法使用的双偏振参量纹理参数的计算与分析方法^[13-14], 提出在极化距离-高度扫描 (RHI) 扫描下, 通过偏振参量的多纹理参数随高度变化的相对分布进行分析获得亮带区域, 探测零度层亮带上下边界的新方法。为进一步了解零度层亮带的不均匀结构及其对层状云降水的影响, 以及提高层状云降水的预报具有重要的应用价值。

收稿日期: 2019-04-06

基金项目: 国家重点研发计划资助项目 (2016YFE0201900-02); 国家自然科学基金资助项目 (41575037); 国家重点基础研究发展计划 (973) 资助项目 (2014CB441403)

1 数据来源与预处理

1.1 X 波段双偏振雷达系统概况

所用数据资料来自中国科学院大气物理研究所车载 X 波段全相参多普勒双极化天气雷达 (IAP-XDPR) 观测所,IAP-XDPR 采用双发双收体制,具有平面-位置扫描 (PPI)、距离-高度扫描 (RHI)、体积扫描 (VOL) 和扇形扫描 (SEC) 4 种扫描模式。雷达最大探测距离为150 km、距离库分辨率为150 m、径向分辨率为1°。获得的测量参数包括:雷达反射率因子 Z_H ,多普勒速度 V_R ,谱宽 W ,差分反射率 Z_{DR} ,差分传播相移 φ_{DP} ,差分传播相移率 K_{DP} 和相关系数 ρ_{HV} 等。具体性能见表 1。

表 1 IAP-714XDPR-A 型 X 波段双偏振气象雷达性能参数

序号	项目	参数值
1	工作频率	9.370 GHz
2	天线直径	2.4 m
3	天线增益	44.78 dB
4	波束宽度	1°
5	雷达波极化状态	水平、垂直
6	发射脉冲宽度	0.5,1.0,2.0 μ s
7	脉冲重复频率	500~2000 Hz
8	径向库数	1000
9	探测距离	75/150/300 km
10	信噪比	2.3 dB
11	采样方法	PPI、RHI、VOL、SEC
12	通道数	2
13	雷达探测量	Z_H 、 V 、 W 、 Z_{DR} 、 Φ_{DP} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV}

1.2 数据资料来源

所用雷达资料为 2010 年 7 月 IAP-714XDPR-A 型 X 波段雷达于广东阳江(111.98°N,21.82°E),海拔高度 6.2 m,参加了由中国气象局气象探测中心组织阳江国际探空比对辅助遥感观测试验,获得了大量该地区夏季主要降水天气类型的双偏振雷达观测回波资料^[15]。

气象探空资料来自由中国气象局 MICAPS 系统获得湛江市(距阳江市160 km)探空站日两次(08 和 20 时,探空资料时间为北京时)的探空数据,探空零度层高度单位为 km。研究主要使用温度廓线资料,通过垂直线性内插得到0℃高度。

1.3 雷达数据预处理

为了利用雷达数据准确地反演所需要的气象产品,首先需要对雷达数据进行质量控制。 φ_{DP} 是双偏振雷达水平极化电磁波与垂直极化电磁波之间的相位差。雷达系统噪声与非瑞利散射会对差分散射相移产

生影响,进而使 φ_{DP} 波动,所以由雷达实测 φ_{DP} 直接计算 K_{DP} 往往误差较大。为此,通过对 φ_{DP} 滤波减轻这种影响^[16],采用中值滤波法对雷达实测的 φ_{DP} 数据进行预处理,滤波前后对比如图 1 所示,中值滤波公式为

$$y(i)=\text{Med}[x(i-N),\cdots,x(i),\cdots,x(i+N)] \quad (1)$$

可以看出滤波前的差分相位图像中存在较多噪声点,通过中值滤波处理后较好地过滤了雷达附近的地物杂波、噪声点以及边界噪声,滤波后差分相位数据的层次性增强,颜色分布更加均匀。

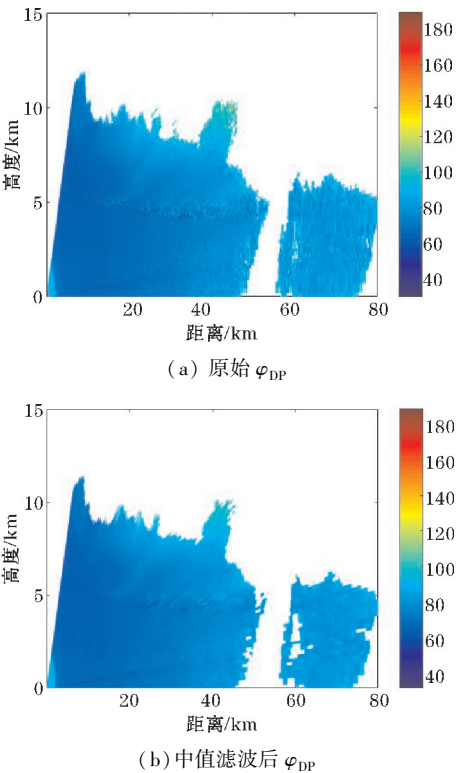


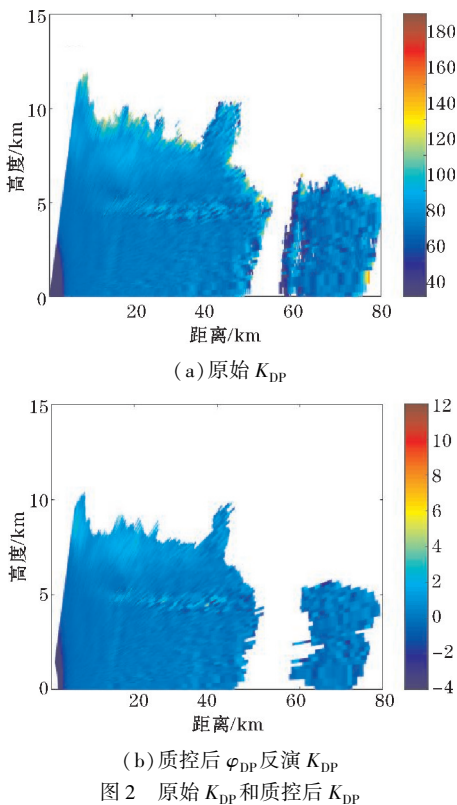
图 1 质控前后 φ_{DP} 对比

双偏振参量 K_{DP} 已在双偏振雷达定量估测降水中被广泛应用。这是由于 K_{DP} 不受到电磁波部分遮挡和雷达定标的影响,并且在较强降水的情况下,用双偏振参量 K_{DP} 对降水进行估测相较经典的 $Z-R$ 关系估测降水更具有准确性。但是,在小雨区域、非均匀介质波束填充和非瑞利散射存在的情况下, K_{DP} 会出现较大偏差,并且雷达系统噪声也会对 K_{DP} 估测造成影响^[17]。因而, K_{DP} 重构能够十分有效地降低这些因素对 K_{DP} 准确估计的影响。利用质控后的 φ_{DP} 根据 K_{DP} 的定义式进行 K_{DP} 的重构:

$$K_{DP}=\frac{\varphi_{DP}(r_{n+1})-\varphi_{DP}(r_n)}{2(r_{n+1}-r_n)} \quad (2)$$

其中 r_n 和 r_{n+1} 表示雷达径向上两个距离库与雷达之间的距离。

图 2 给出了原始 K_{DP} 和根据质控后的 φ_{DP} 反演得到的 K_{DP} ,由图可知,经质控后(图 2b)的差分相位 φ_{DP} 重构后数据得到重构的 K_{DP} ,与直接读取雷达观测的 K_{DP} (图 2a) 相比,明显减少了负值点和异常极值点的存在。



雷达发射电磁波穿过降水区时,由于容易受到降水粒子散射和吸收的影响,而导致雷达电磁波产生衰减,波长越短,衰减越严重。对于 X 波段雷达,降水强度越大,衰减越严重。因此,在利用反射率因子和差分反射率数据分析之前,首先要对它们进行衰减订正。采用 K_{DP} 订正法对 X 波段双偏振雷达参数进行衰减订正。

Bringi 等^[18] 和 Jameson 等^[19] 研究得出,对 2.8 ~ 9.3 GHz 范围的雷达波,衰减率 A_H 和差分衰减率 A_{DP} 与 K_{DP} 存在良好的线性关系。 A_H 和 A_{DP} 计算公式为

$$A_H = a_1 K_{DP} \tag{3}$$

$$A_{DP} = a_2 K_{DP} \tag{4}$$

其中, A_H 和 A_{DP} 的单位为 $\text{dB} \cdot \text{km}^{-1}$, K_{DP} 的单位是 $\text{deg} \cdot \text{km}^{-1}$ 。

Bringi 等^[18] 假定雨滴谱为 gamma 分布并由散射模拟得到 X 波段雷达 $a_1 = 0.247 \text{ dB} \cdot \text{deg}^{-1}$, $a_2 = 0.0458 \text{ dB} \cdot \text{deg}^{-1}$,而 Matrosov 等^[20] 通过外场试验研究得到 X 波段雷达 $a_1 = 0.22 \text{ dB} \cdot \text{deg}^{-1}$, $a_2 = 0.032 \text{ dB} \cdot \text{deg}^{-1}$,且 a_2 对雨滴形状不敏感。利用 K_{DP} 订正法对 Z_H 和 Z_{DR} 衰减订正时采用 Park 等(2005a,2005b)通过散射模拟和实际试验研究所得 X 波段雷达的系数 $a_1 = 0.275 \text{ dB} \cdot \text{deg}^{-1}$, $a_2 = 0.029 \text{ dB} \cdot \text{deg}^{-1}$ 。在订正过程中认为 $K_{DP} < 0.1 \text{ deg} \cdot \text{km}^{-1}$ 的值是由观测误差引起^[21],并将这些值赋为 0。

K_{DP} 订正法对 Z_H 和 Z_{DR} 衰减订正公式^[21] 为:

$$10\lg[Z_H(r)] = 10\lg[Z'_H(r)] + 2\int_0^r A_H(S) \text{d}s \tag{5}$$

$$Z_H = 10\lg Z_H \tag{6}$$

$$Z_{DR}(r) = Z'_{DR}(r) + 2\int_0^r A_H(S) \text{d}s \tag{7}$$

其中, r 为目标点与雷达站点间的距离(单位: km); $Z'_H(r)$ 和 $Z_H(r)$ 分别为订正前和订正后的水平反射率因子,单位为 $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, Z_H 的单位为 dBZ ; $Z'_{DR}(r)$ 和 $Z_{DR}(r)$ 为订正前和订正后的差分反射率, Z_{DR} 单位为 dB 。

图 3 给出了 Z_H 和 Z_{DR} 经过 K_{DP} 订正法衰减订正前

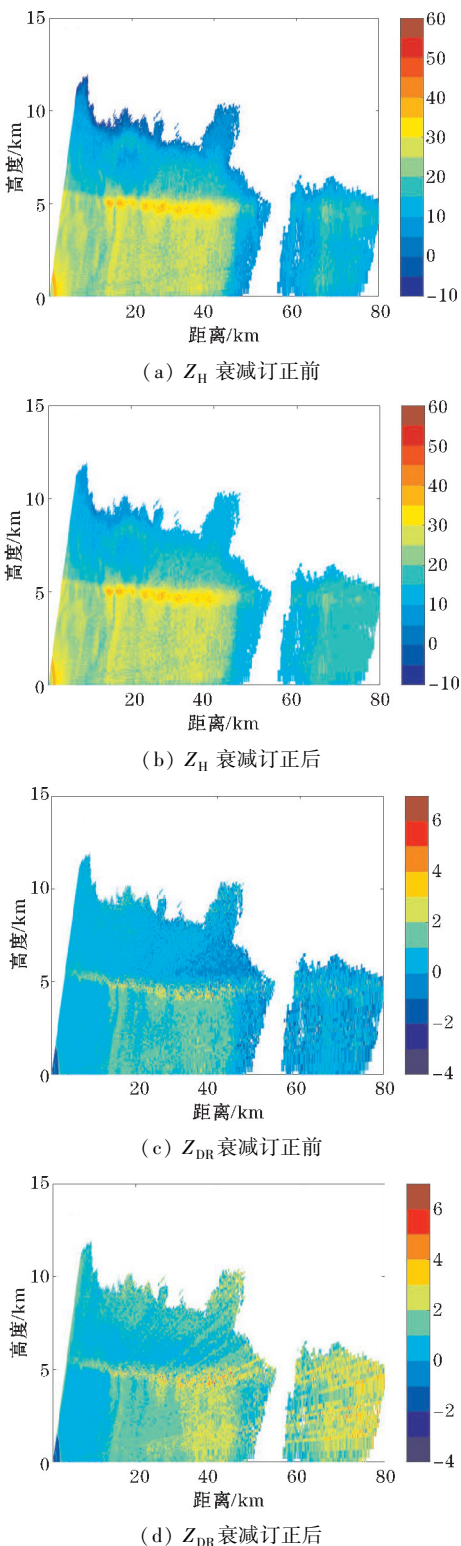


图 3 Z_H 和 Z_{DR} 经过 K_{DP} 订正法衰减订正前后的对比 (2010 年 7 月 22 日 23:00 沿方位角 131.18°)

后的对比,由衰减订正前后反射率因子的垂直分布得到,雷达回波强度在订正前有较严重的雨中衰减,订正后雷达回波强度从整体来看已有显著改善,说明在使用雷达数据前对其进行衰减订正是必要步骤。

2 零度层亮带识别

2.1 零度层亮带的 MVPR 识别法

通常运用 MVPR 法(平均反射率因子垂直廓线)识别零度层亮带^[8]。MVPR 法首先计算每层仰角层状云 MVPR,找到该仰角 MVPR 的最大反射率因子高度 h_{\max} 、亮带顶高度 h_t 和亮带底高度 h_b 。然后,结合探空得到的 0°C 高度判断亮带是否存在,并确定其范围。作为对比,文中首先使用 IAP-714XDP-A 型车载 X 波段双偏振气象雷达 2010 年 7 月在阳江观测得到的数据,采用此方法进行零度层亮带的识别。

MVPR 法识别零度层亮带的操作过程如下:

(1)以水平 1 km 分辨率,高度 200 m 分辨率基于 RHI 数据计算 MVPR。通过探空资料由线性插值公式得到 0°C 层高度。从 0°C 层高度以上 500 m 处^[22],沿 MVPR 向下识别出局部反射率因子最大值对应的高度 h_{\max} 。

(2)根据 Zhang 等^[8]的研究, $h_a(h_c)$ 是最大反射率的高度向上(向下)单调减少的高度,对于 X 波段雷达向上反射率降低最大值取 10%,向下反射率降低最大值为 6.5%,若满足式(8),则认为有亮带存在:

$$\begin{aligned} h_a - h_c &\geq D_1 \\ h_a - h_c &\leq D_2 \\ h_a - h_{\max} &\leq D_3 \\ h_{\max} - h_c &\leq D_3 \end{aligned} \quad (8)$$

式中, D_1 、 D_2 、 D_3 是适应性参数,受到亮带层的深度和对称性的约束。参考 Zhang 等^[8]的模拟结果,这里将适应性参数取值为: $D_1 = 0.4 \text{ km}$, $D_2 = 2 \text{ km}$, $D_3 = 1.5 \text{ km}$ 。

(3)若零度层亮带存在,可以通过 Zhang 等^[8]雷达数据得到雷达参数 $D_t = 0.7 \text{ km}$, $D_b = 1 \text{ km}$ 用作亮带顶和底的上限, D_t 与 D_b 的取值与亮带峰值位置对应高度向上和向下 MVPR 的不同斜率相关。据此,按照式(9)和(10)确定零度层亮带的上边界和下边界高度:

$$h_t = \begin{cases} h_a, & h_a - h_{\max} \leq D_t \\ h_{\max} + D_t, & h_a - h_{\max} > D_t \end{cases} \quad (9)$$

$$h_b = \begin{cases} h_c, & h_{\max} - h_c \leq D_b \\ h_{\max} - D_b, & h_{\max} - h_c > D_b \end{cases} \quad (10)$$

图 4 为由上述方法得到的 2010 年 7 月 22 日 23 时在阳江观测到的一次降水个例的 MVPR 图像。可以得到,通过上述方法计算 MVPR,此个例表现出明显的亮带特征。

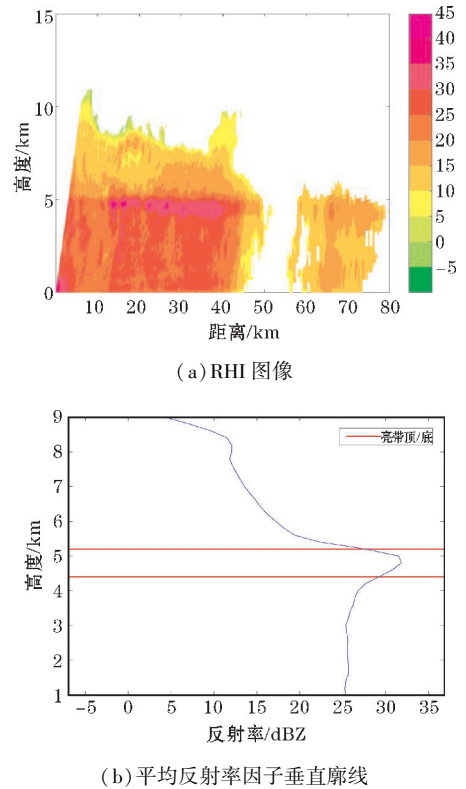


图 4 2010 年 7 月 22 日 23:00 方位角 131.18° RHI 图像和平均反射率因子垂直廓线

在图 4 的个例情况下,通过 RHI 扫描图像看出零度层亮带的 Z_H 值明显高于亮带层之上和之下的 Z_H 值,能直观地观察零度层亮带的存在。但是,对于某些情况下,雷达反射率图像中没有表现出零度层亮带的明显特征,无法取得合适的阈值来衡量零度层亮带的范围,对这种亮带特征不太明显的个例 MVPR 法识别能力较差。比如,对于同一天在 2010 年 7 月 22 日 23:19 时阳江观测的另一个例(图 5),单独利用 MVPR 法很难准确地判断是否存在零度层亮带。此外,以经验参数和适应性参数作为阈值带来的判断不确定性差别较大,对于零度层亮带的顶和底判断会有偏差。并且,应用于不同地区和雷达时,需通过大量实验与统计得出经验参数和适应性参数,所以此算法不容易精确的移植,具有一定的局限性。综合考虑 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 多个偏振参量在零度层亮带的表现特征,并参考模糊逻辑算法中纹理参数的应用^[13,23],提出基于双偏振参量纹理参数识别零度层亮带的算法。

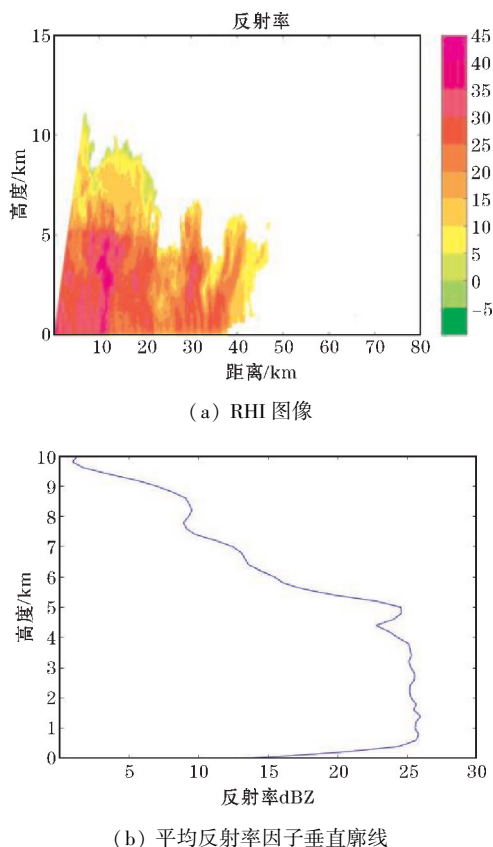


图5 2010年7月22日23:19方位角340.23°
RHI图像和平均反射率因子垂直廓线

2.2 零度层亮带的合成纹理参数识别法

由于零度层亮带的物理特性表现为在零度层以上的雪花和冰晶等固态粒子降落到零度层附近时,其表面开始发生融化,使雷达测得的后向散射截面变大,因而导致反射率增大的自然现象。通常在雷达反射率回波图上表现为在0℃附近出现一条较长且水平延伸的强反射率回波带^[24]。双偏振雷达参量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 对零度层亮带有很好的表征,这是由于 Z_H 和 Z_{DR} 与水凝物粒子的大小及其形状具有良好的相关性, K_{DP} 是区分是否为强降水较好的参数, ρ_{HV} 是混合相态粒子很好的指示参量。

根据双偏振雷达观测,偏振参量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 在零度层亮带里的数值往往比其他垂直高度上的值大,而 ρ_{HV} 在零度层亮带里的数值却比其他垂直高度的值小^[24]。这是由于在零度层亮带内含尺度较大的粒子,导致反射率因子较大,而融化的固体粒子尺度越大往往形变越严重,因而, Z_{DR} 和 K_{DP} 也越大。融化层中各种类型互不相同的水凝物粒子(如液态水粒子、融化程度各不相同的冰雪晶等)的并存,由于动力、热力以及表面张力等因素导致较大的降水粒子发生形变现象,会引起 Z_{DR} 和 K_{DP} 值增大,而 ρ_{HV} 值减小。所以,零

度层亮带所在位置的回波与其上下区域的变量分布以及纹理是明显不一样的。图6为2010年7月22日23:00沿方位角131.18°距雷达30 km处偏振参量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 参数的垂直廓线。这些垂直廓线充分展现了上述零度层亮带典型特征。所以,本文通过建立以双偏振参量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 为基础得到纹理参数 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 的零度层亮带识别方法,通过数据随高度变化的相对分布获得亮带区域。这一方法称为双偏振参量纹理法(TPP)。

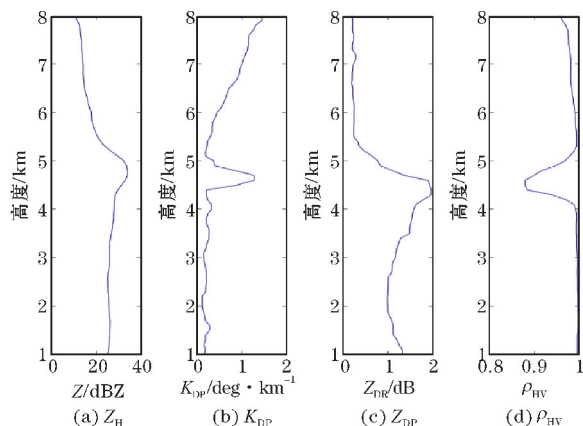


图6 2010年7月22日23:00沿方位角131.18°距雷达30 km处
 Z_H 、 K_{DP} 、 Z_{DR} 、 ρ_{HV} 垂直廓线

根据双偏振参数 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 沿垂直方向滑动平均计算并显示平均反射率垂直廓线、平均差分反射率垂直廓线、平均差分传播相移率垂直廓线和平均相关系数垂直廓线见图6。在处理中,由于数据本身在水平方向上存在一些中小尺度的湍流结构以及其他动力结构会导致水平方向上结构的起伏,为了消除取样的起伏以及小尺度的变化,所以选择水平滑动步长为2.5 km平滑去除水平方向上的中小尺度的湍流结构以及其他动力结构。

考虑到零度层亮带出现的高度范围,忽略近地面(垂直高度1 km以下)和对流层顶附近(垂直高度7 km以上),在偏振参量 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 4个平均廓线的基础上,通过沿垂直方向以一定区间长度滑动,在相对高度区间内研究变量的差异性分布,得到4个纹理参数 $SD(Z_H)$ (反射率因子 Z_H 的标准差)、 $SD(Z_{DR})$ (差分反射率 Z_{DR} 的标准差)、 $SD(K_{DP})$ (差分传播相移率 K_{DP} 的标准差)、 $SD(\rho_{HV})$ (相关系数 ρ_{HV} 的标准差)。使用0.9 km的运行窗口沿径向数据得到纹理参数,即沿径向平均间隔0.1 km的9个数据点^[13,24]得到 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$:

$$SD(Z_H) = \sqrt{\frac{\sum_{0.9} [Z_H - \text{mean}(Z_H)]^2}{n_{Z_H}}} \quad (11)$$

$$SD(Z_{DR}) = \sqrt{\frac{\sum_{0.9} [Z_{DR} - \text{mean}(Z_{DR})]^2}{n_{Z_{DR}}}} \quad (12)$$

$$SD(K_{DP}) = \sqrt{\frac{\sum_{0.9} [K_{DP} - \text{mean}(K_{DP})]^2}{n_{K_{DP}}}} \quad (13)$$

$$SD(\rho_{HV}) = \sqrt{\frac{\sum_{0.9} [\rho_{HV} - \text{mean}(\rho_{HV})]^2}{n_{\rho_{HV}}}} \quad (14)$$

式中, $\text{mean}(Z_H)$ 、 $\text{mean}(Z_{DR})$ 、 $\text{mean}(K_{DP})$ 和 $\text{mean}(\rho_{HV})$ 分别为 0.9 km 垂直高度区间内 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 ρ_{HV} 的平均值, n_{Z_H} 、 $n_{Z_{DR}}$ 、 $n_{K_{DP}}$ 和 $n_{\rho_{HV}}$ 分别表示 0.9 km 高度区间内 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 和 ρ_{HV} 的距离库数, 即该算法以每 9 个距离库为一个区间长度, 沿垂直方向逐库滑动窗口, 分别统计在 0.9 km 内的 4 个偏振参量趋势变化的纹理, 得到纹理参数 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 。

关于滑动窗口区间长度的选择, 需要与以往各学者研究得到亮带厚度量级一致, 一般取值范围为 1 km 左右, 取值 0.9 km。取值极端过大或极端过小都将无法衡量出双偏振参量在一定区间长度中的趋势性变化。

进一步地对 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 4 个纹理参数进行分析。在图 7 中显示了 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 4 个纹理参数随高度变化的廓线, 纹理参数是指沿径向小范围波动的幅度, 可以看出 4 个纹理参数均在高度 4 km 到 5.5 km 附近区域存在标准差变化较大的区域, 并出现峰值, 这是由于标准差反应数据的离散程度, 代表数值与其平均值的差异性。因此, 峰值是由反射率, 差分反射率, 差分相移率以及相关系数快速变化造成的, 此外, 4 个纹理参数图像峰值位置对应 4 个双偏振变量变化的幅度较大。

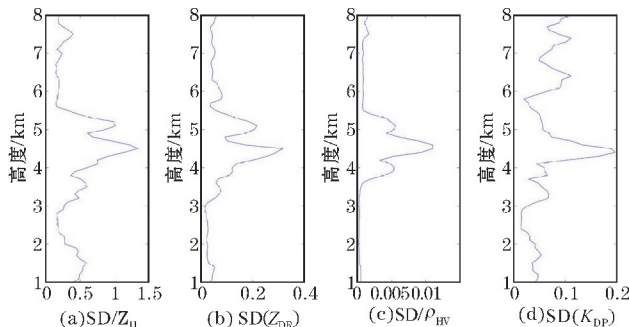


图7 纹理参数 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 图像
(2010年7月22日23:19 沿方位角 340.23°, 距离 30 km)

这可能是由于冰相粒子的融化导致介电常数增大, 并且融化后的水滴在其下降这一过程碰并增长, 导

致 4 个参数出现了较大的变化, 推测这 4 个参数的大幅度变化与零度层有关。又由于从图中可以看出, $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 4 个纹理的变化趋势较为一致, 为了综合这 4 个偏振参量的变化情况, 对 4 个参量进行 z-score 标准化^[25]的无量纲化处理, 改变了 4 个纹理参数的单位但不改变图像的趋势。这是为了使 4 个纹理参数均处于同一数量级别上, 便于做后续的综合分析与比较。图 8 为图 7 中的 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 、 $SD(\rho_{HV})$ 4 个纹理参数经过标准化后得到的曲线, 同时还给出了观测当日由探空资料得到的大气温度廓线。z-score 标准化公式^[25]为:

$$SD_s(Z_H) = \frac{Z_H - \bar{Z}_H}{SD(Z_H)} \quad (15)$$

式中, $SD_s(Z_H)$ 是通过 z-score 标准化得到的 Z_H 纹理参数, $SD(Z_H)$ 表示同一高度 Z_H 的标准差, \bar{Z}_H 表示同一高度 Z_H 的平均值。其他 3 个变量的标准化方法类似于式(15)。标准化纹理参数图像如图 8 所示。

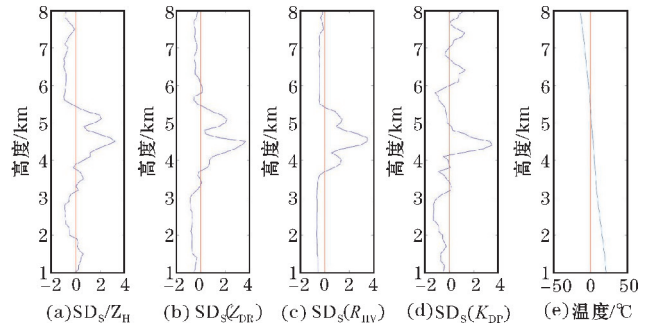


图8 标准化后的 $SD_s(Z_H)$ 、 $SD_s(Z_{DR})$ 、 $SD_s(K_{DP})$ 、 $SD_s(\rho_{HV})$ 、大气温度廓线

由图 8 可见, 标准化 $SD_s(Z_H)$ 、 $SD_s(Z_{DR})$ 、 $SD_s(K_{DP})$ 、 $SD_s(\rho_{HV})$ 4 个纹理参数值均在大气温度廓线所示 0 °C 高度附近有较大幅度的变化, 其余值较均匀分布在零线的上下侧, 大致趋势相近, 变化不大, 但略有差异。为了综合 4 个变量的变化情况, 参考模糊逻辑算法^[13,23], 通过它们的加权平均表征 4 个参量的总体变化特征, 由于 4 个参数的变化趋势相近, 且对于结果的影响程度几乎相同, 所以考虑为相同的权重值为 0.25。公式为

$$SD = 0.25SD_s(Z_H) + 0.25SD_s(Z_{DR}) + 0.25SD_s(K_{DP}) + 0.25SD_s(\rho_{HV}) \quad (16)$$

式中 SD 为由标准化后的 4 个偏振参量加权平均后得到的合成纹理参数。判别和筛选纹理显著不同的点和区域, 由于在高度小于 1 km 的近地层区域范围内数据质量不高, 多受近地物杂波的影响, 因此, 忽略掉垂直高度小于 1 km 的近地面层数据。当垂直高度大

于8 km的区域范围内,接近于对流阻滞层,而且融化层顶一般不会超过8 km高度,所以排除垂直高度小于1 km和大于8 km的数据,绘制合成纹理参数图像如图9所示。

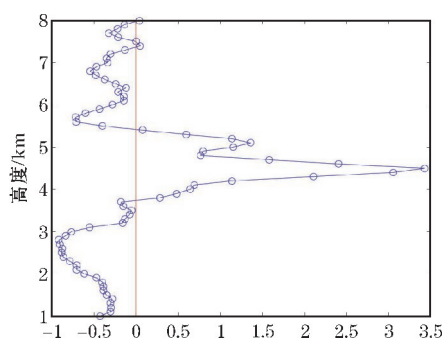


图9 合成纹理参数廓线

由图9可见,合成纹理参数能更加明显地和综合地表征偏振参数纹理较大幅度的变化。通过合成纹理廓线识别亮带上下边界的过程如下:

沿合成纹理廓线找到合成纹理值最大位置对应的高度,由此位置高度沿廓线向上向下搜索,找到开始出现明显差异性的确定为亮带边界,由于一般显著性阈值不适用,取阈值为0,即是差异性为0的点为阈值,即沿廓线向上下两个方向识别到合成纹理值小于等于0的点,取其前一点作为边界值,即从该点开始3个偏振变量开始出现显著差异性。又由于垂直滑动平均宽度的设置可能会导致亮带顶估测偏低,亮带底估测偏高,所以在已识别出的亮带边界基础上调整滑动半宽度后得到对应零度层亮带的亮带顶与亮带底高度。在RHI图像中绘制亮带上下边界。上述基于多个双偏振参量的纹理参数识别零度层亮带的方法简称为TPP法。

2.3 识别结果及分析

对于某些个例,变量图像中没有表现零度层亮带的明显特征,并且无法取得合适的阈值来确定零度层亮带的上下边界范围,对这些个例采用以往的识别方法(如MVPR法)不能识别零度层亮带范围,然而,采用提出的TPP法,用多个双偏振参量的纹理参数作为参量识别,能够较准确的识别零度层亮带。图10为在RHI中,由多个双偏振参量的纹理参数分析得出的零度层亮带上下边界范围。由图中可以看出在10 km、高度5 km左右附近出现 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 这3个参数的较大值, ρ_{HV} 图像中在识别出的亮带上下边界内相关性较差,通常取小于0.97,上下边界外的区域相关性较好^[26]。

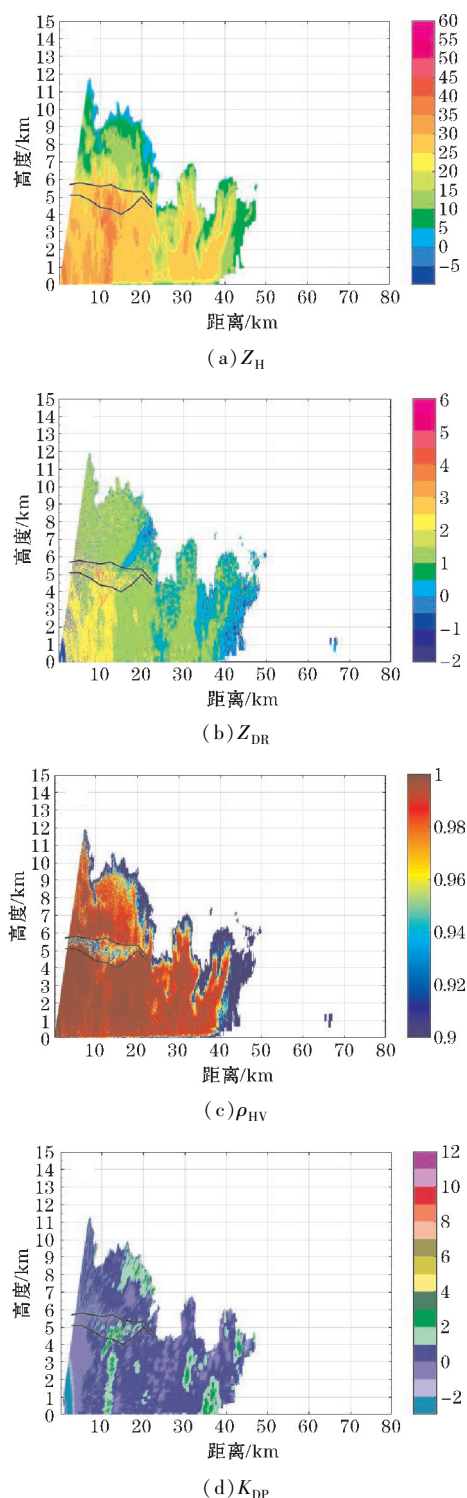


图10 X波段双偏振雷达于2010年7月22日23:19沿方位角340.23°得到的图像及其零度层亮带上下边界范围

同样地,将该方法应用到2010年7月22日的同一层状云降水个例的不同发展阶段也能够较准确识别零度层亮带(图11)。从图可见, Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 图像中都有明显的融化层区域,在距离雷达15~40 km、高5 km附近,层状云中出现了水平亮带, Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 都相应出现了较大值,而 ρ_{HV} 相对较小。而在水平亮带之上, Z_H 随高度增高整体呈现下降的趋势, ρ_{HV} 不论在冰晶区还是雨区都接近1。可见,利用提出的双

偏振合成纹理参数识别法 (TPP 法) 也能很好地识别零度层亮带的上下边界范围。

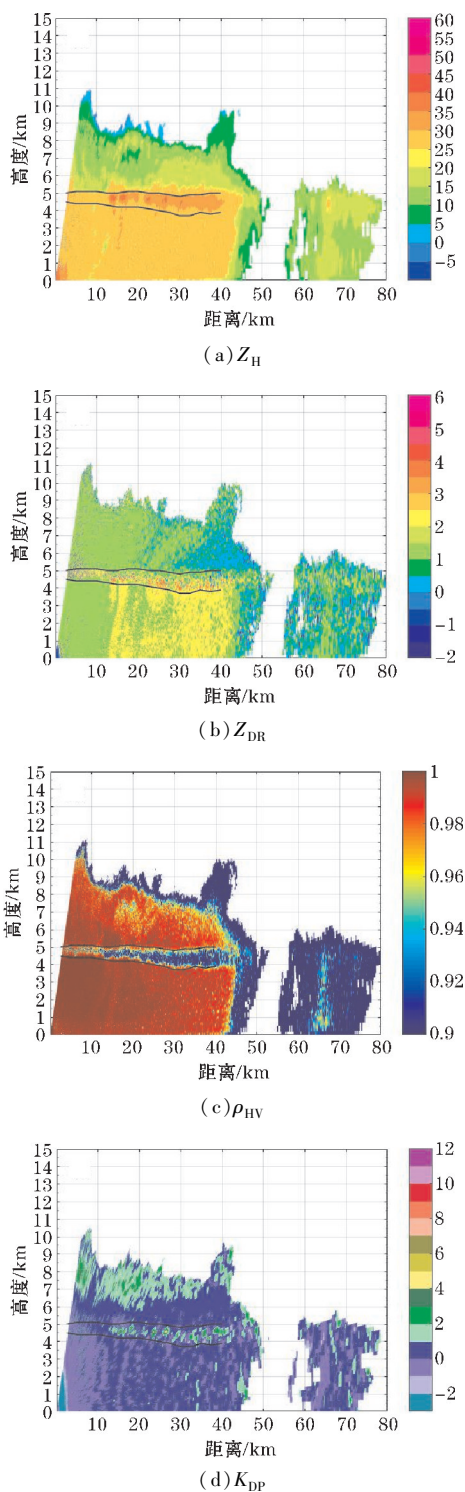


图 11 X 波段双偏振雷达于 2010 年 7 月 22 日 23:00 沿方位角 131.18° 得到的图像及其零度层亮带上下边界范围

3 结束语

综合考虑 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{HV} 多个偏振参量在零度层亮带的特征,提出了基于多个双偏振参量的纹理参数识别零度层亮带的算法模型 (TPP 法)。将 4 个纹

理参数 $SD(Z_H)$ 、 $SD(Z_{DR})$ 、 $SD(K_{DP})$ 和 $SD(\rho_{HV})$ 作为算法模型的输入参量,利用零度层亮带在垂直高度区间内反映在双偏振参量中的垂直变化特征,通过讨论偏振参量在一定高度区间内的趋势性变化,能够准确地识别零度层亮带及其上下边界。

利用 2010 年 7 月 22 日两次观测的降水层状云偏振参量数据,验证了上述 TPP 识别法比以往的 MVPR 法更有效。对于单独利用 MVPR 法无法准确判断是否存在零度层亮带的个例,采用 TPP 识别法,通过分析多个纹理参数随高度变化的相对分布,综合考虑多个纹理参数随高度变化的相对分布廓线,能够较准确地识别零度层亮带。TPP 法识别零度层亮带的优点是亮带的边界高度可以沿着雷达廓线被识别得到,可以直观的在 RHI 扫描图像中反映零度层亮带。

参考文献:

- [1] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 雷达气象学 [M]. 北京:气象出版社,2001.
- [2] Straka JM, Zrnic DS, Ryzhkov AV. Bulk Hydrometeor Classification and Quantification using Polarimetric Radar Data: Synthesis of Relations [J]. J. Applied Meteor., 2000, 39(8): 1341–1372.
- [3] Hubbert JC, Dixon M, Ellis SM. Weather Radar Ground Clutter. Part II: Real-Time Identification and Filtering [J]. J. Atmos. Oceanic Techn., 2009, 26(7): 1181–1197.
- [4] Giangrande SE, Krause JM, Ryzhkov AV. Automatic designation of the melting layer with a polarimetric prototype of the WSR-88D radar [J]. J. Appl. Meteorol. Clim, 2008, 47: 1354–1364.
- [5] Matrosov SY, Clark KA, Kingsmill DE. A polarimetric radar approach to identify rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity [J]. J. Appl. Meteorol. Clim, 2007, 46: 154–166.
- [6] White AB, Gottas DJ, Strem ET, Ralph FM, Neiman PJ. An automated brightband height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 2002, 19: 687–697.
- [7] Bandera J, Papatosoris AD, Watson PA, Tan J, et al. Method for detecting the extend of the melting layer [J]. IET Electr. Lett., 1998, 11: 2104–2105.
- [8] Zhang J, Langston C, Howard K. Bright-band Identification Based on Vertical Profiles of Reflectivity from the WSR-88D [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 2008, 25(10): 1859–1872.
- [9] Zhang J, Qi Y. A Real-Time Algorithm for the Correc-

- tion of Bright Band Effects in Radar-Derived QPE [J]. J. Hydrometeor., 2010, 11(5): 1157–1171.
- [10] 肖艳姣, 刘黎平, 李中华, 等. 雷达反射率因子数据中的亮带自动识别和抑制[J]. 高原气象, 2010, 29(1): 197–205.
- [11] 庄薇, 刘黎平, 胡志群. 青藏高原零度层亮带的识别订正方法及在雷达估测降水中的应用[J]. 气象, 2013, 39(8): 1004–1013.
- [12] 孙赫敏. 雷达回波中零度层亮带的研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2014.
- [13] Snyder J C, Bluestein H B, Zhang G F, et al. Attenuation correction and Hydrometeor classification of high-resolution, X-band, Dual-polarized mobile radar measurements in severe convective storms[J]. J Atmos Oceanic Technol, 2010, 27(12): 1979–2001.
- [14] Park, H, Ryzhkov AV, Zrníc DS, et al. The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to an MCS [J]. Wea. Forecast., 2009, 24(3): 730–748.
- [15] 刘亚男, 肖辉, 姚振东, 等. X波段双极化雷达对云中水凝物粒子的相态识别[J]. 气候与环境研究, 2012, 17(6): 925–936.
- [16] Hubbert J, Bringi V N. An iterative filtering technique for the analysis of copolar differential phase and dual-frequency radar measurements[J]. J Atmos Oceanic Technol, 1995, 12(3): 643–648.
- [17] Ryzhkov A V. The impact of beam broadening on the quality of radar polarimetric data[J]. J Atmos Oceanic Technol, 2007, 24(5): 729–744.
- [18] Bringi VN, Chandrasekar V, Balakrishnan N, et al. An Examination of Propagation Effects in Rainfall on Radar Measurements at Microwave Frequencies [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1990, 7: 829–840.
- [19] Jameson AR. The effect of temperature on attenuation-correction schemes in rain using polarization propagation differential phase shift [J]. Journal of Applied Meteorology, 1992, 31(9): 1106–1120.
- [20] Matrosov SY, Clark KA, Martner BE, et al. X-band polarimetric radar measurements of rainfall [J]. Journal of Applied Meteorology, 2002, 41(9): 941–952.
- [21] 胡志群, 刘黎平, 楚荣忠, 等. X波段双线偏振雷达不同衰减订正方法对比及其对降水估测影响研究[J]. 气象学报, 2008(2): 251–261.
- [22] 曹杨, 陈洪滨, 苏德斌. C波段双线偏振天气雷达零度层亮带识别和订正[J]. 应用气象学报, 2018, 29(1): 84–96.
- [23] Park, H, Ryzhkov AV, Zrníc DS, et al. The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to an MCS [J]. Wea. Forecast., 2009, 24(3): 730–748.
- [24] Wolfensberger D, Scipion D, Berne A. Detection and characterization of the melting layer based on polarimetric radar scans [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2015, 142(S1).
- [25] Kreyszig E. Advanced Engineering Mathematics [M]. New York, 2010.
- [26] 曹俊武, 刘黎平, 陈晓辉, 等. 3836C波段双线偏振多普勒雷达及其在一次降水过程中的应用研究[J]. 应用气象学报, 2006, 17(2): 192–200.

Identification of the Melting Layer based on the X-band Polarimetric Radar Scans

FENG Xiaozhen^{1,2}, XIAO Hui^{2,3}, SUN Yue^{2,3}, YAO Zhendong¹

(1. College of Electronic Engineering Chengdu University of Information and Technology, Chengdu 610225 ; 2 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029; 3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049)

Abstract: Stratiform rain situations are generally associated with the presence of a melting layer. This layer is an important feature as it has an influence on quantity precipitation estimation. How to reduce this effect is a scientific issue of great concern to radar meteorological observation. Dual-polarization radar can provide dual polarization parameter information, which has advantages in cloud precipitation particle phase identification and particle size distribution. In this paper, firstly, use median filtering to suppress the fluctuation of measured differential propagation phase. The attenuated reflectivity factor Z_H and differential reflectivity Z_{DR} can be corrected by using observable K_{DP} . A new way to identify the melting layer on RHI scans using texture of polarization parameters ($SD(Z_H)$, $SD(Z_{DR})$, $SD(K_{DP})$, $SD(\rho_{HV})$) is proposed and compare it with the mean vertical profile of reflectivity method (MVPR). The result shows that using texture of polarization parameters can identify the melting layer and analyze the polarization characteristics.

Keywords: X-band dual polarization radar; attenuation correction; the melting layer; bright band identification