

张征宇,薛震刚,许丽人,等,2017. 基于风廓线雷达资料的亮带识别订正算法研究[J]. 气象,43(2):197-205.

基于风廓线雷达资料的亮带识别订正算法研究^{*1}

张征宇^{1,2} 薛震刚² 许丽人² 高太长¹

¹ 解放军理工大学气象海洋学院,南京 211101

² 北京应用气象研究所,北京 100029

提 要: 在降水过程中,固态降水粒子下落穿越 0℃等温线的融化效应会引起雷达反射率因子增大,产生亮带。文章基于北京房山地区的边界层风廓线雷达的探测资料,对 2014 年 8—10 月四次典型的层状云降水和以层状云为主的混合性降水过程进行特征统计,提出了适用于该季节、该地区的 0℃层亮带自动识别订正算法,并使用这种算法对一次层状云为主的混合性降水天气过程进行了识别研究,通过与探空资料、多普勒天气雷达资料的对比检验,结果表明该算法可以有效识别该季节、该地区的 0℃层亮带,通过亮带订正,融化区的回波强度高值区得到了有效抑制,原亮带高度附近回波强度廓线的显著弯曲消失,融化区之外的回波强度基本没有变化。

关键词: 0℃层亮带, 风廓线雷达, 识别订正

中图分类号: P412

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.02.007

Automatic Identification and Correction Algorithm of the Bright Band Based on Wind Profil Radar Data

ZHANG Zhengyu^{1,2} XUE Zhengang² XU Liren² GAO Taichang¹

¹ Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

² Beijing Institute of Applied Meteorology, Beijing 100029

Abstract: The melting process in the melting layer gives rise to the enhancement of radar reflectivity, which is known as the ‘bright band’. An automatic identification and correction algorithm of bright band is presented in this paper. This algorithm is developed from the characteristics of stratiform or blended precipitation based on WPR data in Fangshan, Beijing, from August to October 2014. A typical blended precipitation episode from 1 to 2 September 2014 is analyzed by using this algorithm. The identified bright band parameters are compared with sonde and Doppler radar data, which is verified to be reliable. After bright band correction, the high echo intensity areas are restrained, and the obvious curve of the vertical profile of echo intensity near bright band height disappears.

Key words: 0℃ bright band, wind profil radar, identification and correction algorithm

引 言

在层状云降水过程中,固态降水粒子下落穿越 0℃等温线的融化效应引起雷达反射率因子增大,形成 0℃层亮带。0℃层亮带是层状云连续性降水的

一个主要特征,反映了层状云中存在明显的冰水转换区。对 0℃层亮带的探测识别有助于分类降水云,对降水类型进行预报(Kain et al, 2000);根据亮带高度可以确定潜在的冰层区域(Zhang et al, 2008),为航空和数值天气预报服务;还可以为开展人工影响天气作业提供技术保障(于丽娟和姚展予,

* 军内科研项目(417211154)和国家自然科学基金项目(41327003)共同资助

2016 年 3 月 25 日收稿; 2016 年 9 月 19 日收修定稿

第一作者:张征宇,主要从事大气探测应用研究. Email:james9763@foxmail.com

2009),对亮带的订正有助于消除亮带对雷达定量估测降水的影响,提高降水测量的精度(Bellon et al, 2005; Smith, 1986)。

目前,国内外已开展很多基于天气雷达资料识别和订正 0℃层亮带的方法。Kitchen et al(1994)提出了基于参数化反射率因子垂直廓线(VPR)的亮带识别与订正算法。Gourley and Calvert(2003)开发出基于 WSR-88D 反射率因子基数据的亮带自动识别算法。张乐坚等(2010)提出了使用 S 波段天气雷达回波三维特征和反射率因子垂直廓线识别亮带的方法(3DVPR-BBID)。陈明轩和高峰(2006)利用 CAPPI 资料,进行反射率因子垂直廓线(VPR)理想模板和实际 VPR 在垂直和水平两个方向上的拟合和差异计算来自动识别 S 波段天气雷达回波亮带区域。孙赫敏等(2015)提出通过优化降水类型分类以提高亮带识别的准确度的方法,使雷达定量测量降水精度有所提高。

近年来,风廓线雷达因其高时空分辨率的优势,已成为气象领域中广泛应用的探测装备。由于其波长远远大于降水粒子的尺度,满足瑞利散射条件,且其垂直指向的探测方式可获得较为精细的谱参数垂直分布信息,风廓线雷达也逐渐被用于对 0℃层亮带进行探测研究。White and Daniel(2002)利用天气雷达探测的 VPR 曲线与风廓线雷达探测的垂直速度廓线联合获取 0℃层亮带的高度信息,黄钰等(2013)利用风廓线雷达回波强度与谱参数的垂直变化特征构

建了北京延庆夏季 0℃层亮带的自动识别算法,并基于风廓线雷达的谱参数特征提出了降水云分类方案(黄钰等, 2015),施红蓉等(2014),李峰和施红蓉(2014)利用风廓线雷达资料对亮带附近降水粒子相态的垂直分布进行研究分析,明虎等(2014)利用边界层风廓线雷达对天山中部一次层状云降水过程进行探测研究,根据谱参数的变化特点确定了 0℃层高度。

利用风廓线雷达探测资料建立 0℃层亮带的识别订正算法,可为探讨层状云降水机制、提高风廓线雷达降水测量精度提供技术支持,是现阶段风廓线雷达应用领域关注的重点之一。本文在前人研究的基础上,基于北京房山地区的边界层风廓线雷达的探测资料,对 2014 年 8—10 月四次典型的层状云降水和以层状云为主的混合性降水过程进行特征统计,对 0℃层亮带特征进行总结分析,提出对该季节该地区 0℃层亮带的自动识别订正算法,并用这种算法对一次层状云为主的混合性降水天气过程进行亮带识别与订正,利用探空资料、C 波段双偏振多普勒天气雷达资料对识别的亮带进行检验。

1 实验设备与数据

这次实验中所使用的风廓线雷达是 Airda 公司生产的 HA01 型边界层风廓线雷达,表 1 是 HA01 型边界层风廓线雷达的基本参数。

表 1 HA01 型边界层风廓线雷达基本参数

Table 1 Technical parameters of the Airda-HA01 boundary layer wind profiling radar

参数	值	参数	高模式	中模式	低模式
发射波长	231 mm	脉冲宽度/ μs	2.67	2.67	0.33
水平波束宽度	9°	FFT 点数	128	128	128
垂直波束宽度	10°	噪声系数/dB	2	2	2
天线增益	24 dB	接收机带宽/MHz	0.37	0.37	3.0
馈线损耗	26.5 dB	相干积累	120	60	339
发射峰值功率	2 kW	脉冲重复频率/Hz	25000	25000	70588
波束数	5				
最小探测高度	50 m				
最大探测高度	4900 m				

HA01型边界层风廓线雷达每 3 min 获取一次探测数据,高模式的高度分辨力为 100 m,中、低模式的高度分辨力为 50 m。此实验所使用的数据包包括风廓线雷达 FFT 功率谱数据文件、本站多普勒天气雷达 RHI 显示产品、本站自动气象站每分钟降水量资料、北京南郊观象台探空资料。本站多普勒天气雷达、自动气象站雨量计与风廓线雷达相距均不

足 1 km,资料的同步性较好。采用 MATLAB 软件进行数据处理。

2 降水云体的谱参数特征

位于北京市房山区的风廓线雷达在 2014 年 8—10 月共探测到 26 次明显的降水过程,本文选取

四次较为典型的层状云降水和以层状云为主的混合性降水过程(8月13日、8月21日、9月12日、10月1日),对降水过程中风廓线雷达探测的谱参数垂直分布特征进行统计分析,以建立适用于该地区、该季节的亮带识别订正算法。

以2014年8月13日的层状云降水为例,图1给出了降水过程期间的风廓线雷达垂直波束探测的回波强度、径向速度、速度谱宽廓线的时序变化与38个雨量较强的连续探测时刻[降水量 $>0.5\text{ mm}\cdot(20\text{ min})^{-1}$]的平均廓线。

分析可见,径向速度、速度谱宽和回波强度的垂直结构均能够清楚地反映降水粒子的相态转化过程,可依此对降水粒子相态区域划分为固态粒子区、融化区上部、融化区下部和液态粒子区,如图1所示。在固态粒子区,粒子下降速度与回波强度随高度的降低缓慢增加;在融化区上部,粒子下降速度迅速增大,冰晶融化引起介电常数改变导致折射率增大,使回波强度随高度的下降迅速增大,达到一极大值点;在融化区下部,粒子下降速度继续增大,已完全融化的降水粒子在下落过程中会出现破碎,散射截面变小,另外,水滴降落速度的增大会形成一个降水粒子数密度的辐散区,使回波强度变小(Krishna et al,2002)。在液态粒子区,雨滴达到下落末速度后趋于稳定,降水粒子数密度浓度保持稳定,回波强度变化较小。速度谱宽在粒子融化区内的廓线特征与垂直速度相似,随高度下降迅速增大,融化区内粒子的融化作用与碰并增长生成不同大小的雨滴,下落速度的不均匀性导致谱宽增大。

对于存在亮带的降水云体,普遍将回波强度最大值所在高度定义为亮带高度,将融化区顶部与底部之间的距离定义为亮带厚度(黄钰等,2011;施红蓉等,2014)。表2是对8月13日、8月21日、9月

12日、10月1日四次典型降水过程的亮带区域(即粒子融化区)内平均回波强度、亮带高度、亮带厚度的统计结果。

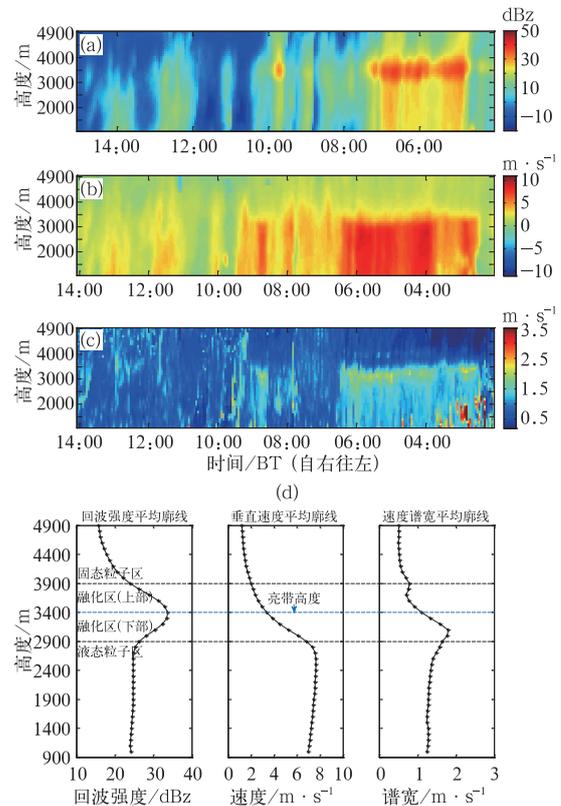


图1 2014年8月13日降水过程期间02:00—14:00的风廓线雷达垂直波束探测的回波强度(a)、径向速度(b)、速度谱宽(c)廓线的时序变化与若干连续探测时刻的平均廓线(d)

Fig.1 Evolutions of echo intensity (a), vertical velocity (b), spectral width (c) profiles with time and average plots (d) during precipitation process from 02:00 to 14:00 BT 13 August 2014

表2 四次降水过程亮带区域平均回波强度、亮带高度、亮带厚度统计
Table 2 Statistics of average echo intensity, bright band height and bright band thickness in melting area in four precipitation periods

日期	降水类型	平均亮带位置/m	平均亮带高度/m	亮带平均回波强度 Z_{max}/dBz	亮带顶平均回波强度 Z_{top}/dBz	亮带底平均回波强度 Z_{bottom}/dBz
8月13日	层状云	2900~3900	3400	34.9	23.3	26.5
8月21日	混合性	3300~4100	3700	30.1	24.5	24.6
9月12日	层状云	2800~3700	3200	34.2	22.5	24.8
10月1日	层状云	2300~3300	2800	31.8	23.1	24.8

根据对四次典型降水个例中亮带特征的统计分析,亮带高度距融化区上、下边界一般不超过 500 m,亮带厚度一般不超过 1000 m;亮带处回波强度 Z_{bright} 一般大于 25 dBz,且距亮带高度以上 500 m 处的回波强度 Z_{up} 相对于亮带处回波强度 Z_{bright} 的衰减幅度达 29.1% 以上,距亮带高度以下 500 m 处的回波强度 Z_{down} 相对于亮带处回波强度 Z_{bright} 的衰减幅度达 21.4% 以上。

另外,通过分析四次典型降水个例的平均谱参数可知,降水粒子的径向速度廓线在亮带及其附近可以大致看作关于高度的单调曲线,亮带高度上的径向速度一般在 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,融化区底部的垂直速度一般大于 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,径向速度梯度 $\partial V/\partial h$ 恒为负,且 $\partial V/\partial h$ 在融化区内一般小于 $-0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$,而在固态粒子区与液态粒子区一般大于 $-0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$,因此,本文以 $\partial V/\partial h = -0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ 作为识别融化区顶部和底部的阈值;速度谱宽廓线在融化区的变化特征与径向速度相似,但其规律性与平滑度略差于垂直速度,因此本实验中只选取了回波强度与垂直速度的变化特征作为识别因子来构建识别与订正方案。

3 0°C 层亮带自动识别订正算法构建

3.1 亮带识别算法设计

根据融化区里谱参数变化特征,采用表 3 中所列参数作为识别参考因子,制定适用于北京房山区在该季节的 0°C 层亮带识别方案。

表 3 自动识别算法所用参考因子介绍

Table 3 Parameters used in automatic identification algorithm

识别因子	物理意义
Z_{max}	回波强度最大值,以 25 dBz 为阈值
H_{max}	回波强度最大值所在高度,范围限定在 2300~4400 m 高度
$(Z_{\text{max}} - Z_{\text{up}})/Z_{\text{max}}$	$H_{\text{max}}+500 \text{ m}$ 高度处的回波强度 Z_{up} 相对于 Z_{max} 的衰减程度,以 0.291 为阈值
$(Z_{\text{max}} - Z_{\text{down}})/Z_{\text{max}}$	$H_{\text{max}}-500 \text{ m}$ 高度处的回波强度 Z_{down} 相对于 Z_{max} 的衰减程度,以 0.214 为阈值
$\partial V/\partial h$	垂直速度梯度,以 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$ 为阈值

识别算法的具体步骤如下:

(1) 原始数据的预处理

对降水天气下风廓线雷达垂直波束探测的功率谱密度数据进行滤波处理、谱参数计算,计算得到垂直速度 V 、回波强度 Z 廓线的时序资料。

(2) 亮带高度的初步提取

对于每个探测时刻的回波强度 Z 廓线,自 1 号距离库起向上找出回波强度最大值 Z_{max} 及其所在的距离库上边界高度 H_{max} ,然后以 H_{max} 为基准,记录 $H_{\text{max}} \pm 500 \text{ m}$ 高度处的回波强度值 $Z_{\text{up}}, Z_{\text{down}}$ 。若同时满足如下约束条件:

$$Z_{\text{max}} > 25 \text{ dBz} \quad (1)$$

$$\frac{(Z_{\text{max}} - Z_{\text{up}})}{Z_{\text{max}}} \geq 0.291 \quad (2)$$

$$\frac{(Z_{\text{max}} - Z_{\text{down}})}{Z_{\text{max}}} \geq 0.214 \quad (3)$$

则认为该时刻可能存在亮带,保存亮带高度数据。

(3) 有效亮带高度的筛选

对于步骤(2)中保存的亮带高度数据,将所有亮带高度进行平均。有效的亮带高度 H_{max} 应同时满足如下约束条件:

$$|H_{\text{max}} - \bar{H}_{\text{max}}| \leq 500 \text{ m} \quad (4)$$

$$H_{\text{max}} \in [2300 \text{ m}, 4400 \text{ m}] \quad (5)$$

记录有效的亮带高度 $H_{\text{bright}} = H_{\text{max}}$,亮带处回波强度 Z_{bright} 和亮带处径向速度 V_{bright} 。

(4) 亮带厚度的提取

对于式(3)中筛选出的亮带样本,对其垂直速度 V 廓线自 1 号距离库起向上搜索,若在某距离库(单位高度 100 m)下边界高度 H_1 上的径向速度 V_1 同时满足如下约束条件:

$$\frac{\partial V_1}{\partial h} \leq -0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1} \quad (6)$$

$$V_1 > 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (7)$$

就将这个下边界高度 H_1 定义为亮带的底高(即融化区底高) H_{bottom} ,记录亮带底的回波强度 Z_{bottom} 和径向速度 V_{bottom} 。

自 H_1 高度继续向上搜索,若廓线在某距离库的上边界高度 H_2 上的径向速度 V_2 同时满足如下约束条件:

$$\frac{\partial V_2}{\partial h} \geq -0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot (100 \text{ m})^{-1} \quad (8)$$

$$H_2 > H_{\text{bright}} \quad (9)$$

$$V_2 < 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (10)$$

则将该上边界高度 H_2 定义为亮带的顶高 H_{top} , 记录亮带顶的回波强度 Z_{top} 和径向速度 V_{top} ; 亮带顶与底之间的高度定义为亮带厚度 $\Delta H_{\text{bright}} = H_{\text{top}} - H_{\text{bottom}}$ 。

(5) 保存亮带识别样本

保存各时刻识别的亮带参数, 组成亮带识别样本 $L_{\text{bright}}(i)$:

$$[H_{\text{bright}}(i), Z_{\text{bright}}(i), V_{\text{bright}}(i), H_{\text{top}}(i), Z_{\text{top}}(i), V_{\text{top}}(i), H_{\text{bottom}}(i), Z_{\text{bottom}}(i), V_{\text{bottom}}(i)], i = 1, 2, 3, \dots, N, N \text{ 为识别出的亮带总数。}$$

需要说明的是, 若将本识别算法应用于其他季节或其他地区降水过程的亮带识别, 应当参照当地当季的探测统计资料, 根据亮带谱参数的平均变化特征, 重新设定表 3 中参考因子的阈值, 以符合当地的实际情况, 从而有效地对亮带进行识别。

3.2 亮带订正算法设计

0°C 层亮带是影响雷达资料质量的重要因素, 常会引起雷达估测降水的误差。因此, 进行亮带订正对提高风廓线雷达降水估测的精度有重要意义。

亮带订正的目的是平滑掉回波强度廓线的不正常突出部分。本实验采用线性插值方法, 对位于融化区的回波强度值进行订正计算, 从而抑制亮带。肖艳娇等(2010)和王德旺等(2012)曾通过对亮带顶高与亮带底高之间的回波强度斜率进行拟合, 用单一线性插值方法对亮带进行订正。为了提高插值精度, 本实验采用分段插值方法, 对融化区上部、下部的回波强度廓线分别用最小二乘法进行斜率拟合, 从而更加接近亮带参数的实际变化特征。通过对 2014 年 8 月 13 日、8 月 21 日、9 月 12 日、10 月 1 日四次降水过程的 212 个探测时刻的回波强度廓线在融化区进行最小二乘法拟合, 发现拟合廓线与实际廓线的相关系数平均值高达 0.9867, 拟合效果较好。

设 α 是亮带顶高 H_{top} 到亮带高度 H_{bright} 之间用最小二乘法拟合的斜率, β 是亮带底高 H_{bottom} 到亮带高度 H_{bright} 之间用最小二乘法拟合的斜率, 如图 2 所示。

由图 2 可见, 对于存在亮带的回波强度廓线, 有 $\alpha < 0, \beta > 0$, 若不满足这一条件, 则认为亮带不存在

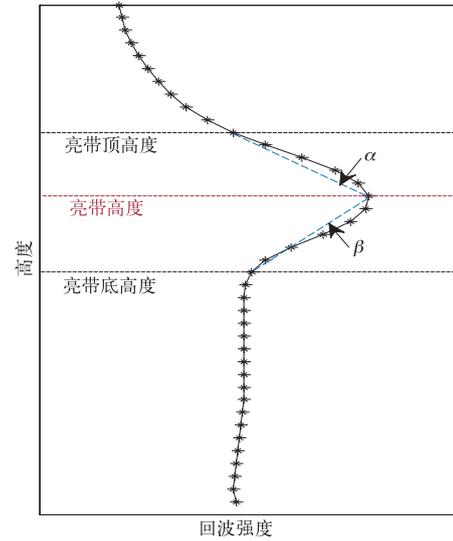


图 2 回波强度廓线斜率拟合示意图

Fig. 2 Slope fitting of echo intensity profile

或不需要消除。对于满足条件的探测资料, 按如下方法订正: 对高度位于 H_{bottom} 至 H_{top} 之间的回波强度值重新赋值, 设某高度 H_i 上的回波强度为 Z_i , 则经过订正的回波强度 Z'_i 为:

$$Z'_i = \begin{cases} Z_i - \left(\frac{H_i - H_{\text{bright}}}{\alpha} + \frac{H_{\text{bright}} - H_{\text{bottom}}}{\beta} \right), & H_{\text{bright}} < H_i < H_{\text{top}} \\ Z_i - \frac{H_i - H_{\text{bottom}}}{\beta}, & H_{\text{bottom}} < H_i < H_{\text{bright}} \\ Z_i, & H_{\text{top}} < H_i \text{ 或 } H_i < H_{\text{bottom}} \end{cases} \quad (11)$$

需要说明的是, 在 3.1 中, 利用识别算法对亮带识别样本进行了筛选, 排除了严重偏离平均亮带高度的亮带识别样本, 所以在本实验中, 认为所有亮带识别样本的亮带顶高与亮带底高均是可以辨识的。

4 实例分析

4.1 识别结果分析与验证

2014 年 9 月 1 至 2 日, 北京市大部分地区出现以层状云降水为主的混合性降水, 影响范围很大, 本站观测的降水过程自 1 日 19:40 持续到 2 日 18:30, 累计降水时间约 18 h, 边界层风廓线雷达对这次降水天气过程进行了连续探测。利用本文所构建的 0°C 层亮带识别方案, 对降水时刻数据进行亮带识别

与统计,共识别出 140 次亮带现象,表 4 为每个小时内亮带识别结果的统计。

表 4 2014 年 9 月 1—2 日降水过程每小时内的 0℃ 层亮带识别结果统计
Table 4 Statistics of bright bands identified every hour in 1—2 September 2014

时间/BT	亮带样本个数	亮带平均高度/m	平均亮带顶高/m	平均亮带底高/m	平均亮带厚度/m	亮带平均回波强度/dBz	亮带平均速度/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
1 日 19 时	4	3625	4000	3150	850	29.92	3.50
1 日 20 时	7	3700	4057	3257	800	27.85	3.20
1 日 21 时	5	3760	4020	3340	680	26.52	2.74
1 日 23 时	12	3750	4067	3292	775	29.39	2.83
2 日 00 时	4	3650	3925	3225	700	29.49	3.35
2 日 02 时	19	3532	3937	3032	905	33.45	3.62
2 日 03 时	10	3520	3870	3050	820	30.39	3.09
2 日 04 时	5	3400	3620	2920	700	32.01	2.98
2 日 05 时	7	3514	3686	3043	643	28.79	2.53
2 日 06 时	17	3535	3788	3065	724	31.95	2.99
2 日 09 时	19	3484	3759	2989	768	32.22	3.15
2 日 10 时	11	3545	3764	3036	727	29.99	2.75
2 日 16 时	8	3438	3813	2988	825	32.28	3.33
2 日 17 时	8	3450	3688	2950	738	30.15	2.81
2 日 18 时	5	3480	3680	3020	660	29.52	2.38

通过对表 4 的进一步分析可知,亮带平均高度约为 3550 m,亮带平均厚度约为 770 m,亮带处的回波强度平均值约为 30.9 dBz,亮带处垂直速度一般在 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。

根据亮带识别结果,绘制 2014 年 9 月 1—2 日自动识别的亮带附近回波强度廓线、亮带高度、亮带厚度和亮带处回波强度对比图(图 3)。图 3 中清楚地显示了亮带高度、亮带厚度和亮带回波强度随时间的变化以及与探空 0℃ 层平均高度的位置关系。在亮带存在期间,亮带高度、融化区顶与融化区底高度随时间不断涨落,变化趋势基本相同,但幅度有所差异。在亮带回波强度增大的时刻,亮带厚度增大,但亮带高度降低。

图 4 显示了识别的亮带高度 H_{bright} 与亮带回波强度 Z_{bright} 、亮带速度 V_{bright} 与亮带回波强度 Z_{bright} 之间关系的变化趋势。通过线性拟合可以发现,亮带高度与亮带回波强度大致呈反比关系,在一定范围内,随着亮带回波强度增大,亮带高度有所下降;亮带速度与亮带回波强度大致呈正比关系,在一定范围内,随着亮带回波强度增加,亮带速度亦增大。根据前面对融化区内谱参数特征的分析,融化区内降水粒子浓度增大会导致亮带回波强度增强,冰晶粒子融化吸热使空气冷却降温,空气下沉运动速度增大,是导致亮带高度降低的可能原因。

将亮带识别统计结果与本站多普勒天气雷达资料、北京南郊观象台探空资料进行对比分析,可以对本文制定的亮带自动识别算法进行验证。

2014 年 9 月 1 日 20:00、9 月 2 日 08:00 与 20:00 探空资料的 0℃ 层高度分别为 3883.3、3575.5

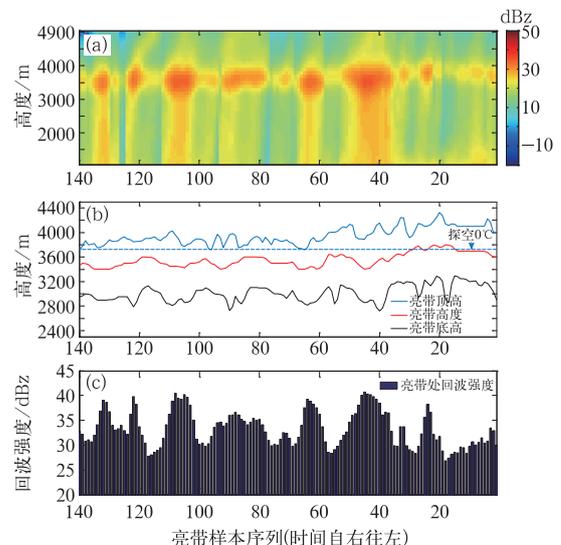


图 3 2014 年 9 月 1—2 日自动识别的亮带附近回波强度廓线(a),亮带高度、亮带厚度(b)和亮带处回波强度(c)对比图

Fig. 3 Evolution of identified bright band echo profiles (a), H_{bright} and H_{thick} (b), and Z_{bright} (c) in 1—2 September 2014

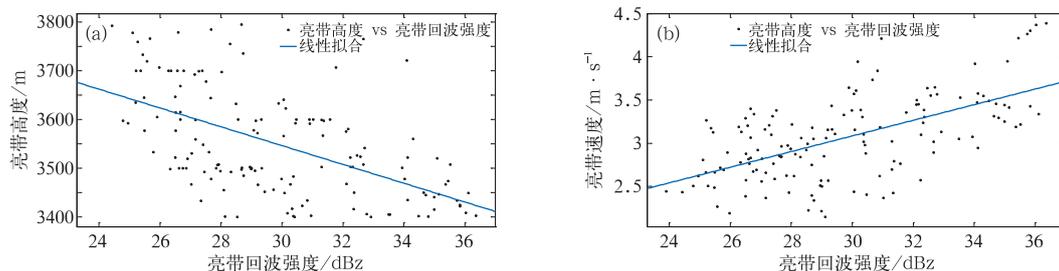


图 4 识别的亮带高度 H_{bright} 与亮带回波强度 Z_{bright} (a), 亮带速度 V_{bright} 与亮带回波强度 Z_{bright} (b) 线性拟合图

Fig. 4 Linear fitting of H_{bright} vs. Z_{bright} (a), and V_{bright} vs. Z_{bright} (b)

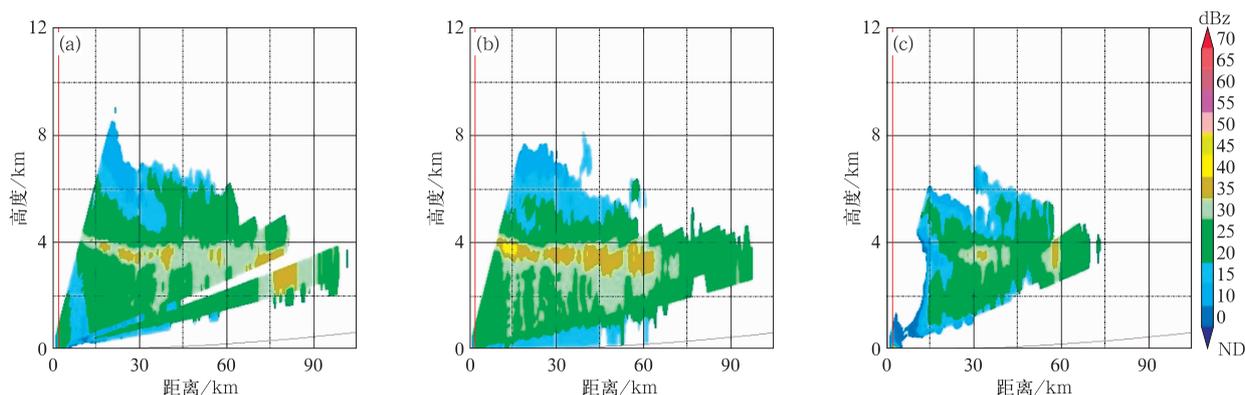


图 5 2014 年 9 月 2 日 06:20:25(a)、06:47:50(b)、07:26:48(c) 三个时刻本站 C 波段双偏振多普勒天气雷达探测的 RHI 产品

Fig. 5 RHI of dual polarization Doppler radar at C band detected at 06:20:25 月日 BT (a), 06:47:50 BT (b), 07:26:48 BT (c) 2 September 2014

和 3678.1 m, 平均高度为 3712.3 m。对比之下, 识别出的 0°C 层亮带高度大部分位于探空 0°C 层平均高度以下几十米至几百米范围内, 冰晶粒子自穿越 0°C 层起至融化引起介电常数改变导致折射率增大的过程需要一定的时间过程, 因而出现了亮带峰值高度低于探空 0°C 层高度的现象。由于放球获取探空数据的时间频率有限, 本实验仅选取了三个时刻的探空资料, 时间连续性较差, 因此对于有些亮带识别样本, 亮带高度与 0°C 层高度非常接近。

经与图 5 所给出的 9 月 2 日 06:20:25、06:47:50、07:26:48 三个探测时刻本站 C 波段双偏振多普勒天气雷达 RHI 显示产品相比较(图中红色标识线所示为本站风廓线雷达相对于天气雷达的位置)发现对应时刻识别的风廓线雷达回波亮带高度与天气雷达 RHI 显示产品中回波亮带所在的高度相近。

通过本站天气雷达资料与南郊观象台探空 0°C

层高度资料对自动识别出的风廓线雷达回波亮带结果进行验证, 表明该算法可以有效地对风廓线雷达在该地区、该季节的降水探测资料进行 0°C 层亮带识别。

4.2 亮带订正结果分析

图 6 给出了 2014 年 9 月 1—2 日降水过程期间风廓线雷达垂直波束探测的回波强度廓线时序变化与经过亮带订正后的回波强度廓线时序变化的对比图。由图 6a 可见, 在相应的降水时段, 在约 3000~4000 m 高度均连续或间断出现 35 dBz 以上的回波亮带。而经过亮带订正后, 通过比较发现位于融化区的回波强度高值区得到了有效抑制。

图 7 给出了 2014 年 9 月 1—2 日降水期间的亮带识别结果中选取的 4 个亮带识别样本在订正前后的回波强度廓线对比。由图可见, 在亮带订正前, 4 组回波强度廓线在融化区均有显著的弯曲, 而经过

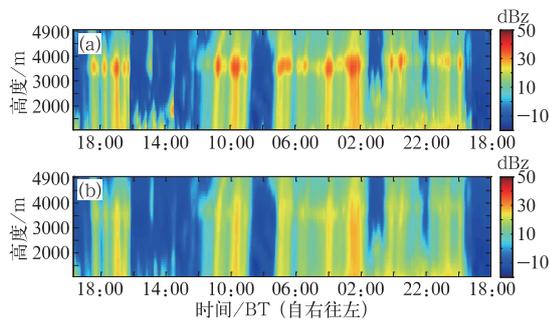


图 6 2014 年 9 月 1 日 18:00 至 2 日 19:40 降水过程期间的亮带订正前(a)与订正后(b)的风廓线雷达垂直波束回波强度廓线时序变化对比图

Fig. 6 Evolutions of WPR echo with time and height before (a) and after (b) bright band correction during precipitation process from 18:00 BT 1 to 19:40 BT 2 September 2014

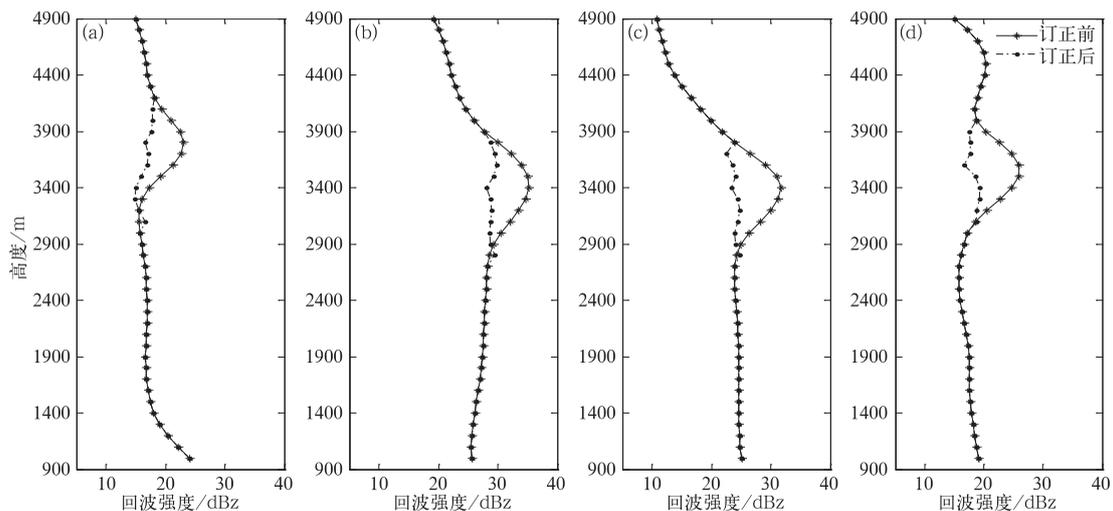


图 7 2014 年 9 月 1—2 日 4 个亮带识别样本订正前后(a~d)的平均回波强度廓线

Fig. 7 Four groups of WPR echo profiles (a~b) before and after bright band correction during precipitation process in 1—2 September 2014

更接近当地当季亮带参数的实际变化特征,能够有效减少对亮带的误判、漏判;采用分段线性插值的亮带订正算法,比前人采用的单一线性插值方法具有更高的插值精度,亮带订正效果较好,融化区的回波强度高值区得到了有效抑制,原亮带高度附近回波强度廓线的显著弯曲消失,融化区之外的回波强度基本没有变化。

通过参照其他季节或其他地区降水过程中亮带谱参数的平均变化特征,重新设定识别算法参考因子的阈值,可拓展亮带识别算法的适用范围,对更多

订正之后,融化区垂直廓线的显著弯曲消失,融化区之外的廓线基本没有变化。

5 结论与展望

前人对 0°C 层亮带的识别研究普遍采用回波强度与谱参数在融化层的显著变化作为亮带识别的重要特征,本文以此为参考,基于北京房山地区 2014 年 8—10 月降水天气下的边界层风廓线雷达探测资料,建立了适用于该地区该季节的 0°C 层亮带自动识别订正算法,并用这种算法对一次层状云为主的混合性降水天气过程进行了研究,结果表明:本文所构建的亮带识别算法可以有效地识别出 0°C 层亮带,通过与探空 0°C 层资料和天气雷达 RHI 显示产品的对比,验证了识别算法的可靠性,与前人研究相比,本文对识别参考因子的选择和约束条件的设计

类型、其他地区和其他季节降水个例的风廓线雷达资料的统计检验还需后续去开展大量的工作。另外,进行亮带识别订正对风廓线雷达雨滴谱反演和降水测量等应用有重要意义,值得进一步探究与讨论。

参考文献

- 陈明轩,高峰,2006. 利用一种自动识别算法移除天气雷达反射率因子中的亮带[J]. 应用气象学报,17(2):207-214.
黄钰,阮征,葛润生,等,2013. 2010 年夏季北京零度层亮带特征统计[J]. 气象,39(6):704-709.

- 黄钰,阮征,罗秀明,等,2015.垂直探测雷达的降水云分类方法在北京地区的应用[J].高原气象,34(3):815-824.
- 李峰,施红蓉,2014.一次多相态天气过程的风廓线雷达探测资料特征分析[J].气象,40(8):992-999.
- 明虎,王敏仲,阮征,等,2014.风廓线雷达对天山中部一次层状云降水过程的探测分析[J].气象,40(12):1513-1521.
- 施红蓉,李峰,吴蕾,等,2014.风廓线雷达对降水相态变化的观测分析[J].气象,40(10):1259-1265.
- 孙赫敏,张沛源,蒋志,等,2015.雷达定量估测降水的亮带自动消除改进方法[J].大气科学学报,38(4):492-501.
- 王德旺,刘黎平,仲凌志,等,2012.毫米波雷达资料融化层亮带特征的分析及识别[J].气象,38(6):712-721.
- 肖艳姣,刘黎平,李中华,等,2010.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,29(1):197-205.
- 于丽娟,姚展予,2009.一次层状云飞机播云试验的云微物理特征及响应分析[J].气象,35(10):8-24.
- 张乐坚,程明虎,陶岚,2010. CINRAD-SA/SB 零度层亮带识别方法[J].应用气象学报,21(2):171-179.
- 庄薇,刘黎平,胡志群,2013.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,39(8):1004-1013.
- Bellon A, Lee G W, Zawadzki I, 2005. Error statistics of VPR corrections in stratiform precipitation[J]. J Appl Meteor, 44:998-1015.
- Gourley J, Calvert C, 2003. Automated detection of the bright band using WSR-88D data[J]. Wea Forecasting, 18:585-599.
- Kain J S, Goss S M, Baldwin M E, et al, 2000. The melting effects as a factor in precipitation-type forecasting[J]. Wea Forecasting, 15:700-714.
- Kitchen M, Brown R, Davies A G, 1994. Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation[J]. Quart J Royal Meteor Soc, 120:1231-1254.
- Krishna K R, Toshiaki K, Yuichi O, et al, 2002. Planetary boundary layer and precipitation studies using lower atmospheric wind profiler over tropical India[J]. Radio Sci, 37(4):14.
- Smith C J, 1986. The reduction of errors caused by bright bands in quantitative rainfall measurements made using radar[J]. J Atmos Oceanic Techno, 3(1):85-89.
- White A B, Daniel J G, 2002. An automated bright band height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments[J]. J Atmos Oceanic Techno, 19(5):687-697.
- Zhang J, Langston C, Howard K, 2008. Bright band identification based on vertical profiles of reflectivity from the WSR-88D[J]. J Atmos Oceanic Techno, 25(10):1859-1872.