

王德旺,刘黎平,仲凌志,等. 毫米波雷达资料融化层亮带特征的分析及识别[J]. 气象,2012,38(6):712-721.

毫米波雷达资料融化层亮带特征的分析及识别<sup>\* 1</sup>

王德旺<sup>1,2</sup> 刘黎平<sup>1</sup> 仲凌志<sup>3</sup> 魏艳强<sup>4</sup> 汪晓滨<sup>5</sup>

- 1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081
- 2 成都信息工程学院,成都 610225
- 3 国家气象信息中心气象数据研究室,北京 100081
- 4 中国航天科工集团二院 23 所,北京 100854
- 5 中国气象科学研究院人工影响天气中心,北京 100081

**提 要:** 云的融化层亮带位置、厚度及其回波强度的垂直结构变化信息对于云和降水物理研究、人工影响天气指挥和效果评估,数值模拟云参数化均有非常重要的意义。为了了解云层融化层高度的精确位置,根据云雷达在广东、河北、吉林等不同云过程总计 456 个例分析(其中确认融化层明显个例 34 次),系统分析云雷达探测到融化层亮带宏观参量的统计情况,包括融化层厚度、反射率因子在融化层强度变化、退偏振因子在融化层的强度变化,并提出了一种结合垂直探测的云雷达探测到的雷达反射率因子( $R$ )和退偏振因子( $Ldr$ )垂直廓线数据,根据参量在融化层附近显著变化特性,识别零度层亮带高度和厚度的算法。同时选取个例对应观测时刻探空资料观测的 0°层高度进行对比,反演的融化层高度等参数同实际情况比较接近,位于探空资料观测的 0°层下方,而且退偏振因子对融化层的敏感程度大于反射率因子。

**关键词:** 毫米波雷达,融化层,反射率,退偏振因子

Analysis of the Characters of Melting Layer of Cloud Radar Data  
and Its Identification

WANG Dewang<sup>1,2</sup> LIU Liping<sup>1</sup> ZHONG Lingzhi<sup>3</sup> WEI Yanqiang<sup>4</sup> WANG Xiaobin<sup>5</sup>

- 1 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081
- 2 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225
- 3 Laboratory of Meteorological Information, National Meteorological Information Centre, Beijing 100081
- 4 China Aerospace Science and Industry Corporation, Beijing 100854
- 5 Laboratory of Weather Modification, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

**Abstract:** As we well know that, it is meaningful if we obtain the exact altitude of the melting layer, its depth and much more other information about cloud, and we could utilize them in retrieving cloud micro-physics, weather modification, cloud parameterization of numerical modeling and its evaluation. In order to acquaint the definite location of the metling layer in a cloud, in this paper, first of all we have analyzed 456 cases observed at Guangdong, Hebei and Jilin by our could-radar during recent three years, and there are 34 cases in which appear notable metling features. Secondly we take account of the macroscopic parameters' characteristics, such as the depth of melting layer, the variation of the radar reflectivity at the melting layer. And then one method is proposed which makes use of the vertical profile of radar reflectivity and linear depolarization ratio to identify the altitude and depth of the melting layer. Afterwards, we select and use the rawinsonde data at the same time for the same case to make comparative experiments, which show

<sup>\*</sup> “毫米波多普勒偏振雷达探测云能力和反演云参数方法的初步研究”(批准号:40775021)和中国气象科学研究院基本科研业务专项费资助  
2011 年 6 月 28 日收稿; 2011 年 11 月 1 日收修定稿  
第一作者: 王德旺,主要从事雷达信号处理的研究. Email:aizaizail989@163.com

that the results of the two kinds of data are very closer, the result by inversion method is nearly below the  $0^{\circ}$  line of the rawinsonde data, and the linear depolarization ratio indicates more sensitive than the radar reflectivity to the melting layer.

**Key words:** cloud radar, melting layer, reflectivity, depolarization ratio

## 引言

高层大气中的冰晶或者雪花粒子,当飘落到低层大气时,因为大气温度的升高,粒子表面开始融化,在碰并聚合以及各种不同物理过程作用下,逐渐演变成水滴,同时粒子的物理特性(例如介电常数、形状和密度等)发生改变。当用雷达观测整个相态演变过程时,发现有一层雷达反射率因子明显增加的区域,雷达气象学上称之为“零度层亮带(后文简称亮带)”<sup>[1]</sup>。它反映了在降水云中存在着明显的冰水转换区,即亮带以上的粒子以冰晶、雪花为主,通过亮带后,转化为水滴粒子。亮带高度是指在融化层中雷达反射率因子最大值所在的高度。融化高度是指融化层的顶部,一般来说,都认定其为  $0^{\circ}\text{C}$  等温线所在的高度<sup>[2]</sup>。

在国外的雷达探测中,对融化层进行自动识别的研究有很多。如 Fabry 等<sup>[3]</sup>使用高时空分辨率(时间分辨率 2 s,空间分辨率 15 m)的 X 波段雷达的垂直扫描数据并联合超高频风廓线雷达探测数据,根据零度层亮带在顶部和底部反射率垂直廓线(vertical profile of reflectivity, VPR)显著弯曲特性研究了含有零度层降雨的亮带结构以及它的形成原因,并把降雨过程中探测到的 VPR 分成 5 类,其中 3 类降雨过程包括冰晶粒子转化成液态降水的过程,但只有 1 类情况的降雨显示出零度层亮带特性,并且 Fabry 认为零度层亮带的形成跟粒子增长速度、自由沉降速度、粒子粒径分布、粒子形状以及粒子空间取向有直接关系。Sanchez-Diezma 等<sup>[4]</sup>依据模拟数据,从 S 波段雷达体扫采样方式,可供扫描仰角个数,亮带本身高度还有雷达测量区域积分的效果等方面研究亮带与水平距离之间的关系,并认为这些影响因子对精确识别融化层亮带有一定的影响。Gourly 等<sup>[5]</sup>开发出一个基于 WSR-88D 天气雷达反射率因子全分辨率体扫基数据亮带高度以及厚度自动识别算法(bright band identification, BBID),该算法在距离雷达 10~30 km 的范围内得到每个方位-斜距库的亮带顶高和底高,然后对识别

出来的所有亮带顶高和底高进行区域平均和时间平均,并将算法确定的亮带高度和厚度与临近的无线电探空仪数据还有另外三个不同地区的模式计算得到雷达垂直方向观测的零度层高度进行比较。

近些年随着极化技术的发展,极化雷达在亮带识别方面展现了独特的优势。极化参量包括差分反射率因子  $Z_{dr}$ 、正交相关系数  $\rho_{HV}$ 、差分传播相移  $K_{dp}$  和线性退偏振因子  $Ldr$ ,这些参量在层云和对流云中都具有明显的融化层特征(例如 Zrnice 等<sup>[6]</sup>)。此外,在反射率  $R$  中没有亮带的情况下,极化参量对融化的水凝体也是非常敏感的<sup>[7]</sup>。Brandes 等<sup>[8]</sup>利用实测的与理想化的  $R$ 、 $Ldr$  和  $\rho_{HV}$  廓线匹配关系,对层状云降水中的零度层高度进行了识别,与探空数据对比结果表明,其误差小于 200 m。

但是以往融化层自动识别基本都是在厘米波雷达数据的基础上进行的,大部分是利用垂直分辨率比较低的体扫资料识别零度层亮带的,利用毫米波雷达进行的识别相对较少。毫米波雷达是工作波长在 1~10 mm 之间的雷达,而传统的厘米波天气雷达相比,毫米波雷达具有对小粒子敏感性强、时间空间分辨率高(1 s, 30 m)、受地杂波干扰小以及体积小、重量轻、可移动性好等特点,可以探测到云的构成、形态、结构和微物理过程等,是非降水云和弱降水云探测的理想工具<sup>[9]</sup>。在国外,毫米波测云雷达已经具有地基、机载、星载、船载等多种工作平台,脉冲压缩、双极化、双/多频等技术都已经得到了应用。毫米波测云雷达在各种观测试验、科学研究中发挥了很重要的作用。在国内,毫米波测云雷达的发展刚刚起步,研究成果相对较少,具有很大的发展空间。为了研究云层的内部较为精细的水平垂直结构,中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室与中国航天二院 23 所联合研发了一部具有偏振和多普勒功能的波长为 8 mm 的测云雷达。仲凌志等<sup>[10]</sup>根据该云雷达进行云微物理参数反演的初步工作,特别是针对云冰云水含量、台风外围云系动力过程做了大量研究工作,并为国内相关方面的研究填补了空白。但是针对大气融化层亮带的识别工作还没有涉及。因此本文将参考肖艳娇等<sup>[11]</sup>和 Fabry

等<sup>[3]</sup>提出的零度层亮带高度及其厚度识别方法,并根据云雷达的亮带宏观参量统计特征,提出一种适用于云雷达探测大气融化层高度和厚度的方法,主要是根据反射率因子( $R$ )和退偏振因子( $Ldr$ )进行融化层高度和厚度的自动识别。

1 资料及融化层特征统计分析

1.1 探测系统及数据预处理

本文研究过程中所使用的雷达资料是由中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室与中国航天二院 23 所联合研发具有多普勒和偏振功能的毫米波测云雷达探测。毫米波测云雷达使用频带较宽的行波管作为功率发射源,发射机峰值功率为 600 W,水平、垂直两个通道的噪声系数分别为 5.6 dB 和 4.9 dB,双通道的动态范围均达到 70 dB 以上,这满足了雷达对弱高云、较强中低云以及部分弱降水的

观测需要。该雷达主要探测参数为回波强度、径向速度、速度谱宽和退偏振因子。表 1 列出了该雷达的一些参数。

本文研究总共选用了 456 次垂直向上探测个例,包含毫米波测云雷达从 2008—2010 年,共计 3 年的探测资料。期间包括:2008 年 5—9 月在广东东莞参加中国南方暴雨野外科学试验外场探测试验(2 次融化层明显个例)、2009 年 4—5 月在河北张家口联合飞机进行云和降水过程分析实验(2 次融化层明显个例)、2009 年 6—9 月在广东珠海对亚热带暖云系以及雷达过程连续性观测(12 次融化层明显个例)、2010 年 7 月在天津观测(4 次融化层明显个例)、2010 年 8—9 月在吉林长春联合飞机进行连续性层云降水过程分析(14 次融化层明显个例)。图 1 是外场试验观测点示意图。

在进行零度层亮带特征分析和识别以前,对毫米波雷达资料进行预处理,对回波杂点进行了剔除,对反射率因子 $R$ 、 $Ldr$ 等数据,利用中值滤波<sup>[12]</sup>的

表 1 Ka 波段多普勒/偏振毫米波测云雷达系统主要指标  
Table 1 Characteristics of the Ka-band radar

| 天线        |                          | 接收机      |                       |
|-----------|--------------------------|----------|-----------------------|
| 天线直径      | 1.3 m                    | 模式       | 发射水平偏振波<br>接收水平和垂直偏振波 |
| 增益        | 50 dB                    | 灵敏度      | $\leq -98.4$ dBm      |
| 波束宽度      | $0.44^\circ$             | 噪声系数     | $\leq 5.6$ dB         |
| 第一副瓣电平    | $< -30$ dB               | 动态范围     | 70.0 dB               |
| 交叉隔离度     | $> 33$ dB                | 信号处理系统   |                       |
| 发射机       |                          | 距离库数     | 500, 1000             |
| 工作频率      | Ka 波段(8 mm)              | 库长       | 30, 60 m              |
| 峰值功率      | 600 W                    | 观测参数     | $Z, V_r, S_w, Ldr$    |
| 脉冲宽度      | 0.3, 1.5, 20, 40 $\mu$ s | 处理方式     | FFT, PPP              |
| 脉冲重复频率    | 2500, 5000 Hz            | FFT 点数   | 128, 256, 512         |
| 发射雷达波偏振状态 | 水平偏振                     | 数字脉冲压缩性能 | 旁瓣 $< -30$ dB         |

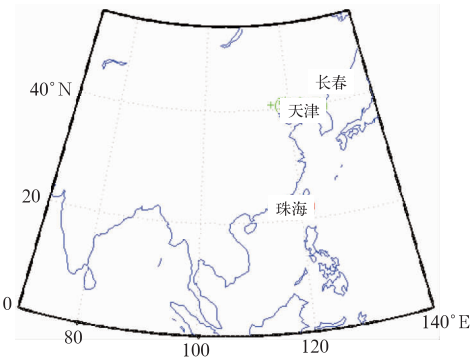


图 1 毫米波雷达观测点示意图  
Fig. 1 The map of the places where MM-radar observed

方法,进行了平滑。

雷达采取的扫描方式主要是垂直向上探测,故不用考虑电磁波在大气中的非直线传播<sup>[13]</sup>,生成的廓线二维变量分别是高度和时间。毫米波雷达的一次观测个例时间尺度是 500 s,采用的观测高度是 15 km(垂直分辨率 30 m,数据库数 500)。对于每次观测个例,我们对雷达探测到的反射率以及线性退偏振因子,把同一高度不同时刻的观测数据求和并计算出算术平均值,得到一次观测个例的反射率平均廓线(VP- $R$ ),线性退偏振因子平均廓线(VP- $Ldr$ )。后面所有的特征分析和识别全部依据这些廓线。

1.2 反射率和退偏振因子在融化层的特征统计分析

对所使用的毫米波测云雷达而言,反射率因子和线性退极化比具有明显的融化层特征。当云粒子的主轴与发射电磁波的电场方向不平行时,一部分能量以与发射极化波相同的极化状态返回,称为同极化波;另一小部分能量将会被退极化而以与发射极化波正交的极化状态返回,称为正交极化波。由同极化回波得到的反射率比因子称为水平反射率因子 $Z_h$ ,文中所使用毫米波测云雷达输出的反射率即为水平反射率。线性退偏振因子( $Ldr$ )定义为正交极化与同极化信号比率的对数,即:

$$Ldr = 10\lg(Z_{HV}/Z_{HH})$$

式中, $Z_{HV}$ 和 $Z_{HH}$ 分别为发射水平极化波时在垂直极化(正交极化)和水平极化(同极化)方向接收的信号。显然,对于线极化波,球形粒子将返回相同极化的回波,线性退偏振因子的值为 $-\infty$ 。线性退偏振因子与粒子的浓度无关。冰晶、雪花下落过程中,通过 $0^{\circ}\text{C}$ 层后,表面开始融化,水凝体的融化及其引起的介电常数、粒子落速、粒子形状和尺寸以及浓度的变化等,使得雷达反射率和线性退偏振因子迅速增大,形成了明显的亮带<sup>[14-16]</sup>。

本文研究总共选取观测个例 456 次,采用专家分析的方法,根据已有的零度层亮带的知识,将观测数据分成两类,一边统计分析融化层亮带的特点。(1)雷达资料反映出融化层亮带特征的个例;(2)融化层区域无云或相应雷达参量无显著变化融化层特征的个例。

表 2 给出整个数据分析的大致结果。

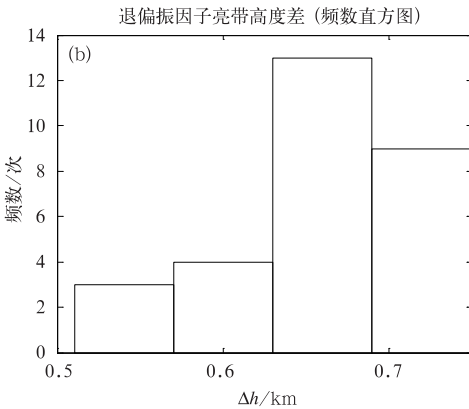
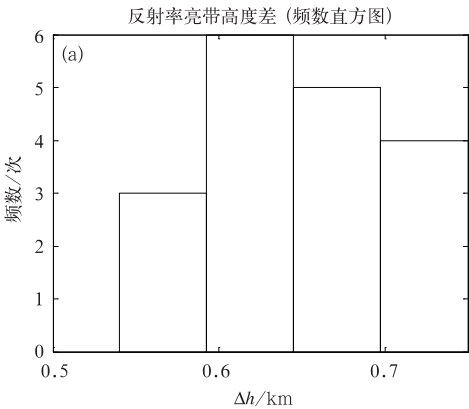


图 3 反射率因子(a)、退偏振因子(b)在融化层附近厚度变化频数  
Fig. 3 The change frequency in reflectivity depth (a) and Ldr's depth (b) at melting layer

表 2 Ka 波段云雷达融化层个例分类  
Table 2 The classification of melting layer detected by the Ka-band cloud radar

| 数据结果类型         | 数据个数 | 百分比/% |
|----------------|------|-------|
| 雷达探测存在零度层亮带个例  | 34   | 7.5   |
| 雷达探测不存在零度层亮带个例 | 422  | 92.5  |

本文分析研究个例的天气背景基本选取:强降水发生前、强降水过后、弱降水的层状云降水以及多云天气。并根据其对应的平均 VP-R 和平均 VP-Ldr 来判断观测时刻云层是否包含融化层亮带。如图 2 所示为反射率因子和退偏振因子垂直廓线亮带概念模型(我们统计 34 次融化层个例,将融化层顶部到底部的数据,以极大值点为中心,所有融化层区间的数据对齐到该同一高度,并做加权平均得到的一组融化层数据,这里我们定义为概念模型)。从图

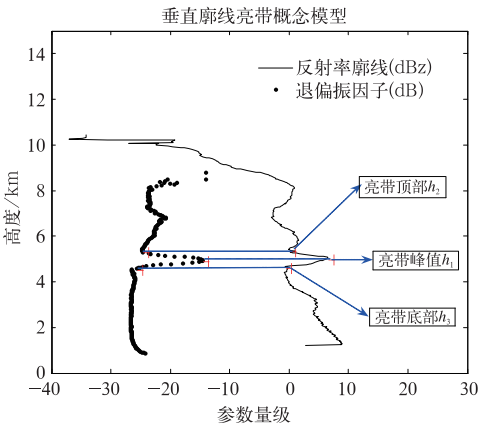
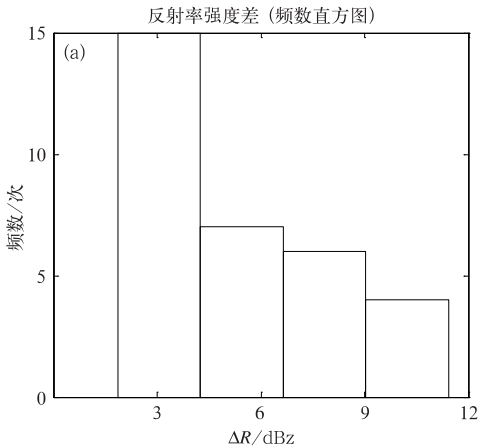


图 2 反射率因子和退偏振因子垂直廓线亮带概念模型  
Fig. 2 The bright band conceptual model based on the vertical profiles of reflectivity and linear depolarization ratio ( $Ldr$ )

中可以看出,在包含零度层亮带的 VP-R 和 VP-Ldr 中极大值存在于零度层高度附近,曲线沿极大值向上或向下其强度都会下降。而没有包含零度层亮带的 VP-R 和 VP-Ldr 在零度层附近不存在极大值。因此可以根据 VPR 来识别观测个例是否包含有亮带<sup>[17]</sup>。

通过图 2 中的垂直廓线亮带概念模型,把亮带顶部与底部的高度差值作为融化层的厚度。图 3 表示识别亮带厚度的频数直方图。从图中可以看出,



毫米波雷达探测到的雷达反射率因子零度层亮带厚度差主要集中在 0.6 到 0.7 km,而退偏振因子零度层亮带厚度差主要集中在 0.65~0.75 km。

图 4 表示识别亮带的上下边界与亮带极值位置的强度差值的频数直方图,分别用  $\Delta R, \Delta Ldr$  表示强度差值。从图中可以看出,当粒子经过融化层的过程中,退偏振因子相对于反射率因子在强度以及敏感性都要强于后者。

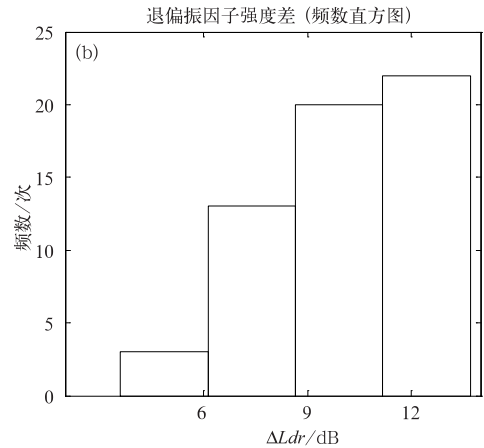


图 4 反射率因子(a)、退偏振因子(b)在融化层附近强度变化

Fig. 4 The change frequency in reflectivity intensity (a) and Ldr's intensity (b) at melting layer

2 融化层亮带的识别方法及个例分析

2.1 融化层亮带的识别方法

基于平均 VP-R 和平均 VP-Ldr 识别融化层亮带高度和厚度的方法主要包括 4 部分:

(1) Zhang 等<sup>[2]</sup>通过研究认为,融化层的厚度一般不超过 1.5 km。但是毫米波探测到的零度层厚度比这个还要薄一些,大约在 500 到 750 m。假设平均 VP-Ldr 中,从地面开始到 15 km 高空,遍历连续的 25 个库(750 m)(探测到融化层厚度的最大值)作为一个区间,寻找这个区间极大值  $Ldr_1$ ,高度记为  $h_1$ 。同时寻找该区间上下退偏振因子的极小值分别为  $Ldr_2$  和  $Ldr_3$ ,同时高度记为  $h_2$  和  $h_3$ 。根据 VP-Ldr 曲线在融化层的显著弯曲特征,把同时满足下面 3 个条件的退偏振因子高度  $h_1$  认为是零度层亮带平均高度  $h_B$ :

- (a)  $Ldr_1 > Ldr_2, Ldr_1 > Ldr_3$ ;
  - (b)  $(Ldr_1 - Ldr_2)(Ldr_1 - Ldr_3) \geq 20$  (dB)
- (退偏振因子在融化层特征明显个例中最小变化值);

(c)  $(h_3 - h_2) > 510$  (m) (退偏振因子在融化层特征明显个例中厚度最小值);

如果有多个高度同时满足这几个条件,那么就取退偏振因子最大值所在高度作为亮带高度  $h_1$ 。

(2) 根据类似的方法,假设平均 VP-R 中,从地面开始到 15 km 高空,遍历连续的 25 个库(750 m)作为一个区间,寻找这个区间极大值  $R_1$ ,高度记为  $h'_1$ ,同时寻找该区间上下退偏振因子的极小值分别记为处  $R_2$  和  $R_3$ ,同时高度记为  $h'_2$  和  $h'_3$ 。根据 VP-R 曲线在融化层的显著弯曲特征,把同时满足下面 3 个条件的反射率因子高度  $h'_1$  认为是零度层亮带平均高度:

- (a)  $R_1 > R_2, R_1 > R_3$ ;
- (b)  $(R_1 - R_2)(R_1 - R_3) \geq 18$  (dBz, 反射率因子在融化层特征明显个例中最小变化值);
- (c)  $(h'_3 - h'_2) > 480$  (m) (反射率因子在融化层特征明显个例中厚度最小值);

如果有多个高度同时满足这几个条件,那么就选取反射率因子最大值点所在的高度作为亮带高度  $h'_1$ 。

(3) 利用一致性检验公式<sup>[8]</sup>判断两个参量探测到亮带的高度差的绝对值  $|h_1 - h'_1|$  是否满足一致



性,表示粒子的反射率因子变化情况是否与它的偏振参量探测结果是否一致。如果两者的差值小于  $d$ ,则表示两个参量同时探测到粒子在融化层区间的变化,并且步调一致。如果两者差值大于  $d$ ,则必须重新考虑用哪个参量进行融化层识别。

$d = 0.06221 + 0.000845R_{\max} + 0.0000875R_{\max}^2$   
 $d$  的单位为 km,  $R_{\max}$  为反射率因子的极大值,单位为 dBz。如果满足一致性公式检验,则利用反射率,退偏振因子垂直廓线对共同识别零度层亮带。如果不满足一致性公式检验,则单独使用退偏振因子垂

直廓线进行识别。  
(4) Klaassen<sup>[18]</sup>认为反射率强度随高度的变化梯度最大值的位置就是零度层高度。但是 Fabry 等<sup>[3]</sup>认为通过这种方法对零度层边界识别会低估亮带的起始高度和底部位置,并且他自己使用反射率因子的对数  $\log R$  随高度变化曲率最大值的位置时亮带的起始位置,同样的方法用于确定亮带的底部位置。本文中根据参量变化极值区间来确定零度层起始高度和底部高度。

图 5 是融化层识别流程图<sup>[19]</sup>。

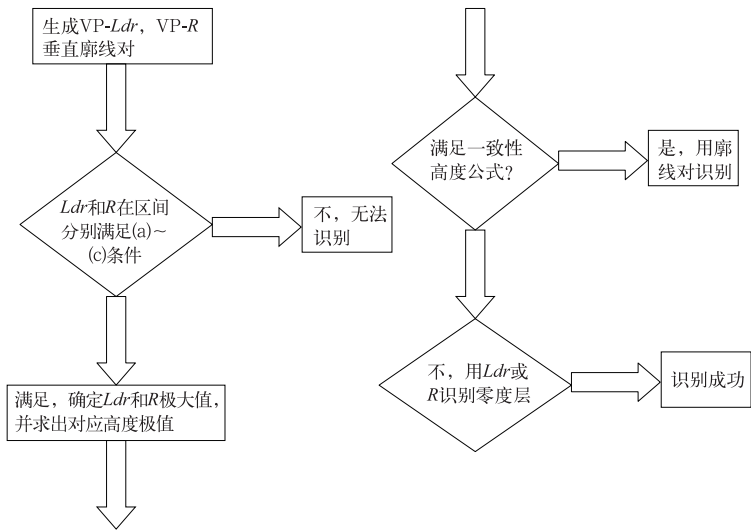


图 5 融化层识别流程图  
Fig. 5 Flow chart describing a method to deduce the melting layer

2.2 识别个例分析

2.2.1 满足一致性公式个例

图 6 给出在 2008 年 7 月 7 日 09:52,毫米波雷达在广东东莞探测参量的回波显示图,分别是反射率和退偏振因子。

从回波图中可以看出,云顶云底结构均匀,且在垂直结构上没有分层情况。回波强度随高度的增加呈现逐渐增加趋势,最大值出现在 5.25 km 附近,达到 7.4 dBz。从水粒子与冰晶粒子的退极化特征可以知道,在 5.25 km 上存在一层冰水转换层;从视觉效果来看,这个位置就是零度层位置,处于融化层上方;这个就是我们常常称它之为“亮带”,它是因为粒子融化后介电常数发生将近 5 倍的变化(冰约为 0.17,水约为 0.97)<sup>[20]</sup>。在退偏振因子出现明显渐进变化的过程中,相应的反射率因子和多普勒速度都相应发生变化。当探测粒子的相态由固态转化成液态时,粒子的下落速度逐渐增加,达到甚至超过

$5\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。雪花下落过程中,通过 0℃ 层后,表面开始融化,水凝体的融化及其引起的介电常数、粒子落速、粒子形状和尺寸以及浓度的变化等,使得  $Ldr$  迅速增大,形成了明显的亮带,而当粒子融化趋于稳定的球形雨滴的时候,  $Ldr$  又出现了一个急剧减小的趋势。此时就可以判定出融化层的底部。

图 7a 给出程序的识别效果。从程序识别的图可以看出,大致在 5.61 km 到 4.9 km 的区域,退偏振因子有一个明显先增加后减小的趋势,而对应区域的反射率因子也是同样的一个变化趋势。当时探测气球探测大气零度层的高度约 5.18 km,而雷达垂直探测到的  $R$  和  $Ldr$  的平均 VP-R 和平均 VP-Ldr 满足一致性公式,程序就利用两个参量进行大气零度层亮带的识别。图 7b 是同时刻探空气球数据显示图,0°层高度的位置在 5.28 km,和程序识别起始位置 5.3 km 相差很少。故此程序识别的融化层上边界高度处于 0°层上方。识别结果真实可靠。

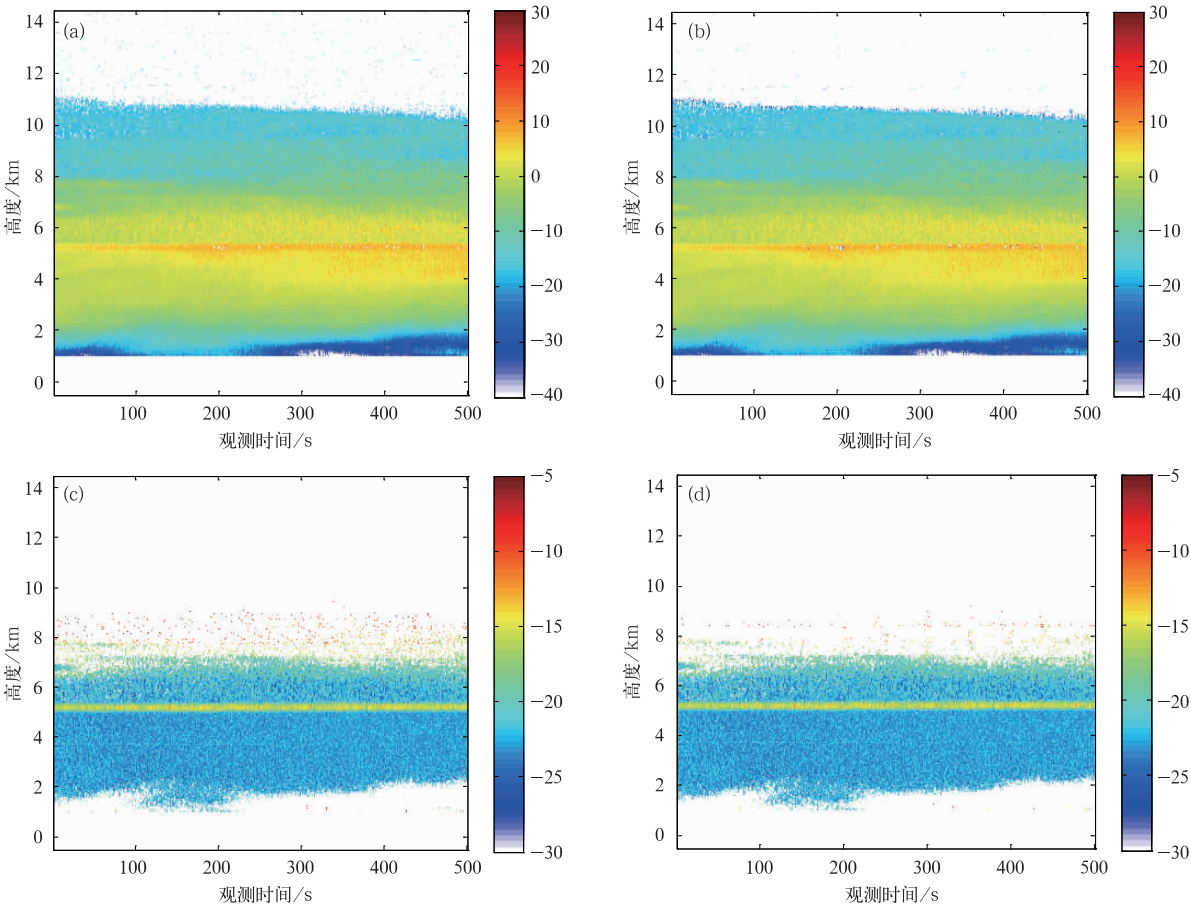


图 6 HMBQ 2008 年 7 月 7 日 09:52(北京时,下同)垂直向上扫描反射率-时间图(雷达探测) (a), 反射率速度-时间图(去杂点)(b),退偏振因子-时间图(雷达探测)(c), 反射率-时间图(去杂点)(d)

Fig. 6 The images of HMBQ radar using vertical-scan mode observed at 09:52 BT 7 July 2008: (a) reflectivity-time image (radar observed), (b) reflectivity-time image (despeckled), (c) Ldr-time image (radar observed), and (d) Ldr-time image (despeckled)

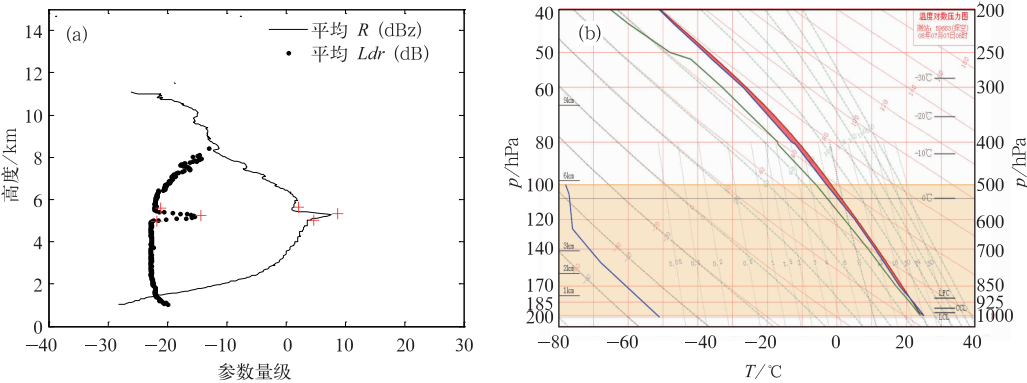


图 7 (a)融化层(+),反射率(实线)和退偏振因子(点线), (b)2008 年 7 月 7 日 8 时阳江站探空数据显示图

Fig. 7 Melting layer (+ sign), reflectivity (full line) and Ldr (dotted line) (a) as well as the rawinsonde observation (b) at Yangjiang Site during 08:00 BT 7 July 2008

2.3.2 单参量识别个例

图 8 给出在 2009 年 6 月 25 日 11:39 开始,毫米波测云雷达在广东珠海进行一次完整的雷暴降雨探测过程,根据雷达观测日记记录,11:40 天空开始出现雷暴,降雨过程一直持续到 13:25。

夏季亚热带区域,暖云系降水比较频繁,零度层亮带应该处于大气层比较高的位置。从图 8 中可以看出,在 12:00 以前,基本上反射率因子和退偏振因子的变化都不是很明显。这个阶段,程序无法进行零度层亮带的识别。在 12:00 以后的观测数据,在反射率因子和退偏振因子的 5.3 km 处,都出现了明显的涨落趋势。

从图 9 中看出,两个偏振参量极值的高度差不满足一致性检验公式,程序利用退偏振因子参量进

行融化层识别。0°层位置约在 5.233 km,和我们程序识别位置 5.3 km 相差很少。

2.3.3 识别错误(高度不对)或者漏识别(未识别)

图 11 给出在 2010 年 7 月 10 日 09:07,毫米波雷达在天津探测参量的回波显示图,分别是反射率和退偏振因子。

从回波图中可以看出,反射率因子没有明显的突变。但是退偏振因子在 4.3 km 左右的高度有一个明显的亮带高度,但是由于探测数据的缺失(在突变区域的上方没有云层的一个减小的区域,这样算法不能识别出一个渐变的过程),故而这种探测资料即使有亮带也不能被算法所识别出来。(这次观测同时刻北京地区探空数据显示零度层高度约为 4 km)。

表 3 给出两个参量识别的结果,包括识别与未

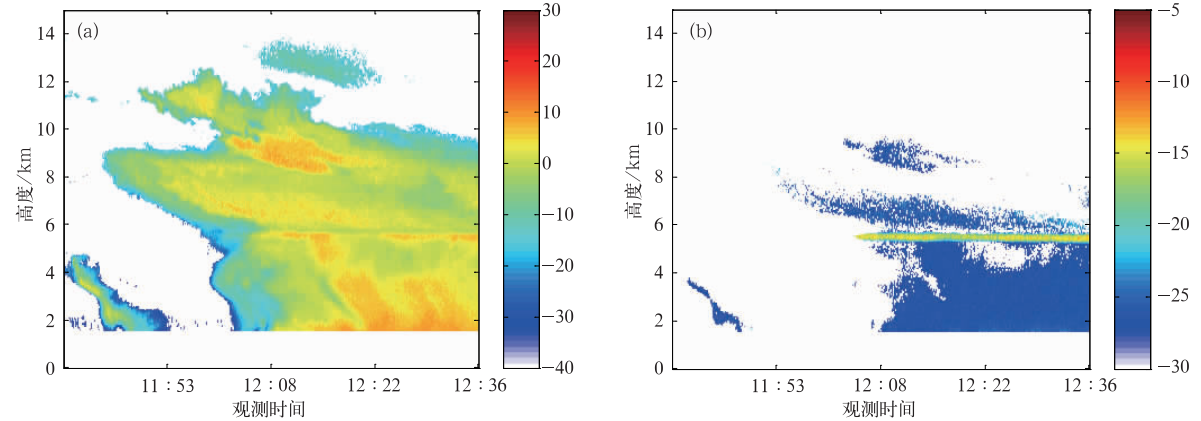


图 8 HMBQ 2009 年 6 月 25 日 11:32(北京时,下同)垂直向上扫描反射率-时间图(去杂点)(a),退偏振因子-时间图(去杂点)(b)

Fig. 8 The images of HMBQ radar using vertical-scan mode observed at 11:32 BT 25 June 2009 for (a) reflectivity-time image (despeckled) and (b) Ldr-time image (despeckled)

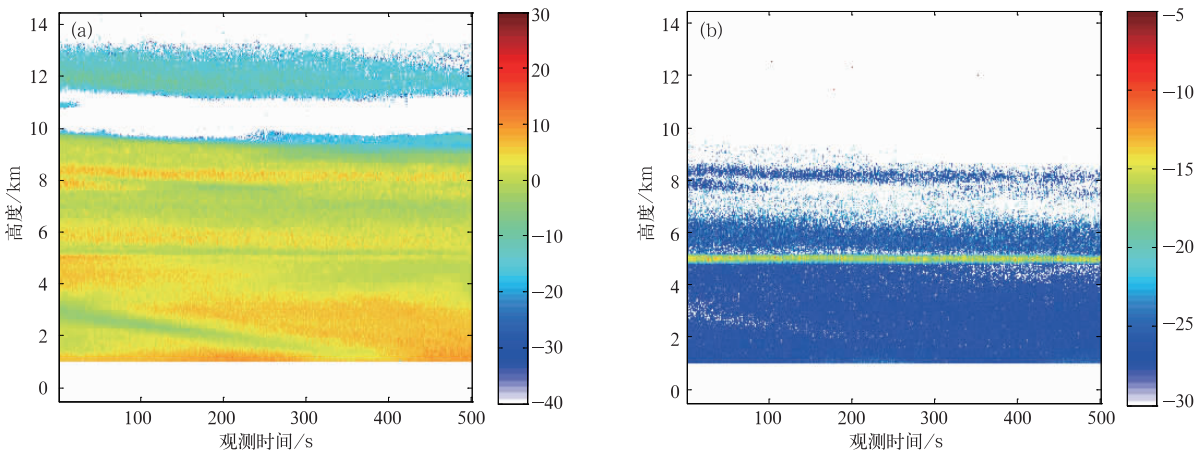


图 9 HMBQ 2009 年 6 月 25 日 12:15 反射率速度-时间图(去杂点)(a),退偏振因子-时间图(去杂点)(b)

Fig. 9 The images of HMBQ radar using vertical-scan mode observed at 12:15 BT 25 June 2009 for (a) reflectivity-time image (despeckled) and (b) Ldr-time image (despeckled)



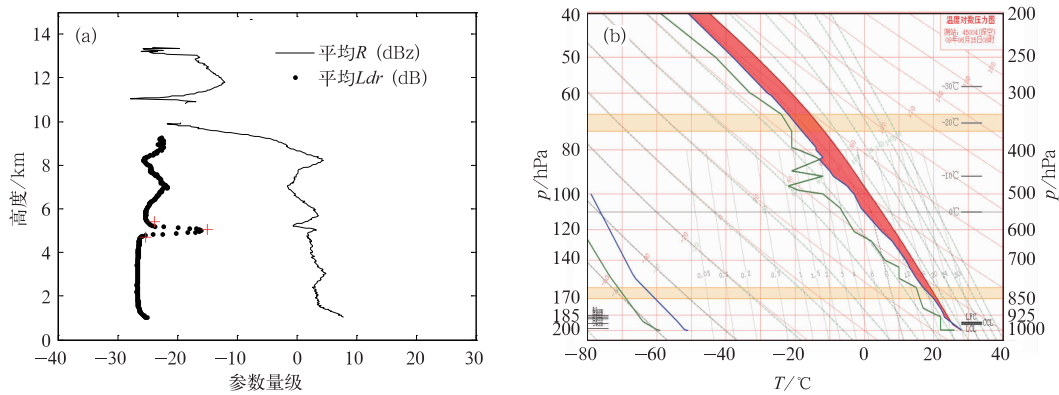


图 10 2009 年 6 月 25 日 12:15 融化层(+),反射率(实线)和退偏振因子(点线)(a),  
2009 年 6 月 25 日 08:00 香港站探空数据显示图(b)

Fig. 10 Melting layer (+ sign) reflectivity (full line) and Ldr (dotted line)  
at 12:15 BT 25 June 2009 (a), and the rawinsonde observation  
at Hongkong Site at 08:00 BT 25 June 2009 (b)

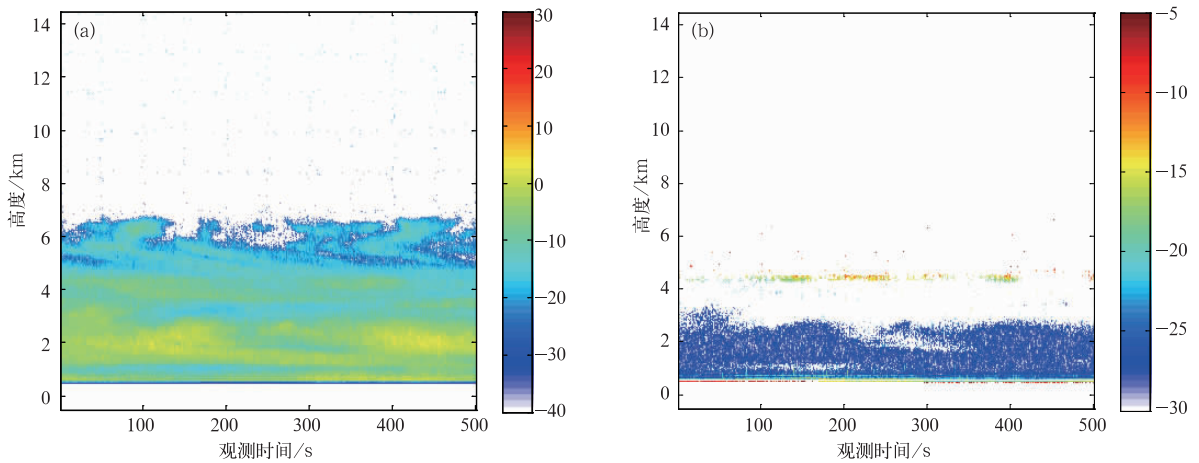


图 11 HMBQ 2010 年 7 月 10 日 09:07 反射率速度-时间图(去杂点)(a),  
退偏振因子-时间图(去杂点)(b)

Fig. 11 The images of HMBQ radar using vertical-scan mode observed at 09:07 BT 10 July 2010  
for (a) reflectivity-time image (despeckled) and (b) Ldr-time image (despeckled)

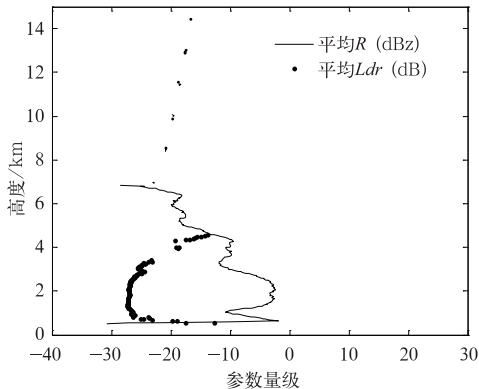


图 12 2010 年 7 月 10 日 09:07 反射率  
(实线)和退偏振因子(点线)

Fig. 12 Melting layer (+ sign), reflectivity  
(full line) and Ldr (dotted line) observed  
at 09:07 BT 10 July 2010

表 3 参量识别结果  
Table 3 The results of parameter identification

| 参量    | 存在零度层亮带观测个例(34 次)   |                    |              |               |
|-------|---------------------|--------------------|--------------|---------------|
|       | 识别<br>(变化<br>显著)    | 未识别                |              |               |
|       |                     | 无亮带<br>(变化不<br>显著) | 漏识别<br>(未识别) | 错识别<br>(位置不对) |
| 反射率因子 | 16 次(47%)           | 12 次(35%)          | 4 次(12%)     | 2 次(6%)       |
| 退偏振因子 | 29 次(85%)           | 0 次(0%)            | 5 次(15%)     | 0 次(0%)       |
| 参量    | 不存在零度层亮带观测个例(422 次) |                    |              |               |
|       | 识别<br>(变化显著)        | 未识别                |              |               |
|       |                     | 无亮带<br>(变化不<br>显著) | 漏识别<br>(未识别) | 错识别<br>(位置不对) |
| 反射率因子 | 5 次(1%)             | 394(93%)           | 0 次(0%)      | 23 次(6%)      |
| 退偏振因子 | 0 次(0%)             | 422(100%)          | 0 次(0%)      | 0 次(0%)       |

识别的情况。

### 3 总 结

本文介绍了一种利用反射率因子( $R$ )和退偏振因子( $Ldr$ )参量,对零度层亮带进行识别程序。选取的观测个例包括降水发生之前,弱降水云,以及多云天气等个例,结果表明程序的识别结果和探空数据结果相差很小。根据统计分析得出如下结论:

(1) 在反射率廓线中,融化层的下边界比较模糊,而退偏振因子廓线中融化层的边界非常明显。因此,把反射率和极化参量结合起来对融化层进行识别,比单独用反射率进行识别要更有效<sup>[20-21]</sup>。

(2) 通过统计资料分析,探测到的退偏振因子 $Ldr$ 参量,当出现零度层亮带时,它的极值基本超过 $-18\text{ dB}$ 。Smyth等<sup>[21]</sup>认为,超过 $-18\text{ dB}$ 时候,粒子的相态主要以雪花为主。因此可以认为,当探测到的粒子相态主要以雪花存在时,对于毫米波雷达,更容易被探测到出现零度层亮带的特征。

程序识别的融化层高度资料在很多方面都可以应用,比如用于大气数值预报模式的资料参考,还可以联合数值高度模型,画出结冰层和液态降水高度图。另外,实时的预报降水粒子相态对交通运输以及水文应用有很重要的意义。

未来下一步的程序改进工作主要涉及到记录融化层亮带的方位变化,并提高程序的识别能力,对于那些廓线对变化趋势相对不是很明显的个例也能识别出融化层高度。

### 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,2001:305-307.

[2] Zhang J, Langston C, Howard K. Bright band identification based on vertical profiles of reflectivity from the WSR-88D[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2008, 10(25):1889-1872.

[3] Fabry F, Zawadzki I. Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1995, 52(7):838-851.

[4] Sanchez-Diezma R, Zawadzki I, Sempere-Torres D. Identification of the bright band through the analysis of volumetric radar data[J]. Journal of Geophysical Research, 2000, 105 (D2):2225-2236.

[5] Gourley J J, Calvert C M. Automated detection of the bright band using WSR-88D radar data[J]. Journal of Weather and Forecasting, 2003, 18(4):585-599.

[6] Zrnic D S, Balakrishnan N, Ziegler C L. Polarimetric signatures in the stratiform region of a mesoscale convective system[J]. Journal of Applied Meteorology, 1993, 32(4):678-693.

[7] Giangrande S E, Krause J M, Ryzhkov A V. Automatic designation of the melting layer with a polarimetric prototype of the WSR-88D Radar[J]. Journal of Applied Meteorology, 2008, 47(5):1354-1364.

[8] Brandes E A, Ikeda K. Freezing-level estimation with polarimetric radar[J]. Journal of Applied Meteorology, 2004, 43(11):1541-1553.

[9] Hobbs P V, Funk N T, Weiss R R. Evaluation of a 35 GHz Radar for Cloud Physics Research[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1985, 2(1):35-48.

[10] 仲凌志,刘黎平. 毫米波测云雷达系统的定标和探测能力分析及其在反演云微物理参数中的初步研究[D]. 2009, 25-46.

[11] 肖艳娇,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.

[12] 张旭明,徐滨士,董世运. 用于图像处理的自适应中值滤波[J]. 计算机辅助设计与图像学报, 2005, 17(2):295-299.

[13] Andrieu H, Creutin J D. Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. Part I: Formulation[J]. Journal of Applied Meteorology, 1995, 34(1):225-239.

[14] 孙晓光,刘宪勋,贺宏兵,等. 毫米波测云雷达融化层自动识别技术[J]. 气象, 2011, 21(2):720-743.

[15] 李铁林,雷恒池,刘艳华,等. 河南春季一次层状冷云的微物理结构特征分析[J]. 气象, 2010, 36(9):74-80.

[16] 杨丹丹,申双和,邵玲玲,等. 雷达资料和数值模式产品融合技术研究[J]. 气象, 2010, 36(8):53-60.

[17] 张乐坚,程明虎,陶岚. CINRAD-SA/SB 零度层亮带识别方法[J]. 应用气象学报, 2010, (21):171-178.

[18] Klaassen W. Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1988, 45(24):3741-3753.

[19] White A B, Gottas D J, Strem E T. An automated bright-band height detection algorithm for use with doppler radar spectral moments[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2002, 19(5):687-697.

[20] Drummond F J, Rogers R R, Cohn S A. A new look at the melting layer[J]. American Meteorological Society, 1996, 53(5):759-769.

[21] Smyth T J, Illingworth A J. Radar estimates of rainfall rates at the ground in bright band and non-bright band events[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1998, 124(551):2417-2434.