

王德旺, 刘黎平, 宗蓉, 等. 2015. 基于模糊逻辑的大气云粒子相态反演和效果分析. 气象, 41(2): 171-181.

# 基于模糊逻辑的大气云粒子相态反演和效果分析<sup>\* 1</sup>

王德旺<sup>1</sup> 刘黎平<sup>2</sup> 宗蓉<sup>3</sup> 黄宁立<sup>1</sup> 谢潇<sup>1</sup> 欧建军<sup>1</sup>  
郭巍<sup>4</sup> 勾亚斌<sup>5</sup>

1 上海海洋中心气象台, 上海 201399

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

3 深圳市国家气候观象台, 深圳 518040

4 上海市卫星遥感与测量应用中心, 上海 201199

5 杭州市气象局, 杭州 310051

**提 要:** 为了探究 8 mm 云雷达探测到的大气云粒子相态特征, 根据 Shupe 总结得到云雷达探测参量: 反射率因子、Doppler 径向速度、线性退偏振比以及温度在不同相态水凝物对应的云雷达产品特征阈值, 采用不对称 T 型的隶属函数, 成员函数包括: 反射率因子、线性退偏振比、径向速度以及垂直温度廓线, 反演出的粒子相态包括: 雪、冰晶、混合相态、液水、毛毛雨、雨等 6 种。通过联合分析中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室的偏振云雷达探测资料和 GTS1 型探空仪温度数据, 结果表明: 通过模糊逻辑法对云雷达探测的参量反演出的大气粒子相态结果与探空实时数据一致性较好, 对现阶段常规天气预报参考、人工影响天气作业指挥以及效果评估来说具有较好指导性。

**关键词:** 云雷达, 温度, 模糊逻辑, 云相态

**中图分类号:** P412

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.005

## Fuzzy Logic Method in Retrieval Atmospheric Cloud Particle Phases and Effect Analysis

WANG Dewang<sup>1</sup> LIU Liping<sup>2</sup> ZONG Rong<sup>3</sup> HUANG Ningli<sup>1</sup>  
XIE Xiao<sup>1</sup> OU Jianjun<sup>1</sup> GUO Wei<sup>4</sup> GOU Yabin<sup>5</sup>

1 Shanghai Marine Meteorological Center, Shanghai 201399

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

3 Shenzhen Weather Observatory of Guangdong, Shenzhen 518040

4 Shanghai Center for Satellite Remote Sensing Applications, Shanghai 201199

5 Hangzhou Meteorological Bureau of Zhejiang, Hangzhou 310051

**Abstract:** To investigate the phase features of atmospheric particles detected by the Ka-band cloud radar of State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, on the basis of Shupe's summary about the characteristic values of different cloud particle phases, including reflectivity, Doppler radial velocity and linear depolarization ratio of cloud radar and temperature of rawinsonde. By using the asymmetric T-type functions, which are reflectivity, Doppler radial velocity, linear depolarization ratio and vertical temperature profile, six different phases of cloud particles are retrieved, i. e., snow, ice crystal, mixed phase, liquid, drizzle and rain. By means of joint analysis between cloud radar data and sounding data at the same time and places, the following conclusion is drawn: the particle phases retrieved

\* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417202)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001)共同资助

2013 年 12 月 25 日收稿; 2014 年 10 月 17 日收修定稿

第一作者: 王德旺, 主要从事大气物理与海洋气象研究. Email: aizaizai1989@163.com

by fuzzy logic method shows good consistency with real-time sounding data, and may play a directive role in weather forecasting, weather modification and effect evaluation.

**Key words:** cloud radar, temperature, fuzzy logic, cloud phase

## 引 言

通过联合使用多种遥感仪器探测大气云粒子,并反演出与云粒子相关的多种宏观微观物理属性特征(例如云冰含量、云水含量、大气可降水量、大气湍流运动等),其中对探测到云粒子的相态识别是先决条件,并且绝大多数的云粒子宏观微观物理属性的反演技术都是基于预先设定的云粒子相态以及它的云属性。因此,当对探测大气云粒子的数据进行分析研究时,云粒子的相态是必须考虑的问题。例如在 1997 年由美国能源部发起的大气辐射测量项目(Atmospheric Radiation Measurement, ARM),开始部署 35 GHz 多普勒雷达 MMCR 作为核心仪器进行长期连续观测,该雷达能够精确探测较大动态范围内的反射率(大于 7 个量级,从 -50 dBz 到 +29 dBz),是首次利用云雷达检测云以及其对地球辐射收支的影响;以改善云的数值模拟和全球气候模式中的云参数化,其中该项目一个很实际目标是获取探测设备上方精确的大气辐射加热率廓线(radiative heating rate profile),而这个目标的完成在很大程度上依赖于通过云相态分类之后得到的可信度较高的云微物理参量(Moran et al, 1998; Ackerman et al, 2003; 彭亮等, 2012);还有美国国家海洋大气局的北极环境变化研究(Study of Environmental Arctic Change, SEARCH)项目等。

国外涉及大气云粒子相态识别相关的探测设备比较多,现在比较成熟的是通过卫星搭载多种传感器以及多种分类标准进行反演(Welch et al, 1992; Luo et al, 1995; Tovinkere et al, 1993; Rossow et al, 1999; Hu et al, 2001; Orr et al, 1999),同时为了加快地基方面的云相态分类的相关硬件仪器的研发,特别是利用日照强度辐射计(Duchon et al, 1999),光谱红外干涉仪(Turner et al, 2007),联合使用有源无源类传感器(Wang et al, 2001)对云粒子相态进行反演。另外云相态识别的方法现在主要有神经网络法(Miller et al, 1997)、模糊逻辑系统(Baum et al, 1997)、模式识别系统(Eloranta, 2005),还有一些基于多参量的(例如光学厚度、云顶

温度、云顶气压),通过设定灵活的或者固定的阈值。但大部分反演方法都侧重于气象上的云分类,例如卷云、层云、雨层云、高层云等(Bankert, 1994; Ebert, 1987),但是这样的分类方法会限制后续的对云内微物理参量的进一步研究。

国内方面,曹俊武等(2007)根据美国 koun 雷达观测资料对一套双线偏振雷达资料识别降水粒子类型的识别模式进行分析验证,同时检验了模式中的几个偏振参数,认为该模式识别的效果基本合理,但还需要对资料作进一步的研究。何宇翔等(2010)利用中国科学院大气物理研究所的 X 波段双线极化雷达系统探测资料,讨论雷达观测参量所能反映的水凝物粒子的物理本质,对存在融化层的层状云中,对雷达探测资料在层状云降水期间的 RHI 资料进行分层统计,结合国际上已有的研究成果,获得集中主要水凝物粒子的极化雷达参数范围,采用模糊逻辑法对水凝物进行分类,分类结果反映了层状云的相态结构分布特点,并验证了顾震潮在 20 世纪 60 年代剔除的层状云降水的三层概念模型。程周杰等(2010)联合利用 3 GHz 双偏振雷达 RHI 探测数据和温度廓线数据,建立了云粒子相态反演的模糊逻辑算法,并对一次层状云降水过程中的水凝物相态的演变情况进行了分析。董全等(2013)利用人工神经网络法和线性回归法对降雨、雨夹雪和降雪 3 种降水相态的预报效果进行对比检验,并认为对降雪过程的预报效果最好,而且人工神经网络法的预报效果比线性回归要好。陈英英等(2007)利用 FY-2C 静止卫星通道 4(3.5~4.0  $\mu\text{m}$ )的探测数据,反演了云粒子有效半径,并与 TERRA 上 MODIS 的相应产品做了比较,发现反演的粒子大小存在差异。蒋年冲等(2008)通过对降水粒子特征研究进行分析,分析不同降水类型的粒子数浓度及谱分布、下落速度进行特征分析,探讨云、降水的形成机制。漆梁波等(2011)基于中国东部 5 个冬季的地面降水观测和高空探测资料,针对不同的降水相态,对应的不同温度不同厚度进行统计,最终得到一组中国东部地区冬季降水相态的推荐识别判据。王帅辉等(2012)分析了中国及周边地区 CloudSat 各类云属的云底高度均一性特征,利用 CloudSat 各类云属的

云底高度统计特征,建立了一种基于云类型和距离权重的云底高度估计方法。石爱丽等(2013)利用常规天气资料、加密探空资料、地基微波辐射计资料和气象卫星资料,结合数值模式 MM5V3 分析了 2002 年 10 月 19 日河南省层状云降水人工增雨潜力。于晓晶等(2013)以 NCEP FNL 资料作为初始场和边界场,采用 WRF 中尺度模式对 2010 年 12 月 29—30 日发生在山东半岛的一次冷流暴雪过程进行数值模拟,并利用高时空分辨率模拟结果分析此次过程的中尺度特征和云微物理特征,云中水凝物粒子的高度在 600 hPa 以下,最大值出现在 850~900 hPa 之间与浅对流结构相对应;各水凝物粒子含量相差较大,以雪和霰最多。

以上关于水凝物的分类基本上都是用天气雷达、卫星、探空数据等(黄钰等,2013;李峰等,2014;施红蓉等,2014),而且基本都是对某一次观测个例进行反演,这对研究云内微观物理特征以及云模式帮助不是很大。因此,本文根据 Shupe(2007)和彭亮等(2011;2012)总结得到的云雷达探测到的不同相态粒子对应的雷达反射率因子、Doppler 径向速度、线性退偏振比以及温度特征阈值,利用中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室的偏振云雷达实际探测产品,按照模糊逻辑法的思路,采用不对称 T 型隶属函数,对云雷达长时间观测到的大气云粒子的相态进行反演,可能反演出来的粒子相态与实际大气中真实的粒子相态有一定误差,但通过相对较为精确的粒子相态分类以后,对我们后续研究大气云层微观物理参量有很大的帮助;另外在评估模式模拟效果有应用价值,因为冷凝过程是大气云粒子相态演变过程的分阶段,而不是通过气象上的云属类别。本文对大气云粒子分为如下几种:雪、冰、混合相态、液水、毛毛雨、雨(具体分类粒子的定义见表 1,这种分类目的不仅得到粒子在大气的相态,更确切的

说是获取粒子在垂直方向上的相态分布以及相关的微物理参量反演,因为大气的冷凝过程是由粒子相态决定,这些阈值由前人研究成果、大气物理的相关原理以及深层相关研究的经验总结)。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料简介

云雷达资料:“2013 年青藏高原第三次科学试验水循环观测与研究”项目,由中国气象科学研究院发起,目的是利用多种水汽、云和降水综合观测设备,获取夏季高原低涡环境下的水汽、云和降水的微物理和动力参数的垂直廓线以及随时间的变化规律,为研究高原降水系统,数值模式的云降水过程方案提供数据,而大气云粒子的相态以及演变对相关工作有很好的指导作用。2012 年 5—8 月该部雷达被安置在云南省腾冲县气象局(站号:56739,25°01'N、98°30'E,海拔高度 1656 m)。雷达工作方式采用垂直向上探测,不用考虑电磁波在大气中的非直线传播(Andrieu et al,1995)。雷达的单次观测个例的时间尺度是 500 s(时间分辨率 1 s,数据库数 500 个),观测高度是 15 km(垂直分辨率 30 m,数据库数 500 个)。每次观测个例有 4 种产品自动生成:反射率因子( $R$ )、径向速度( $V$ )、速度谱宽( $W$ )以及退偏振因子( $Ldr$ )(王德旺等,2012),其他该部雷达相关参数详见文献(石爱丽等,2013)。

探空资料:GTS1 型数字式探空仪,观测方式:综合探测。数据保存类型有两种:第一种秒级数据(1 s),第二种固定垂直分辨率数据(100 m),探测参量有气温、气压、湿度、露点、温露差、虚温、风向、风速等。本文中用到的是第二种数据格式的气温数据。探空气球施放的时间是 07 和 19 时,加密观测时间在 13 时(本文所有涉及时间均为北京时)。

### 1.2 方法

模糊逻辑法识别大气云粒子相态的原理:利用雷达观测参数矩阵以及探空数据观测参数矩阵,通过设定的转换规则,即隶属函数的方式,演变成粒子相态类型的矩阵。因为模糊逻辑法有很强的包容性,当某一个模糊基的设置相对不够精确,对最终的识别结果影响也不会特别大。基于模糊逻辑法反演大气云粒子相态的步骤如下:

表 1 云粒子相态分类

Table 1 Cloud particle phase classification

类别	定义
雪	雪花(与粒子大小有关,通过反射率和径向速度阈值进行分类)
冰	云冰粒子
混合相态	同一空间同时存在云液滴和云冰粒子
液水	云液滴粒子
毛毛雨	毛毛雨滴(与粒子大小有关,通过反射率和径向速度阈值进行分类)
雨	雨滴(与粒子大小有关,通过径向速度阈值进行分类)

(1) 将云雷达探测的反射率因子、垂直径向速度、线性退偏振因子以及探空获得的温度廓线作为输入参量,选取基本形式为不对称梯形函数(因为比较容易设置控制过渡区)对参量进行模糊化。

$$P(x, X_1, X_2, X_3, X_4) = \begin{cases} 0 & x < X_1 \\ \frac{x - X_1}{X_2 - X_1} & X_1 \leq x < X_2 \\ \frac{X_4 - x}{X_4 - X_3} & X_3 \leq x < X_4 \\ 0 & x \geq X_4 \end{cases} \quad (1)$$

式中,  $P$  表示粒子隶属度,表示探测的参量在设定的数值区间,归属于某一相态的程度,越接近 1 就属于该相态粒子的可能性越高,越接近 0 则不属于该相态粒子的可能性越高。因此,该数值区间的划分就显得很重要。 $x$  表示实际雷达探测到的参量数值大小,即上文中提到的观测参数矩阵。

(2) 在构造 4 个参量的隶属函数时,文献 Shupe(2007)和王帅辉等(2012)中给出 8 mm 云雷达的反射率因子、径向速度以及大气温度以及 3 mm 云雷达的退偏振因子和大气温度对应阈值,结合该部雷达自身参数差异,对每一个要进行分类的粒子相态类型建立属于自己的隶属函数,更为具体合理的阈值还需要更多的该部雷达资料以及各种观测资料相互对比分析进行验证,提高粒子相态识别的精确度,即识别更多的粒子相态。

图 1 给出 Shupe(2007)云粒子相态分类标准示意图(横坐标表示反射率因子大小,单位 dBz;纵坐标表示径向速度大小,单位  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,作者设定向下为正)。Shupe 的方法是:首先将粒子属性分类成云水、云冰以及气溶胶粒子,根据激光雷达探测的退偏

振因子和后向散射强度的大小作为判断准则。接下来结合云雷达资料再进行细分粒子属性或者 2 次识别:

(a) 重新识别成云粒子(当激光雷达探测到的气溶胶粒子被云雷达探测到可测强度的反射率因子),尽管云雷达不能探测到气溶胶大小的粒子。

(b) 当大气温度  $T > 0^\circ\text{C}$  时,粒子一般处于非“冰冻”状态,通过反射率和径向速度的阈值设定,将粒子相态识别为“液态水”、“毛毛雨”、“雨”。

(c) 当大气温度  $T < 0^\circ\text{C}$  时,增加谱宽因子,当大气中的粒子相态由多种混合相态粒子组成、大气湍流以及垂直风切变的作用时,粒子的谱宽变大,而处于“相对静止”大气中的单一相态粒子的谱宽偏小。“云冰粒子”被识别成“雪”(对于谱宽  $W_d < 0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,粒子的反射率因子偏大时),而“纯水云(即液态水)”中分离出“混合相态云”(对于谱宽  $W_d > 0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,粒子的反射率偏大,混合相态云含有更多的“相对较大粒子”,径向速度更大)。

(d) 粒子由“液水”变成“液水+毛毛雨”,当粒子被激光雷达识别为液水,如果(当云雷达探测到的粒子径向速度  $V > 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、反射率因子  $R > -17 \text{ dBz}$ ,大气温度  $T > 0^\circ\text{C}$ );粒子由“液水”变成“云冰+云水”共存的混合态(当云雷达探测到的粒子径向速度  $V > 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、反射率因子  $R > -17 \text{ dBz}$ ,大气温度  $T < 0^\circ\text{C}$ ),其中粒子从“液水”到“混合态”的再分类在混合云的云顶判定是很有必要的。

(e) 粒子由“云冰”变成“雪”(结合地面降水观测实况,如果雷达反射率因子  $R > 5 \text{ dBz}$ ,大气温度  $T > 0^\circ\text{C}$ )或者粒子由“云水”变成“雨”(结合地面降水观测实况,如果雷达反射率因子  $R > 5 \text{ dBz}$ ,大气

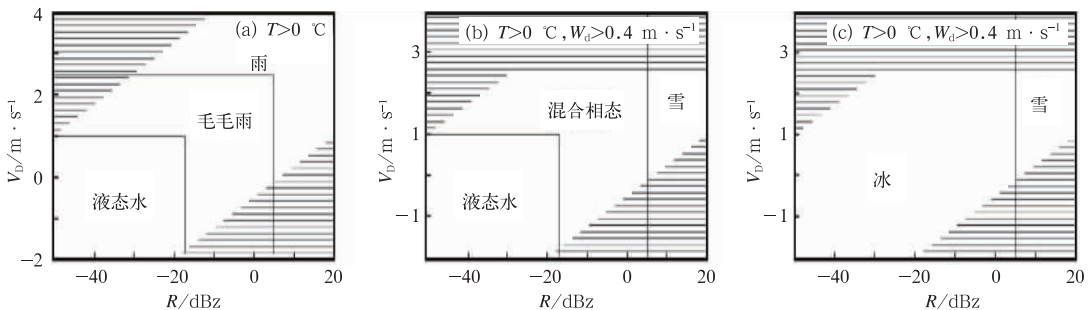


图 1 Shupe 云粒子相态分类示意图

(阴影部分表示概率很小区域)

Fig. 1 Classification schematic diagram of cloud particle by Shupe

(Shadow is the area with small probability)

温度  $T < 0^{\circ}\text{C}$  或者所有  $0^{\circ}\text{C}$  层高度之下的粒子如果径向速度  $V > 2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  将认定为雨, 尽管在北极不会有这么高的粒子下落速度)。

表 2 给出本文所研究的 8 mm 雷达探测到的各种相态粒子相应的成员函数区间设置特征阈值。图 2 是根据表 2 的特征值得到的 4 个参量的不对称 T 型函数直观图。

令  $i$  表示识别参量, 共计 4 个,  $j$  表示可以识别云粒子的相态类别, 共计 6 个, 那么所有参量对第  $j$  类粒子的隶属度  $S_j$  可以表示为:

$$S_j = \sum_{i=1}^4 A_i P_{ij} \quad (2)$$

式中,  $P_{ij}$  表示表 2 中的第  $i$  种参量对第  $j$  型粒子的隶属度, 即通过第  $i$  种参量判断该粒子属于第  $j$  型

表 2 不同相态云粒子的成员函数特征值

Table 2 Membership function values of cloud particle in different phases

参量	特征值	雪	冰	混合相态	液水	毛毛雨	雨
$P(Z)$	$X_1/\text{dBz}$	-5	-40	-25	-40	-25	-10
	$X_2/\text{dBz}$	0	-30	-15	-30	-17	5
	$X_3/\text{dBz}$	15	-10	-5	-20	0	20
	$X_4/\text{dBz}$	20	0	5	-10	5	20
$P(V)$	$X_1/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	-2.5	-1.5	-2.0	-1	-4	-7
	$X_2/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	-1.0	-0.5	-1.5	-0.5	-3	-7
	$X_3/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	-0.2	1.0	0.5	0.5	-1.5	-4.5
	$X_4/\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	0.5	2.0	1.0	1	-0.5	-1.5
$P(Ldr)$	$X_1/\text{dB}$	-30	-30	-30	-30	-30	-30
	$X_2/\text{dB}$	-22	-26	-17	-26	-24	-20
	$X_3/\text{dB}$	-18	-22	-11	-24	-20	-15
	$X_4/\text{dB}$	-10	-18	-11	-17	-10	-10
$P(T)$	$X_1/^{\circ}\text{C}$	-40	-50	-40	-20	0	0
	$X_2/^{\circ}\text{C}$	-30	-50	-20	0	0	0
	$X_3/^{\circ}\text{C}$	0	-20	0	50	50	50
	$X_4/^{\circ}\text{C}$	0	-10	5	50	50	50

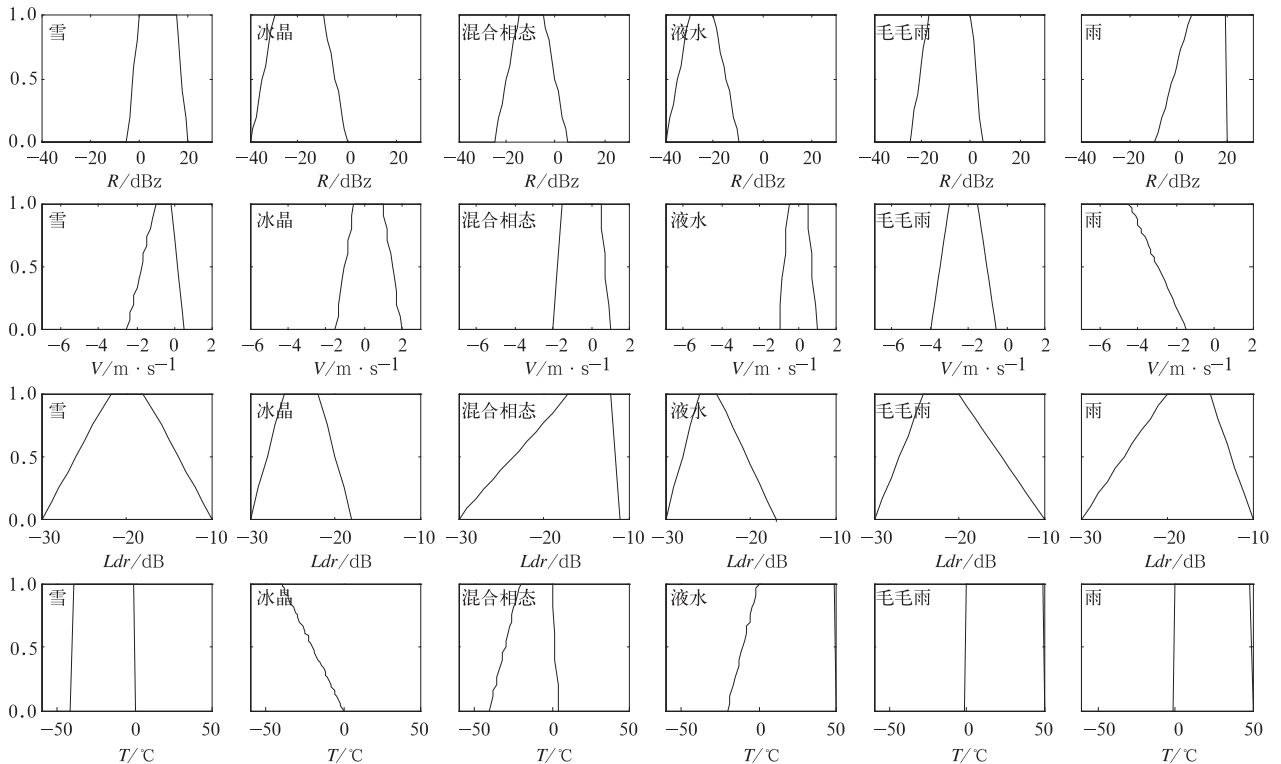


图 2 云雷达探测参量以及温度特征值直观图

Fig. 2 Values of pictorial diagram of parameters from cloud radar and sounding

粒子的可能性; $S_j$ 则表示所有参量对第 $j$ 类粒子的累积判断结果,系数 $A_i$ 表示第 $i$ 种参量对判断结果的权重比例,在这里,设定所有参量等权重,即 $A_i=1$ 。对于云雷达探测到的每一个数据库,演算出最终的累积判断结果,在此把最大的 $S_j$ 对应的 $j$ 粒子作为模糊逻辑法识别粒子相态的最终判断结果。

## 2 探测过程分析与识别效果分析

图3是云雷达和探空仪2013年7月16日12:24—13:47在云南腾冲的探测参量示意图(其中横坐标0~5000表示观测时间跨度0~5000 s,观测起始时间为12:24,终止时间为13:36,时间跨度5000 s),分别对应反射率因子、径向速度、退偏振因子和温度湿度廓线。先看图3a雷达的反射率回波图,雷达回波底部很均匀,大概200 m左右的高度,顶层云的高度最高8.0 km左右,最低6.0 km左右,有起伏变化。开始探测时刻观测到3层云,低层碎积云,中层蔽光高积云,高层卷积云。到了13:00左右就成了一层碎雨云或者浓积云,因为缺乏实时人工观测资料,只能凭人工观测经验做一个大概的云属性判断。从回波强度值来看,最大值在12:45以及13:30附近时刻雷达上方5~6 km左右高度,13:10附近时刻3.85 km左右的0℃层高度,达到10 dBz,即在0℃层之上以及之下都有较强回波出现,在强回波周围的反射率集中在-20~5 dBz左右。从图3b雷达的径向速度回波图和反射率回波图的轮廓一致,但是相比而言,可以发现很明显的分层现象,0℃层以上高度,粒子的下落速度较小,基本在-2~0 m·s<sup>-1</sup>,0℃层以下的高度,粒子的下落速度较大,基本在-2~4 m·s<sup>-1</sup>,这说明该次观测个例在0℃层上下还是有明显的粒子相态演变过程,当然在低层还是有速度较小的粒子。在13:00左右0.5~1.5 km左右的高度,以及在13:21左右,粒子的下落速度超过-5 m·s<sup>-1</sup>左右的速度,此时探测到的应该是雨滴粒子。从图3c退偏振因子回波图来看,13:06—13:35时刻在3.85 km附近的高度存在一个明显的冰水转换区域,俗称“亮带”。强度达到-13 dB,在这个峰值区间附近都是一个减小的趋势,在0℃层之上的表征粒子的一个碰并聚合作用加强了粒子的空间形状取向作用,同时粒子相态的改变导致介电常数接近5倍的增加,所以在该位置有一个明显的退偏振因子数值增强区域,同时下方

又由于粒子基本都是液相粒子,近似相对稳定的球形粒子形成以后 $Ldr$ 又出现了一个急剧减小的趋势。从图3d对应时刻的探空数据来看,0℃层高度在3.85 km,云底温度15℃左右,云顶温度-25℃左右,明显的混合相态云,在0~8 km的高度区间,相对湿度基本都处在一个比较高的值,基本>80%,说明雷达探测到的实际大气处于一个相对饱和边缘的状态。

图4a~4c分别是2012年7月16日FY2E红外云图、水汽以及可见光图像。图4d是探空气球三维空间运动轨迹-经度纬度高度。从图4a的红外云图可以发现,观测点附近云顶亮温较低,但是高于右边对流更为强盛的区域,应处于对流运动边缘,对流运动较弱。图4b的水汽图像可以看出观测点位于湿区的边界,两侧湿度差异较大。图4c的可见光图像可见观测点右侧有大范围的白亮云带是发展较深的积雨云,左侧组织结构比较凌乱,是厚度较薄的低云或是不够密集的中云,这一点与雷达实际观测有一定的对应。

根据模糊逻辑法,利用上图中的4个参量进行粒子相态的反演,得到的结果如图5所示(-40表示晴空,无回波区域,-30表示雪粒子,-20表示冰晶粒子,-10表示混合相态,0表示液水,10表示毛毛雨,20表示雨)。反演结果有明显的分层情况,在3.85 km以上的高度以雪粒子、冰晶、过冷水以及混合相态存在,在3.85 km以下的高度以液水、毛毛雨、雨粒子相态存在。从高层(3.85~8.0 km)粒子相态反演结果分析,12:45以及13:30附近时刻反射率强度较大的区域反演出来深蓝色的粒子都为雪粒子,应该是以雪粒子为基本相态,外层粘附一些过冷水或者混合相态粒子的共同作用导致反射率因子值较大,而在它们周围是黄色的混合相态粒子包围,另外还有一些过冷水在云层边缘位置,说明该次观测过程高层大气水汽条件较好,但径向速度和退偏振因子参量在回波图上特征表现比较平缓,没有明显的峰值区域。从低层(0~3.85 km)粒子相态反演结果分析,在12:50以及13:10开始,粒子的反射率因子最大值接近10 dBz,径向速度>-5 m·s<sup>-1</sup>,甚至超过-7 m·s<sup>-1</sup>,很明显的雨粒子的动力特征,而在雨粒子附近的小滴,回波强度和径向速度都偏小,应该是运动特征较为平缓的毛毛雨滴,而对于回波强度更弱的粒子,以液水为主。



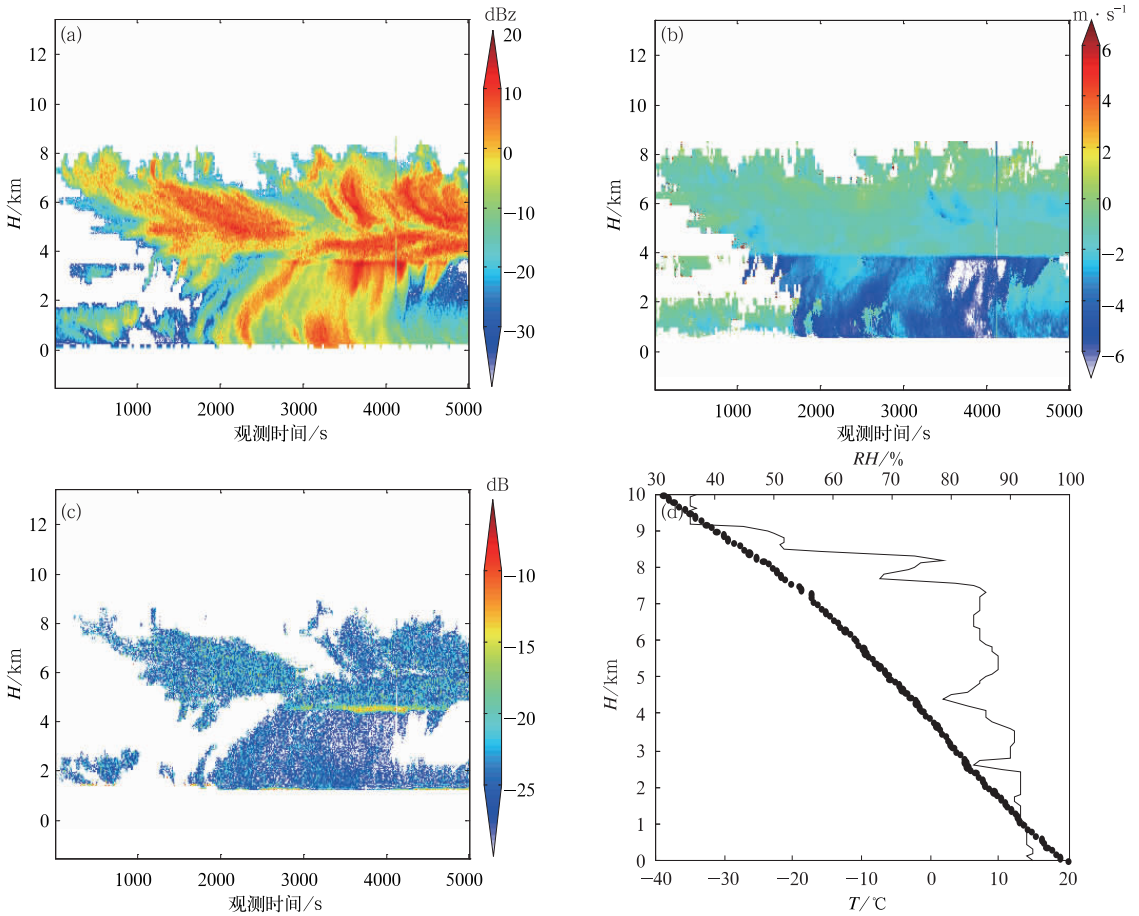


图 3 云雷达 2012 年 7 月 16 日 12:24—13:47 垂直向上扫描 (横坐标 0~5000 s 表示观测时间跨度)

(a) 反射率-时间图, (b) 径向速度-时间图, (c) 退偏振因子-时间图,

(d) 温度湿度-高度图 (点线温度, 实线湿度)

Fig. 3 The images of cloud radar using vertical-scan model observed at 12:24—13:47 BT 16 July 2012

(a) reflectivity-time image, (b) velocity-time image, (c) Ldr-time image,

(d) temperature and humidity-height image

(Dotted line means temperature and full line means humidity)

### 3 粒子相态敏感性试验

为了测试云雷达参量选取不同阈值对粒子相态反演的差异,通过人为改变成员函数特征值,分析相态识别结果差异。从图 6 与图 2 对比可以发现,改变了反射率,径向速度以及温度的特征值,识别结果如图 7。

从识别结果可以看出基本上 0°C 层以下的粒子相态识别差异不大,还是以液水、毛毛雨、雨滴为主。因为这 3 种粒子相态的反射率和径向速度特征值差异本身不会变化太多,具体阈值只会影响相态的分界,对整体影响不大。在 0°C 层附近之前以雪花粒子和一些过冷水为主,现在以小雨、过冷水、以及部

分混合相态,应该说在 0°C 层附近应该以冰相粒子和混合相态粒子为主,粒子没有到融化层以前还不会出现融化过程,从这点上看,表 2 的特征值较为合理。而对于 0°层以上的区域,原来是以冰相粒子和雪花粒子为主,另外较少过冷水和混合相态,现在是以雪花粒子、冰晶、过冷水以及混合相态为主。

再通过使用表 2 的特征对 2013 年 7 月 22 日云南腾冲的观测个例进行反演,基本粒子相态与 2013 年 7 月 16 日的结果较为一致。

图 8 是 2013 年 7 月 22 日 12:23—13:41 在云南腾冲的探测参量示意图。先看图 8a 雷达的反射率回波图,雷达回波底部和顶部很平整,大概 200 m 左右的高度到顶层云的高度 8.5 km 左右,雷达探测区间充满大气云粒子,整层云应该是层状云降水

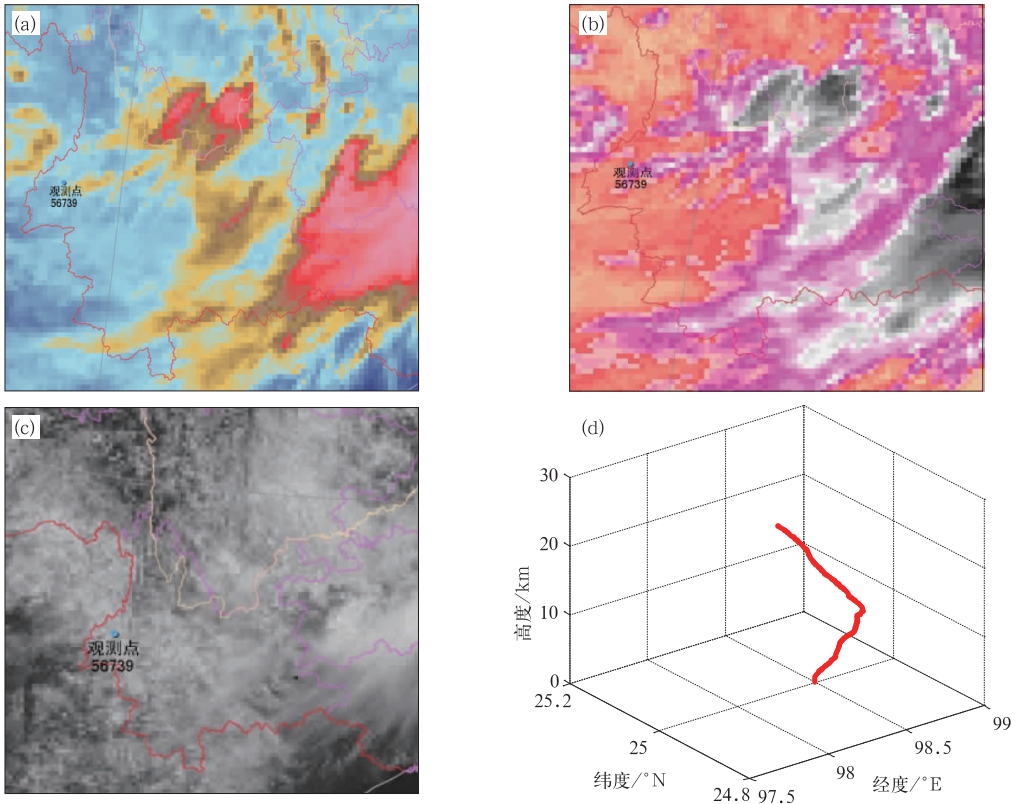


图4 2012年7月16日13时FY2E

(a) 红外图像, (b) 水汽图像, (c) 可见光图像和 (d) 探空气球运动轨迹

Fig. 4 (a) Infrared cloud image of FY2E, (b) vapor image of FY2E,

(c) visible spectrum of FY2E, (d) motion trace of sounding balloon at 13:00 BT 16 July 2012

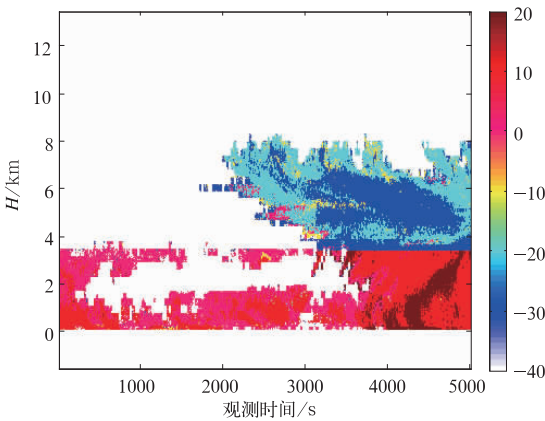


图5 云雷达2012年7月16日12:24—13:47云粒子相态反演结果示意图

(-40 表示晴空、无回波区域, -30 表示雪粒子, -20 表示冰晶粒子, -10 表示混合相态, 0 表示液水, 10 表示毛毛雨, 20 表示雨)

Fig. 5 Schematic diagram of retrieval of cloud particle phases at 12:24—13:47 BT 16 July 2012

(-40 means clear sky, no echo area, -30 means snow, -20 means ice, -10 means mixed phase, 0 means liquid, 10 means drizzle, 20 means rain)

过程, 系统很均匀稳定, 反射率回波在 12:51 附近时刻雷达上方 0~3.9 km 左右高度, 从 12:23 开始在 3.9 km 高度的 0°C 层以及 12:45 附近时刻在雷达上方 3.8~6 km 左右高度有一块较强回波区域, 达到 10 dBz, 最大值达到 18 dBz, 即在 0°C 层区域出现强回波, 在强回波周围的反射率集中在 -5~5 dBz 左右, 最外围的回波强度集中在 -25~10 dBz。从图 8b 雷达的径向速度回波图基本和反射率回波图的轮廓一致, 可以发现很明显的分层现象, 0°C 层以上高度, 粒子的下落速度较小, 基本在 -2~0 m·s<sup>-1</sup>, 0°层以下的高度, 粒子的下落速度较大, 基本在 -4~-2 m·s<sup>-1</sup>, 在 12:51 左右 0.2~3.8 km 左右的高度, 粒子的下落速度超过 -6 m·s<sup>-1</sup> 左右的速度, 此时探测到的应该是雨滴粒子。从图 8c 退偏振因子回波图来看, 整个探测过程在 3.8 km 左右高度都存在一个“亮带”区域, 强度达到 -12 dB, 在这个峰值区间附近都是一个减小的趋势。从图 8d 对应时刻的探空数据来看, 0°C 层高度在 3.82 km, 云底温度 16°C 左右, 云顶温度 -23°C 左右, 明显的混合



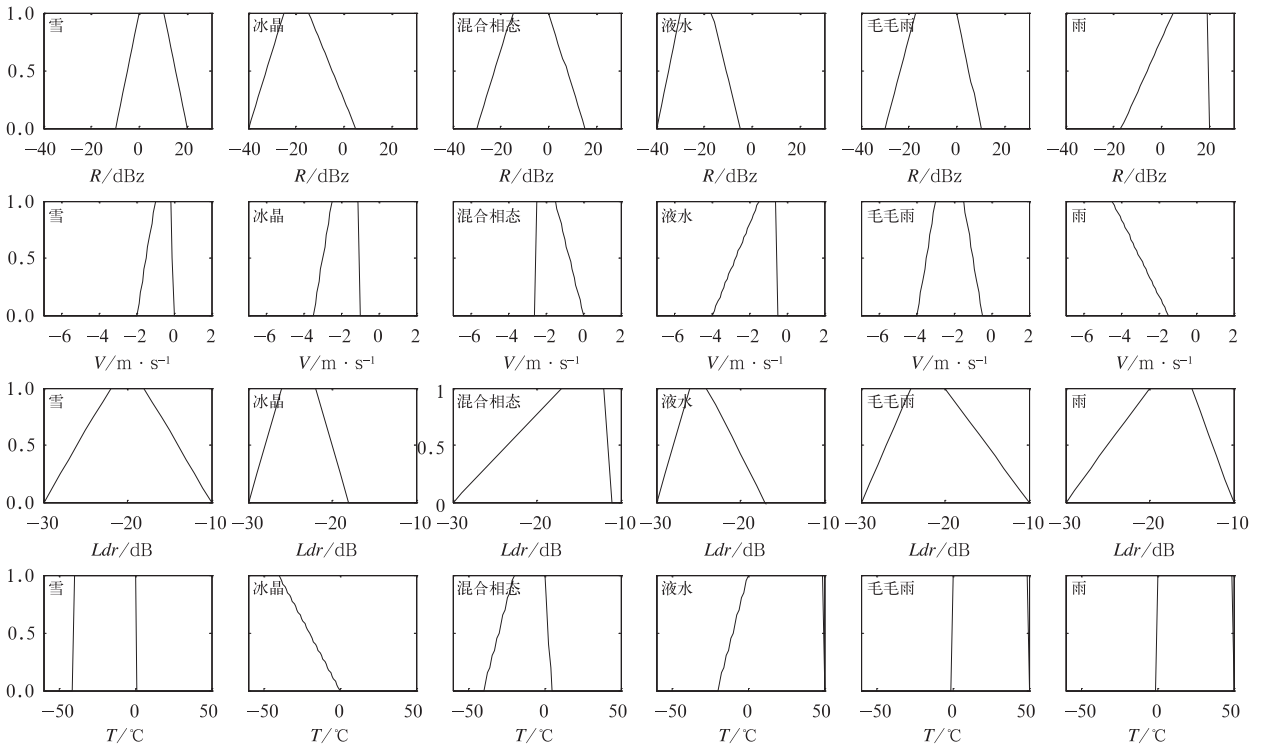


图 6 云雷达探测参量以及温度特征值直观图

Fig. 6 Values of pictorial diagram of parameters from cloud radar and sounding

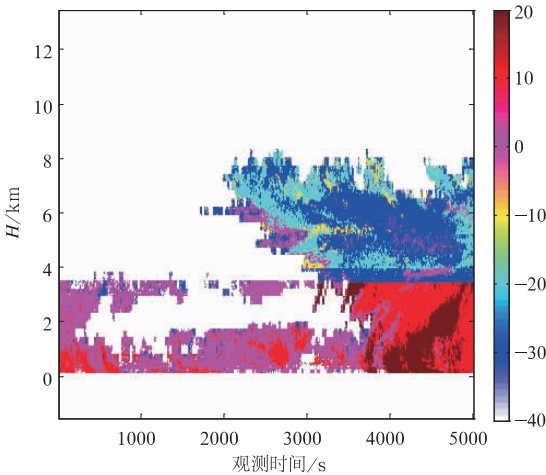


图 7 同图 5, 但为敏感性试验

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for sensitivity test

相态云, 在 0~6 km 的高度区间, 相对湿度基本都处在一个比较高的值, 基本 >85%, 因此实际大气处于一个相对饱和的状态, 在 6~8 km 左右的高度, 相对湿度开始明显减小, 可能是探空气球此时已经偏离云雷达所探测的区域。

根据模糊逻辑法, 得到的结果如图 9 所示(说明同图 5)。反演结果有明显的分层情况, 在 3.82 km 以上的高度以雪粒子、过冷水以及混合相态存在, 在

3.85 km 一下的高度以液水、毛毛雨、雨粒子相态存在。从高层(3.85~6.0 km)粒子相态反演结果分析, 12:40 以及 13:25 附近时刻反射率强度较大的区域反演出来深蓝色的粒子都为雪粒子, 应该是以雪粒子为基本相态, 而在它们周围都是黄色的混合相态粒子包围, 另外还有一些过冷水在云层边缘位置, 说明该次观测过程到 6 km 左右的大气水汽条件还是较好, 同时径向速度和退偏振因子参量在回波图上特征表现明显“亮带特征”。从低层(0~3.85 km)粒子相态反演结果分析, 在 12:23、12:40 以及 13:25 开始, 粒子的反射率因子最大值接近 18 dBz, 径向 > -5 m · s<sup>-1</sup>, 甚至超过 -7 m · s<sup>-1</sup>, 很明显的雨粒子的动力特征, 而在雨粒子附近的小滴, 回波强度和径向速度都偏小, 应该是运动特征较为平缓的毛毛雨滴, 还有夹杂一些液水粒子。

从上述敏感性试验结果可以看出, 通过改变特征阈值去反演粒子相态有很大的影响。参阅相关云降水物理参考文献, 对直接某一种粒子相态关于雷达探测产品的特征阈值相对较少, 本文借鉴国外的多硬件探测得出的阈值, 结合我们自身的云雷达进行人为设定阈值, 是存在一定误差的, 没有办法获取粒子相态的“真值”, 不能同时从不能硬件的角度进

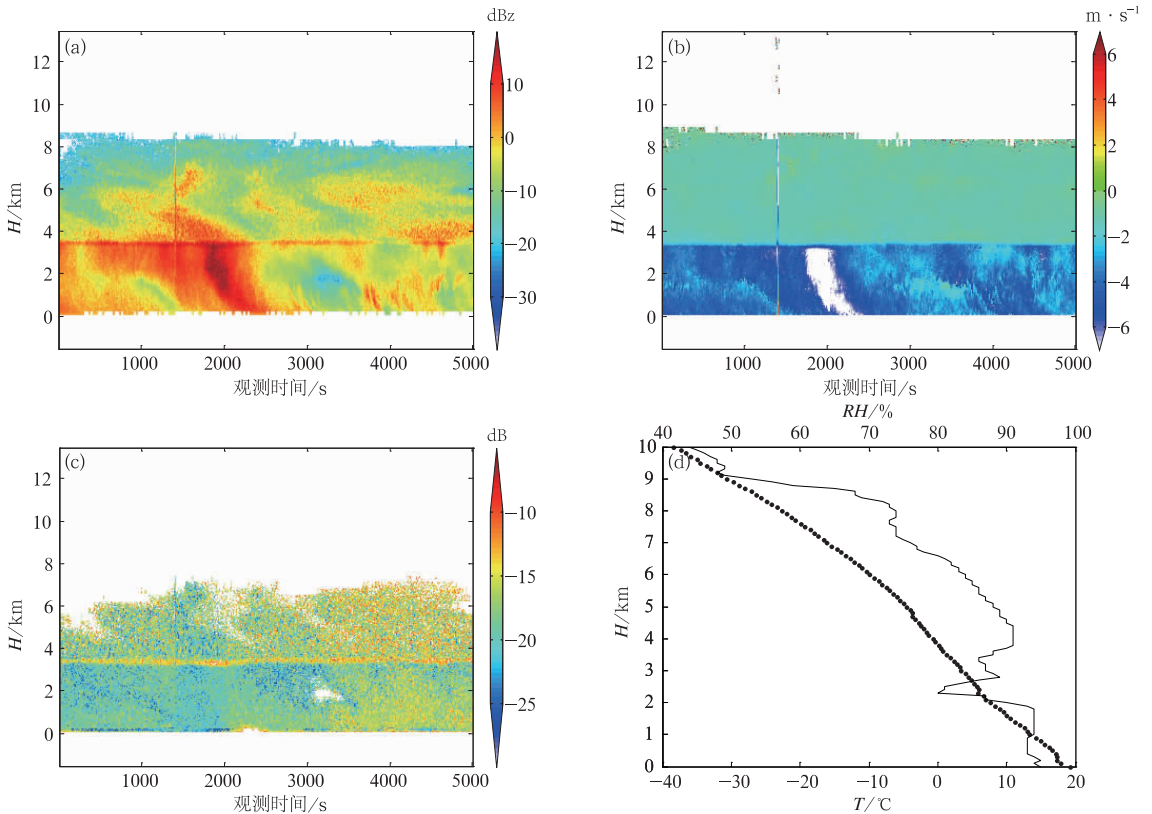


图8 同图3,但为2013年7月22日12:23—13:41

Fig. 8 Same as Fig. 3, but at 12:23—13:41 BT 22 July 2013

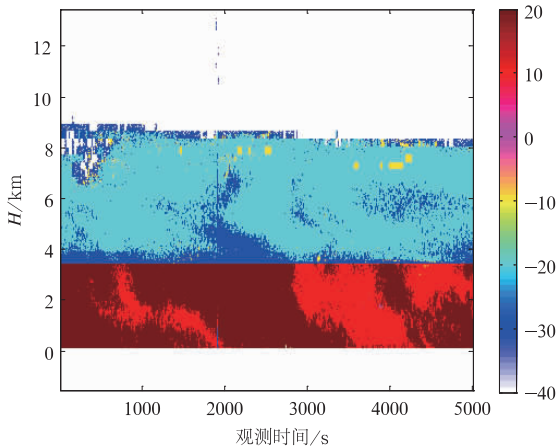


图9 同图5,但为2013年7月22日12:23—13:41

Fig. 9 Same as Fig. 5, but at 12:23—13:41 BT 22 July 2013

行观测,因此只能对结果的合理性进行分析而不能进行定性分析。

## 4 结论

本文通过联合分析8 mm雷达长时间观测资料

以及探空资料,利用模糊逻辑法对大气云层粒子的相态进行反演。由于观测资料限制,缺少纯冰云的观测资料,暂时只能分析混合层云的探测个例。经过前文的讨论和资料分析结果,可以得到以下几点结论:

(1) 8 mm 雷达能够探测到明显的0°C层亮带现象,而且在反射率因子、径向速度、退偏振因子都能够有很明显的变化过程,都能表征在粒子相态明显变化的过程,通过设定特征阈值对云层内部粒子的相态进行分析研究。

(2) 从雷达观测资料和探空资料以及反演结果来看,虽然模糊逻辑法得到的结果还是比较粗糙的,暂时只能对粒子相态的演变过程有一个大致的流程分析,对于其内部相态演变的机理还缺乏说服力,需要更多的观测资料进行联合分析,但就现在的识别结果对现在的常规天气预报参考和人工影响天气的作业指挥有很大的帮助。

遗憾的是,由于本身雷达与探空资料对比观测个例的限制,在模糊逻辑法本身的构建过程中,还不能最优化每一个探测参量的权重系数,这也是今后需要研究的方向。另外本文工作对各个参数的特征

阈值设置是借鉴外国学者的总结结果以及该部雷达的自身探测实际情况,对于提高特征阈值的精确性和准确性,总结出适合于我国云雷达探测到的大气云粒子各种相态的产品的实际情况,去改进我们的方法,争取识别出更细微的粒子相态演变过程,更多的从机理上去解释、分析观测过程,应用于实际的气象服务中。

## 参考文献

曹俊武,刘黎平. 2007. 双线偏振雷达判别降水粒子类型技术及其检验. *高原气象*, 26(1):116-127.

陈英英,周毓荃,毛节奏,等. 2007. 利用 FY-2C 静止卫星资料反演云粒子有效半径的试验研究. *气象*, 33(4):29-34.

程周杰,刘宪勋,朱亚平. 2010. 双偏振雷达对一次水凝物相态演变过程的分析. *应用气象学报*, 20(5):594-601.

董全,黄小玉,宗志平. 2013. 人工神经网络法和线性回归法对降水相态的预报效果对比. *气象*, 39(3):324-332.

何宇翔,肖辉,吕达仁. 2010. 利用极化雷达分析层状云中水凝物粒子性状分布. *大气科学*, 34(1):23-31.

黄钰,马建立,阮征,等. 2013. 2010 年夏季北京零度层亮带特征统计. *气象*, 39(6):704-709.

蒋年冲,胡雯,邵洋,等. 2008. 安徽大别山一次强风雪天气过程降水粒子特征分析. *气象*, 36(6):79-84.

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. *气象*, 40(8):992-999.

彭亮,陈洪滨,李柏. 2011. 模糊逻辑法在 3 mm 云雷达反演云中水凝物粒子相态中的应用. *遥感技术与应用*, 26(5):654-663.

彭亮,陈洪滨,李柏. 2012. 3 mm 多普勒云雷达测量反演云内空气垂直速度的研究. *大气科学*, 36(1):1-10.

漆梁波,张瑛. 2011. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究. *气象*, 38(1):96-102.

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. *气象*, 40(10):1259-1265.

石爱丽,郑国光,孙晶,等. 2013. 河南省一次秋季层状云降水增雨潜力的观测和数值模拟分析. *气象*, 39(1):67-73.

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. *气象*, 38(6):647-657.

王帅辉,姚志刚,韩志刚,等. 2012. CloudSat 云底高度外推估计的可行性分析. *气象*, 38(2):210-219.

于晓晶,辜旭赞,李红莉. 2013. 山东半岛一次冷流暴雪过程的中尺度模拟与云微物理特征分析. *气象*, 39(8):955-964.

Ackerman T P, Stokes G M. 2003. The atmospheric radiation measurement program. *Phys Today*, 56(1):38-44.

Andrieu H, Creutin J D. 1995. Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. Part I: Formulation. *J Appl Meteor*, (34):225-239.

Bankert R L. 1994. Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a probabilistic neural Network. *Appl Meteor*, 33(8):909-918.

Baum B A, Tovinkere V, Titlow J, et al. 1997. Automated cloud classification of global AVHRR data using a fuzzy logic approach. *Appl Meteor*, 36(11):1519-1540.

Duchon C E, Mark S O'M. 1999. Estimating cloud type from pyranometer observations. *Appl Meteor*, 38(1):132-141.

Ebert E. 1987. A pattern recognition technique for distinguishing surface and cloud types in the polar regions. *Climate Appl Meteor*, 26(10):1412-1427.

Eloranta E W. 2005. Lidar range-resolved optical remote sensing of the atmosphere. Range resolved optical remote sensing of the atmosphere. New York: Springer-Verlag, 455.

Hu Y X, Winker D, Yang P, et al. 2001. Identification of cloud phase from PICASSO-CENA lidar depolarization: A multiple scattering sensitivity study. *J Quant Spectro Radia Trans*, 70(4-6):569-579.

Luo Gang, Paul A D, Larry L S, et al. 1995. A pixel-scale algorithm of cloud type, layer, and amount for AVHRR data. Part I: Nighttime. *Atmos Oceanic Technol*, 12(2):1013-1037.

Miller S W, William J E. 1997. An automated neural network cloud classifier for use over land and ocean surfaces. *Appl Meteor*, 36(10):1346-1362.

Moran K P, Martner B E, Post M J, et al. 1998. An unattended cloud-profiling radar for use in climate research. *Amer meteor soc*, 79(3):443-455.

Orr B W, Kropfli R A. 1999. A method for estimating particle fall velocity from vertically pointing Doppler radar. *J Atmos & Oceanic Tech*, 16(1):29-37.

Rossow W B, Robert A S. 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP. *Amer Meteor Soc*, 80(1):2261-2287.

Shupe M D. 2007. A ground-based multisensor cloud phase classifier. *J Geophys Res Lett*, 34(L22809):1-5.

Tovinkere V R, Penaloza M, Logar A, et al. 1993. An intercomparison of artificial intelligence approaches for polar scene identification. *J Geophys Res; Atmos*, 98(d3):5001-5016.

Turner D D, Clough S A, Liljegren J C, et al. 2007. Retrieving liquid water path and precipitable water vapor from the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) microwave radiometers. *J Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 45(11):3680-3690.

Wang Zhen, Kenneth S. 2001. Cloud type and macrophysical property retrieval using multiple remote sensors. *Appl Meteor*, 40(10):1665-1682.

Welch R M, Sengupta S K, Goroch A K, et al. 1992. Polar cloud and surface classification using AVHRR imagery: An intercomparison of methods. *Appl Meteor*, 31(5):405-420.