

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 [J]. 大气科学, 36 (1): 1-10. Peng Liang, Chen Hongbin, Li Bai. 2012. A case study of deriving vertical air velocity from 3-mm cloud radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 1-10.

## 3 mm 多普勒云雷达测量反演云内 空气垂直速度的研究

彭亮<sup>1,2</sup> 陈洪滨<sup>1</sup> 李柏<sup>3</sup>

1 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 中国气象局气象探测中心, 北京 100081

**摘 要** 垂直指向的 W-波段大气云雷达 (WACR) 不仅测量云粒子的反射率因子  $Z$ , 而且测量多普勒速度谱。本文利用寿县气象站 WACR 在 2008 年 11 月 1 日一个时段的测量, 进行云内空气垂直速度反演试验。首先讨论个例中反射率、Doppler 平均速度及谱宽的分布特征及原因, 然后利用小粒子示踪法和改进的以小粒子示踪法为基础的粒子下降速度  $w_0$ -反射率因子 ( $w_0-Z$ ) 关系法反演了云内空气垂直速度, 进而结合 Doppler 谱数据分析反演结果。结果显示: 小粒子示踪法在湍流较弱时能比较精确地反演空气垂直速度, 而湍流较强时, 湍流造成的误差不可忽略; 改进算法在湍流较强时能够减少湍流对反演结果的影响。

**关键词** 云雷达 WACR 多普勒谱 小粒子示踪法  $w_0-Z$  关系法 垂直速度

**文章编号** 1006-9895 (2012) 01-0001-10

**中图分类号** P406

**文献标识码** A

## A Case Study of Deriving Vertical Air Velocity from 3-mm Cloud Radar

PENG Liang<sup>1,2</sup>, CHEN Hongbin<sup>1</sup>, and LI Bai<sup>3</sup>

1 *Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Meteorological Observation Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081*

**Abstract** The vertically pointing cloud radar (WACR) can measure not only the reflectivity of cloud particles but also Doppler spectra. Retrieval of vertical air motions in cloud is demonstrated using measurements by WACR at Shouxian site during a period of 1 November 2008. The distribution characteristics of reflectivity, Doppler mean velocity, and spectral width are initially discussed. Retrieval of vertical air motions is demonstrated by the liquid droplets trace method and the improved  $w_0-Z$  relationship method which is based on the liquid droplets trace method. The results are comparatively analysed with Doppler spectra. The liquid droplets trace method performs great effect in the retrieval of vertical air motions in the weak turbulence. When the turbulence is strong, the error cannot be ignored. The improved method presents good performance in the area with strong turbulence.

**Key words** WACR, Doppler spectra, liquid droplets trace method,  $w_0-Z$  relationship method, vertical air motions

**收稿日期** 2010-09-26, 2011-07-06 收修定稿

**资助项目** 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB950804

**作者简介** 彭亮, 男, 1981 年出生, 博士研究生, 主要从事遥感理论和应用研究。E-mail: pengliangz@126.com

# 1 引言

## 1.1 云雷达的发展历史

毫米波雷达在气象探测方面的应用可追溯到 20 世纪四五十年代,美国空军利用 Ka 波段的 AN/TPQ-6 等毫米波雷达代替云高计测量机场上空的云底高。1960 年代云雷达的发展主要集中在云边界、降水、0°C 层的探测上。1970 年代末至 1980 年代,人们认识到毫米波雷达相对于微波雷达和红外、可见光探测系统有其自身的特点,一系列技术问题也已经或接近解决(向敬成和张明友, 2005)。到 1990 年代,基于毫米波元器件以及集成电路工艺和技术的进步,毫米波雷达获得了新一轮的迅速发展。比较有代表性的如 Wyoming 大学和 Massachusetts 大学 MIRSL (Microwave Remote Sensing Laboratory) 合作设计和发展的最早的机载多普勒偏振 95GHz 雷达 (Pazmany et al., 1994; Vali et al., 1995),能以较高的空间分辨率给出云和降水的剖面图。MIRSL 于 1996 年由 ARM (Atmospheric Radiation Measurement) 项目资助发展了车载云廓线雷达系统 (CPRS),拥有双波段 (33/95GHz) 偏振及 Doppler 探测功能 (Sekelsky and McIntosh, 1996),能观测混合云中冰粒子的 Mie 散射。美国航空和航天管理局 (NASA) 于 1997 年研发的 95GHz 机载云雷达是发展 Cloudsat 星载云雷达 (CPR) 的重要试验基础 (Sadowy et al., 1997)。

美国能源部 ARM 项目 (Atmospheric Radiation Measurement) 于 1997 年开始部署 35 GHz 多普勒雷达 MMCR,作为核心仪器进行了长期连续的观测 (Moran et al., 1998; Ackerman and Stokes, 2003),该雷达可精确探测大动态范围内的雷达反射率 (大约 7 个量级,从 -50 dBZ 到 +29 dBZ),探测高度涵盖了整个对流层,并在数据搜集方面表现出较高的可靠度 (Kollias et al., 2007a)。ARM 项目毫米波雷达的部署,是首次利用毫米波雷达检测云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。除了 MMCR,ARM 又在 AMF (ARM Mobile Facility, ARM 移动观测站) (Miller and Slingo, 2007) 和美国 Oklahoma 南部大平原站 (SGP) (Widener and Mead, 2005) 添设了更高灵敏度的地基 95 GHz 偏振多普勒雷达 WACR (W-Band ARM Cloud Ra-

dar) 和带扫描功能的 SWACR (Scanning WACR) (Wood et al., 2009),这些雷达体现了目前最新的毫米波雷达技术的水平与发展趋势 (Kollias et al., 2007a)。2006 年 4 月携带了 94 GHz 云雷达的 CloudSat 卫星的升空,是毫米波雷达云探测发展史上的重要里程碑,意味着可以使用云雷达对全球范围的云和降水进行监测研究。

## 1.2 雷达探测空气垂直运动的研究进展

空气垂直运动在云的发展形成以及维持过程中是不可或缺的 (Heymsfield, 1975; Hogan et al., 2002; Lothon et al., 2005),不仅决定了水凝物的凝结、蒸发等过程,而且影响云内水凝物相态的分布。尽管已经能在理论上解释空气垂直运动对单个水凝物粒子的蒸发、凝结等过程的影响 (Pruppacher and Klett, 1978),但空气垂直运动对云相态分布的复杂作用并没有得到很好的理解 (Rauber and Tokay, 1991)。目前需要详细描述空气垂直运动与中小尺度云发生、发展过程之间的关系,以提高各种尺度模式中云的形成及维持机制的参数化方案。其中一个比较好的方法就是获取长期的、同时进行的对空气运动和云微物理性质的观测数据,地基毫米波测云雷达就是当前获取这些资料的一种先进技术。

早期的研究 (Probert-Jones and Harper, 1961; Rogers and Pilié, 1962; Battan, 1964; Caton, 1966) 认为,只有采用若干假设才能利用雷达探测资料将空气垂直速度和粒子谱分布反演出来。Battan (1964) 提出速度谱低端法,假设在雷达采样体积内有雷达可测的最小尺度的粒子,认为该尺度粒子静止空气中的下落末速度与实际 Doppler 谱观测值之间的差值即为空气垂直速度。但是由于当时天气雷达灵敏度有限、Doppler 谱噪声及湍流等影响,该方法的精度受到严重影响。Rogers (1964) 提出  $\omega_0$ - $Z$  关系法 (即假设粒子谱呈某一指数分布形式,且已知粒子下落末速与粒子直径的关系,就可根据反射率  $Z$  计算出静止空气下 Doppler 平均速度  $\omega_0$ ,  $\omega_0$  与雷达实际探测的多普勒平均速度之间的差值即为空气垂直速度)。但假设的粒子谱可能与实际有较大差别,会对空气垂直速度的反演带来较大的误差 ( $\geq 1$  m/s)。Hauser and Amayenc (1981) 采用两个参数设置粒子谱的指数分布,结合最小二乘法获取粒子谱分布参数以及空气垂直速

度,但反演精度提高不明显(Kollias et al., 2002)。另外,噪声和仪器本身的误差对Doppler谱的影响使得对湍流的去卷积非常困难,从而影响对空气垂直速度的估算。从1980年代开始,风廓线雷达的广泛应用为垂直速度的探测提供了新的方法(马振骅等, 1985)。典型的风廓线雷达工作频率在VHF(50 MHz和440 MHz)以及UHF(915 MHz)。由于波长较长,风廓线雷达可以探测晴空大气折射指数不均匀产生的回波(阮征等, 2008),从而得到空气的垂直速度,但空间分辨率较低。

随着毫米波雷达技术的日益成熟,利用毫米波雷达探测云微物理性质以及云内空气运动的研究也逐渐得到了发展(Kollias et al., 2007a)。毫米波雷达拥有较窄的波束宽度,相对于一般天气雷达和风廓线雷达有较小的采样体积,减小了湍流对Doppler谱的影响。而且毫米波雷达由于波长短,使得对小粒子后向散射面积较大,因此对小粒子更加敏感,若已知采样体积内存在小粒子,如液态水粒子,即可将其作为空气运动的示踪物(Gossard, 1994; Kollias et al., 2001)。Shupe et al. (2008)利用8 mm雷达(MMCR)结合小粒子示踪法对北极混合相态层积云进行了反演试验,认为反演精度较高,但有待更多的验证,尤其缺乏3 mm雷达的试验。另外,针对3 mm雷达的高灵敏度以及由于米散射造成的后向散射强度随粒子直径呈震荡变化导致的3 mm雷达特殊Doppler谱型, Firda et al. (1999)以及Kollias et al. (2002)提出利用谱型相对静止空气下的移动反演垂直空气速度的方法,但只能适用于一定雨强,且相态的不确定性、粒子谱分布以及湍流都大大限制了该反演方法的适用范围。

虽可利用毫米波雷达较高的时空分辨率提高 $\omega_0-Z$ 关系法的反演精度,但 $\omega_0-Z$ 关系的确定依然是个难点。因此本文提出结合小粒子示踪法和 $\omega_0-Z$ 关系法的反演方法,既不失小粒子示踪法的在湍流较弱时的精度,同时拥有 $\omega_0-Z$ 关系法受湍流影响小的优点。利用2008年ARM中国寿县移动观测站3 mm云雷达WACR的观测资料,选取空气垂直运动特征比较明显的个例,分析云雷达探测测量的分布特征,探讨各探测测量与空气运动和粒子谱分布之间的关系,先利用小粒子示踪法计算了云内空气垂直速度,然后选取结果中受湍流影响较小

的数据结合反射率以及Doppler平均速度建立 $\omega_0-Z$ 关系,然后根据 $\omega_0-Z$ 关系法再次反演了云内空气垂直速度,对比分析了两种反演方法得到的结果,根据Doppler谱的分布特征初步分析了反演结果。

## 2 资料和方法

### 2.1 观测试验与观测资料

2008年5~12月,ARM项目的移动观测设备(AMF)安置在中国寿县,建立了中国寿县观测站,采集了比较全面的数据,能够用来研究气溶胶对辐射、云和降水的影响以及对区域气候影响的评估。本文用到的仪器主要有W波段的云雷达WACR(W-Band ARM Cloud Radar)、微脉冲激光雷达MPL(Micropulse Lidar)以及微波辐射计廓线仪MWRP(Microwave Radiometer Profiler)。

W波段云雷达WACR的工作频率为95.04 GHz,天线垂直指向天顶。雷达的主要观测目标是云层(从云底到云顶),探测高度可达15 km。探测要素包括反射率、Doppler平均速度与谱宽,以及原始的Doppler谱。偏振方式为共极化和交叉极化交替运行。云雷达在寿县的观测时间为2008年10月15日至2008年12月15日(本文中涉及时间均为协调世界时)。

微脉冲激光雷达MPL是一个地基的主动光学遥感系统,最初是用来探测云的高度,探测原理与微波雷达相同。脉冲能量发射到大气中,接收机收集并测量后向散射信号。除了对云的探测,对激光雷达散射信号的处理还可以分析气溶胶粒子的垂直分布及特征。

微波辐射计廓线仪MWRP通过22~30 GHz和51~59 GHz频段内的12个频率的亮温测量,可以获得不同天气状况下的温度、湿度以及云液水含量的垂直分布。得到的数据可用于数值天气模式或其他一些需要连续的、高时间分辨率资料的研究。

### 2.1 分析方法

#### 2.2.1 小粒子示踪法

Shupe et al. (2008)在速度谱低端法的基础上,利用毫米波雷达较高的精度和对小粒子较高的灵敏度提出了反演空气垂直速度的小粒子示踪法,利用ARM的云雷达资料对北极混合相层积云进行了试验,结合飞机观测数据评估了反演方法的精

度。并认为虽然反演方法只对 Alaska 北极混合云层积云进行了试验,但是只要存在小云滴可以示踪云中空气垂直运动,就可利用该算法反演空气垂直速度。

液态水滴的激光雷达后向散射强度大,退偏振比低 (Sassen, 1984; Intrieri et al., 2002)。较高的后向散射表明粒子团总表面积大,有较高浓度的小粒子存在,且云液水滴呈球形,因此退偏振比小。相反,非球形冰晶粒子体积较大,浓度较小,因此退偏振比较大,后向散射强度较小。

在所选的研究时段(2008年11月1日14时至16时),激光雷达的探测在云底表现出较高的散射强度,随着高度的增大急剧衰减,而退偏振因子在云底很小,表明该云层存在液态水粒子。同时微波辐射计的液态水资料也反映了该云层内存在液态水(如图1),微波辐射计给出的液态水垂直分布在3 km到接近7.5 km的高度,与云雷达反射率给出的云层垂直分布范围(图2a)有一定出入。

一般典型的液态云滴(5~20  $\mu\text{m}$ )的下落末速度不超过2 cm/s,与云中典型的空气垂直运动相比约小一两个量级(Paluch and Lenschow, 1991; Kollias and Albrecht, 2000; Kollias et al., 2001)。在静止空气下,云雷达观测液态水滴的 Doppler 速度应该等于或者接近0 m/s,且谱宽较小。实际上,由于一定的采样体积和采样时间,风切变和湍流的影响会增大谱宽的探测值(Kollias et al., 2001),因此必须考虑各种影响以利用 Doppler 谱获取空气垂直运动(Shupe et al., 2008)。

若已知雷达采样体积内包含了液态水滴,则可通过 Doppler 谱估算空气垂直速度。利用 Kollias et al. (2007b) 的 Doppler 谱的后处理算法。液态云滴在 Doppler 谱最左边的部分(最小的下落末速度),因此, Doppler 谱左边边缘被定义为未经误差修订的空气垂直速度。令第一个包括至少7个连续的速度分量的谱所在的速度位置为空气垂直速度。

Doppler 谱的方差对于垂直指向的雷达可如下所示:

$$\sigma_D^2 = \sigma_{\text{DSD}}^2 + \sigma_T^2 + \sigma_S^2 + \sigma_B^2, \quad (1)$$

其中,  $\sigma_{\text{DSD}}^2$  表示粒子谱产生的方差,  $\sigma_T^2$  表示湍流产生的方差,  $\sigma_S^2$  表示风切变产生的方差,  $\sigma_B^2$  表示雷达波束宽度产生的方差,每一种影响都假设为独立的。因为缺乏  $\sigma_{\text{DSD}}^2$  的信息,需要从观测到的 Doppler 谱获

得垂直空气运动,所以利用后面的3项纠正非粒子谱效应带来的 Doppler 谱的展宽。每一种展宽机制都会作用在所测 Doppler 谱上,由总的展宽  $\sigma_D$  描述。展宽项联合起来组成纠正系数  $\delta$  (单位: m/s)

$$\delta = \sigma_D - \sqrt{\sigma_D^2 - (\sigma_T^2 + \sigma_S^2 + \sigma_B^2)}. \quad (2)$$

Shupe et al. (2008) 研究认为湍流的耗散率增加一个数量级,会增加到0.073 m/s,综合起来最大的不确定性约为0.2 m/s,而本文后一节的研究结果表明湍流的影响远远大于 Shupe et al. (2008) 给出的值。

### 2.2.2 基于小粒子示踪法的 $\omega_0$ -Z 法

Rogers (1964) 提出  $\omega_0$ -Z 关系法,基本原理如下:令  $\bar{v}$  为平均 Doppler 垂直速度,  $\bar{v}$  为雷达采样体积内粒子群在静止空气中平均 Doppler 下落速度  $\omega_0$  和大气垂直速度  $\omega$  综合作用的结果,可知(所有速度向下为正):

$$\omega = \bar{v} - \omega_0. \quad (3)$$

根据平均 Doppler 速度的定义以及粒子直径和下落末速度之间一一对应的关系可得:

$$\omega_0 = \frac{\int_0^\infty v_T(D)\phi(D)dD}{\int_0^\infty \phi(D)dD}, \quad (4)$$

式中,  $\phi(D)$  为功率谱密度,  $v_T(D)$  是直径为  $D$  的粒子在静止大气中的下落末速度。

确定  $\omega_0$ -Z 关系的方法有 Rogers 法、Sekhon-Srivastava 法、实测法等。Rogers 法假设雷达采样体积内降水粒子满足瑞利散射,雨滴谱满足指数分布,即  $N(D) = N_0 e^{-\lambda D}$ , 给定粒子谱分布参数,则可根据反射率因子  $Z$  的定义得  $\omega_0$ -Z 关系; Sekhon-Srivastava 法与 Rogers 法的区别是将粒子谱分布参数和雨强联系起来;实测法是根据实际观测的粒子谱资料建立  $\omega_0$ -Z 关系(张培昌等, 2001)。

$\omega_0$ -Z 关系法需要的参数少,根据  $\omega_0$ -Z 关系和(3)式便可求得  $\omega$ ,且  $Z$  的测量误差对反演结果影响很小。若大气湍流运动为正态分布,则实测的  $\bar{v}$  和  $Z$  不受湍流影响,即能在湍流大气中精确的估算大气平均垂直速度  $\omega$ 。但  $\omega_0$ -Z 关系式的系数取决于  $N_0$  值,实际观测中  $N_0$  值存在量级上的不规则变化,会对反演结果造成较大的误差(张培昌等, 2001)。上文提到的小粒子示踪法受湍流的影响非常大,分析结果表明,湍流对小粒子示踪法反演结

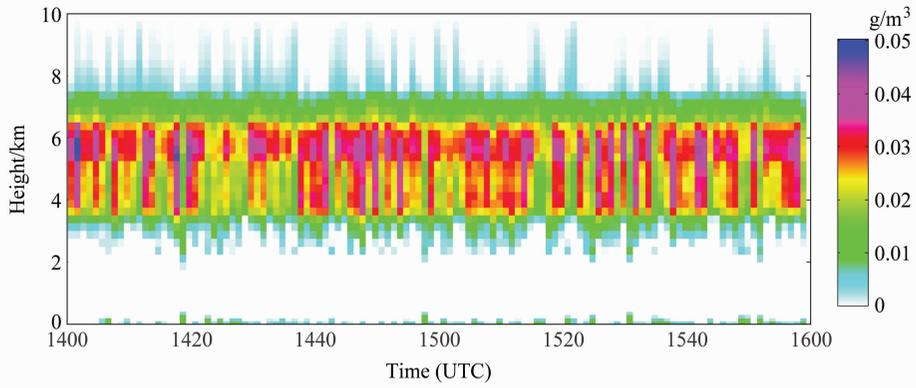


图1 微波辐射计反演的液态水含量  
Fig. 1 Cloud liquid water content retrieved by MWRP

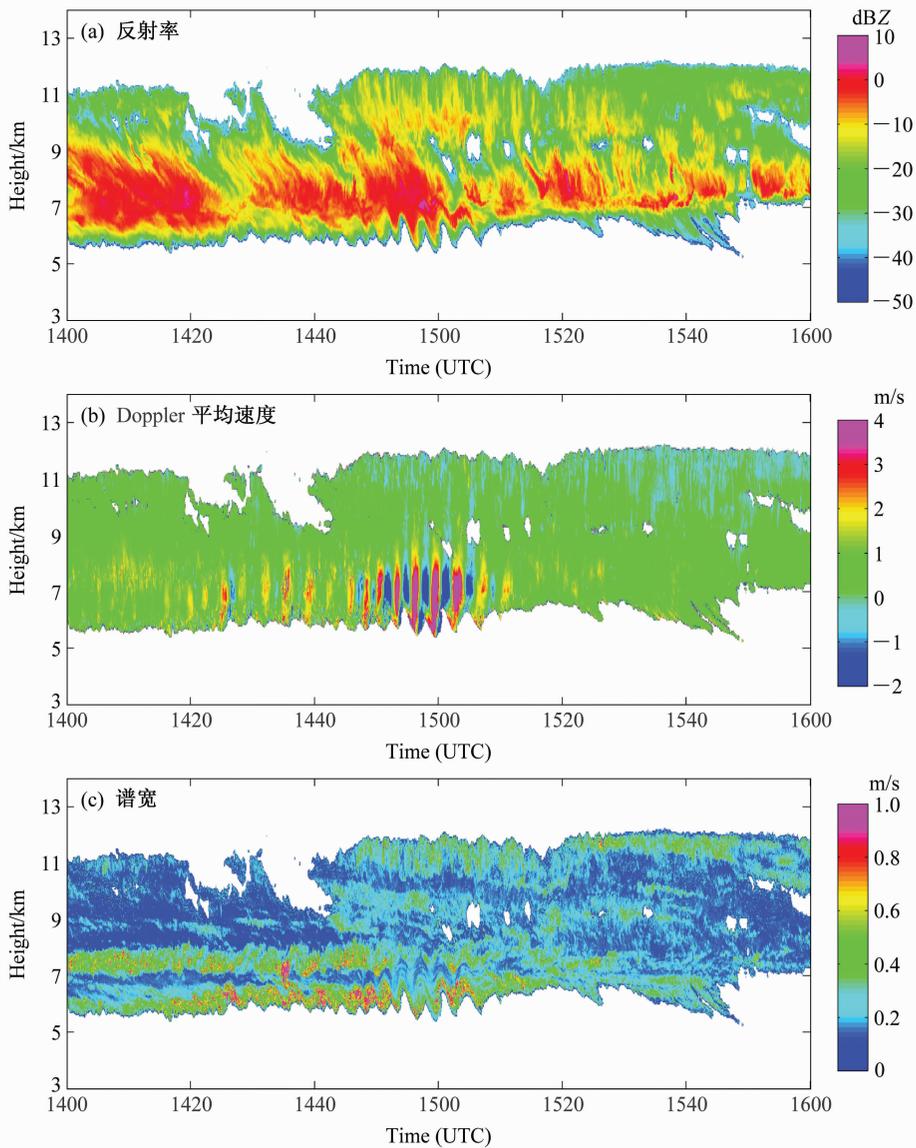


图2 云雷达探测量: (a) 反射率; (b) Doppler 平均速度; (c) 谱宽  
Fig. 2 The time-height sections of (a) reflectivity, (b) mean Doppler velocity, and (c) spectral width from WACR

果的影响远远大于 Shupe et al. (2008) 给出的研究结论, 因此, 本文提出一个新的确定  $\omega_0 - Z$  关系式的方法。首先, 根据谱宽阈值选择受湍流影响较小的小粒子示踪法计算得到的空气垂直速度, 利用计算得到的空气垂直速度和 Doppler 平均速度得到湍流较弱时静止空气下的 Doppler 平均速度, 然后, 根据上述条件下的数据建立  $\omega_0 - Z$  关系式, 最后, 根据  $\omega_0 - Z$  关系式利用反射率计算所有条件下静止空气下的 Doppler 平均速度, 最后结合实测的 Doppler 平均速度计算得到空气垂直速度  $\omega$ 。

### 3 个例分析

选取 2008 年 11 月 1 日 14 时至 16 时云雷达探测的层状云作为主要研究对象, 该时段云内 Doppler 速度随着时间的推移呈现比较强烈的变化, 适于研究反演算法在较大范围的空气垂直速度中的运用, 本文主要利用该时段数据分析探讨小粒子示踪法的精度和改进算法的设计方案, 也和其他时段资料得到的一些数据进行了对比分析。

#### 3.1 反演结果

图 2 给出的是 11 月 1 日 14 时至 16 时的云雷达探测量。图 2a 反射率所显示的云层厚度在该时段内没有明显变化, 云底在开始阶段较平滑, 到 15:00 左右呈锯齿状, 图 2b 显示的该时段的 Doppler 速度有比较剧烈的、周期性的上升与下降气流的交替, 对应谱宽在云内也呈锯齿状, 反射率在云内并没有明显的变化, 之后, 空气的垂直运动逐渐减弱。由于雷达垂直指向天顶随时间采样观测, 根据反射率、Doppler 速度以及谱宽的定义可知, 反射率完全取决于粒子谱分布, 而根据图 2b 所示的 Doppler 速度可知粒子多向下运动, 因此反射率分布多呈左上向右下的絮状 (图 2a), 而 Doppler 平均速度主要与粒子大小以及空气的运动有关, 因此随着空气垂直运动的变化有着比较明显的变化; 谱宽与粒子谱分布、湍流强度以及垂直风切变有关, 与空气的整体运动及粒子的大小没有直接的联系。可以看出图 2c 显示的谱宽的分布对比反射率没有呈现出对粒子下沉运动的示踪 (对比图 2b 和 2c 开始阶段), 所以应该主要受空气湍流的分布的影响。在空气垂直运动呈周期性剧烈变化时 (如 15:00 左右), 谱宽随着风速的变化呈锯齿状, 但是 6 km 和 7.5 km 处谱宽的两个高值区之间的

低值区始终存在, 而 Doppler 平均速度表明两个高值区之间的粒子肯定存在交换, 表明此处谱宽锯齿状的形成是由空气垂直运动造成的湍流分布范围的变化。

图 3 给出的是小粒子示踪法反演的云内空气垂直速度, 反演结果在某些高度或时间上存在突然变化, 不合风速分布常理。反演结果出现突变的区域大多对应了谱宽的高值区。上面的分析表明, 湍流对谱宽的影响较大, 说明湍流强度的大小会直接影响小粒子示踪法的反演精度。Shupe et al. (2008) 认为垂直风切变、湍流、波束宽度以及水平风切变造成的总反演误差仅 0.6 m/s, 而湍流的影响占 37%。图 3 可以看出, 由于湍流造成的空气垂直速度的反演误差可能达 1.5 m/s 以上, 与 Shupe et al. (2008) 的结果有较大出入, 因此该反演结果在谱宽较大的时空点不能作为空气的垂直速度, 其中包含了湍流的影响。

小粒子示踪法得到的空气速度是  $\omega$ , 实测的 Doppler 平均速度为  $\bar{v}$ , 静止空气下 Doppler 平均速度为  $\omega_0 = \bar{v} - \omega$ 。统计了该个例中反射率  $Z$  和  $\omega_0$  的相关性, 如果对  $Z$  和  $\omega_0$  不加任何限制, 数据量为 209304, 相关性仅为 0.39; 而且在  $Z$  小于 -30 dBZ 的时候,  $\omega_0$  随着  $Z$  的变化没有任何规律, 相关性很差, 考虑到  $Z$  较小时, 数据容易受到噪声的影响, 先剔除  $Z$  小于 -30 dBZ 时的数据, 所剩数据量为 185308, 相关性提高到 0.63; 再考虑到湍流的影响, 剔除掉谱宽大于 0.2 的数据, 数据量为 100409, 相关性提高到 0.91, 根据改组数据得到两者之间的多项式拟合  $\omega_0 - Z$  关系式为

$$\omega_0 = aZ^4 + bZ^3 + cZ^2 + dZ + e, \quad (5)$$

如图 4 所示, 其中  $a = -6.996 \times 10^{-7}$ ,  $b = -1.925 \times 10^{-5}$ ,  $c = 1.051 \times 10^{-4}$ ,  $d = 0.0244$ ,  $e = 0.7978$ , 把反射率  $Z$  代入 (5) 式可得  $\omega_0$ , 再根据公式 (3) 可得空气垂直速度  $\omega$  (图 5)。这样既可保留小粒子示踪法在谱宽较小时的精度, 又可以利用  $\omega_0 - Z$  关系法谱宽较大时受湍流影响较小的优点。另外, 根据 11 月 1 日 11 时至 12 时层状云资料得到的反演拟合式 [(5) 式] 的系数为,  $a = 1.025 \times 10^{-7}$ ,  $b = 4.808 \times 10^{-5}$ ,  $c = 1.916 \times 10^{-3}$ ,  $d = 0.04206$ ,  $e = 0.8368$ , 可见系数的变化较大, 尤其是高阶项, 说明了利用  $\omega_0 - Z$  关系法反演空气垂直速度时需要不断调整拟合式的必要性。前人的研究如 Sekhon-

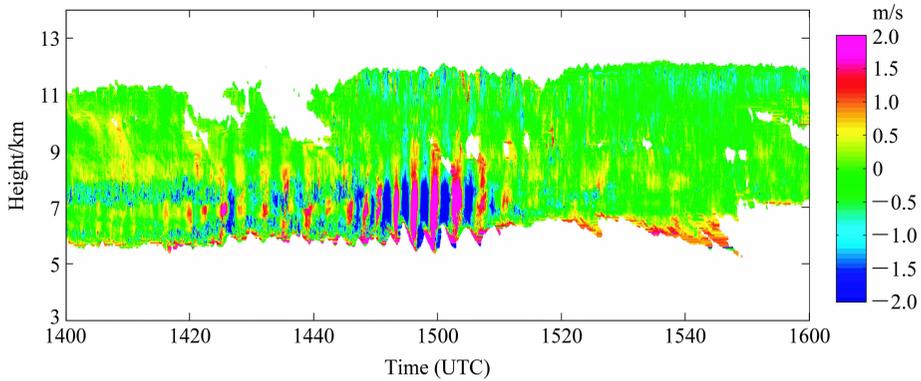


图 3 小粒子示踪法得到的云内空气垂直速度 (单位: m/s)

Fig. 3 Vertical velocity retrieved by the liquid droplets trace method

Srivastava 法利用雨强与雨滴谱的假设关系调整拟合式, 或根据事先探测结果 (实测法) 调整  $w_0 - Z$  关系式, 而本文直接利用个例中小粒子示踪法的

反演结果调整拟合式, 避免更多的假设, 理论上会提高反演的精度。

图 5 所示的空气垂直速度反演结果在云底有较强的下沉气流, 原因主要是图 2a 所示的反射率  $Z$  在云底边缘有明显的降低, 而图 2b 所示的 Doppler 平均速度  $\bar{v}$  在云底边缘没有显现出与云内的区别, 因此由  $Z$  和  $\bar{v}$  计算出来的空气垂直速度  $w$  就在云底表现偏大。对包括云底的部分选择了 30 条 Doppler 谱的高度廓线 (图略) 进行了分析, 在云底 Doppler 谱显示的功率密度在云底很弱, 信噪比低, 而 Doppler 谱高值区的位置并没有随着反射率的减小而有明显的改变, 说明在云底边缘, 云粒子下落时蒸发或升华变成水蒸气的过程中, 粒子谱没有大的变化, 而粒子的数浓度急剧变小。前面的计算表明, 反射率  $Z$  小于  $-30$  dBZ 时, 反射率  $Z$  和 Doppler 平均速度  $\bar{v}$  几乎没有相关性。由于算法是根据反射率较大时的数据建立的, 反射率较小的时候算法的适用度会受到较大影响。

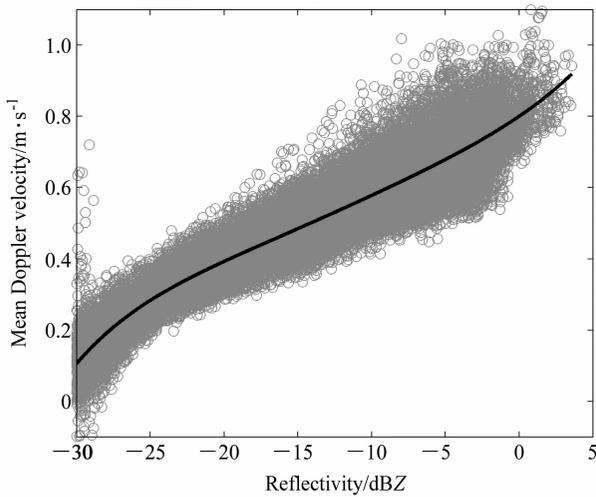


图 4  $w_0 - Z$  散点图及拟合曲线

Fig. 4 Scatter plot of  $w_0 - Z$  and the fitting curve

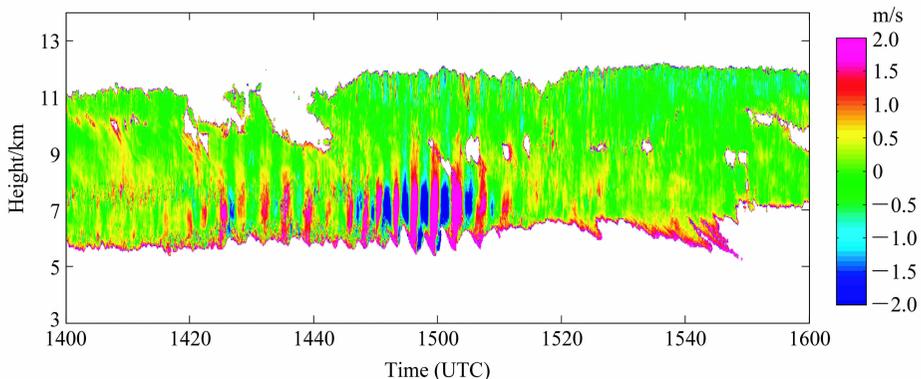


图 5 以小粒子示踪法为基础的  $w_0 - Z$  关系法得到的空气垂直速度反演结果

Fig. 5 Vertical velocity retrieved by the improved method

### 3.2 利用 Doppler 谱反演结果的分析

图 6 给出的是根据 Doppler 平均速度选取的 Doppler 谱随一定时间和高度变化的数据, 共选取了三组数据, 分别对应一定高度上空气垂直运动随时间的剧烈变化, 以及给定时刻较大的空气上升速度与较大的下降速度, 通过三组数据分析 Doppler

谱的分布特点以及对反演结果的影响 (图 6a)。数据 A-B 对应的 Doppler 速度随时间变化较明显, 中间部分变化最大, 前后部分也有波动。数据 C-D 对应的 Doppler 速度表现为较大的上升速度, 数据 E-F 对应 Doppler 平均速度表现为比较大的下沉气流。图 6b 显示在 15:00 左右, Doppler 平均速度变

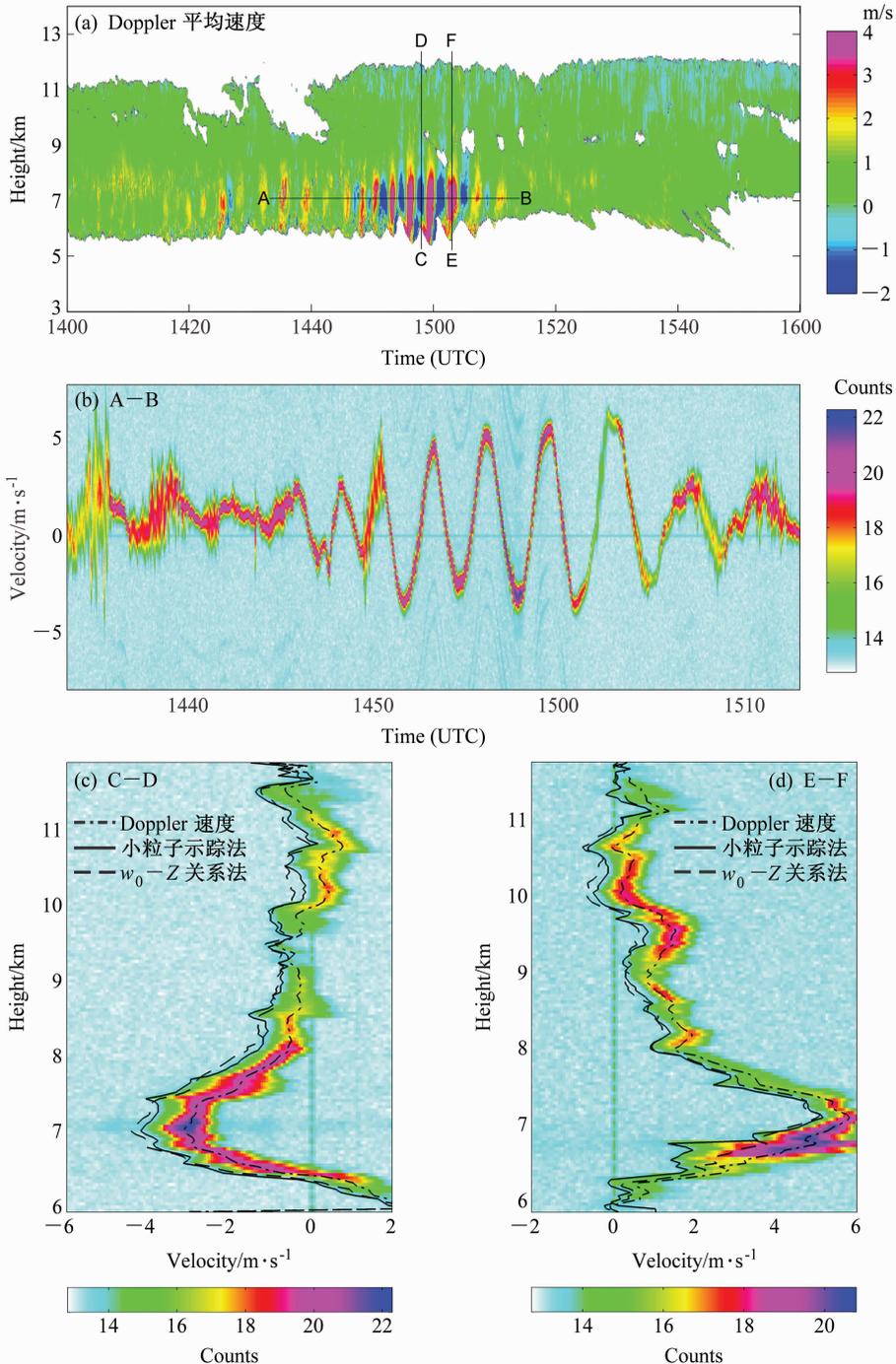


图 6 Doppler 谱分析

Fig. 6 The analysis of Doppler spectra: (a) Mean Doppler velocity; (b) A-B; (c) C-D; (d) E-F

化较大, 谱宽较小, 而在该时段之前和之后, 谱宽较大, 且变化突然 (如 14:35 前后), 波动最大可达 4 m/s, 可对小粒子示踪法的反演精度造成较大的误差。图 6c、d 中所示 Doppler 平均速度处在 Doppler 谱的最高值区, 小粒子示踪法得到的空气垂直速度贴近粒子谱低端, 受空气湍流的影响较大, 而改进的  $\omega_0-Z$  关系法相对受湍流的影响较小, 同时在谱宽较小时接近且略大于小粒子示踪法的结果, 也可一定程度上纠正风切变、噪声等对 Doppler 谱展宽造成的反演误差 (Shupe et al., 2008)。

## 4 结论

本文利用 ARM 寿县站点的 WACR 云雷达层状云资料对 2008 年 11 月 1 日 14 时至 16 时的云内空气垂直速度进行了反演试验, 首先, 初步讨论了反射率、Doppler 平均速度以及谱宽的分布特征及原因, 然后, 利用小粒子示踪法和改进的以小粒子示踪法为基础的  $\omega_0-Z$  关系法反演了云内空气垂直速度, 利用 Doppler 谱数据对比分析了反演结果的精度, 主要得到以下结论:

(1) 反射率的分布取决于粒子大小和数浓度, 在垂直指向天顶的云雷达观测中, 一定程度上表现出对粒子垂直运动的示踪; 谱宽受粒子谱的影响较小, 受空气湍流影响较大; 云下边缘的粒子谱分布和云内较一致, 粒子数浓度较云内小得多, 说明在云底边缘, 粒子下落时蒸发或升华直到变成水蒸气的过程中, 粒子谱的变化较小, 而粒子的数浓度急剧变小。

(2) 反射率和根据小粒子示踪法计算得到的静止空气中的 Doppler 平均速度在反射率较小时 ( $<-30$  dBZ) 几乎没有相关性, 而反射率大于  $-30$  dBZ 且谱宽小于 0.15 m/s 时, 两者相关性非常高, 达 0.9 以上, 因此改进的算法适用于反射率较大的时候。

(3) 小粒子示踪法在湍流较弱时能够比较精确地估算空气的垂直速度, 但湍流较强时, 误差不可忽略, 与 Shupe et al. (2008) 的结论有较大出入; 改进的以小粒子示踪法为基础的  $\omega_0-Z$  关系法的反演精度受湍流的影响很小, 但是在反射率小于  $-30$  dBZ 时会有较大的误差。总体看来, 反演结果还有待于实测数据的验证。

(4) 3 mm 多普勒云雷达相对厘米波天气雷达较高的时空分辨率, 以及相对激光红外探测系统较高的穿透性, 在研究非降水云方面显示出较大的优势, 反演结果显示了层状云中较强的垂直空气运动, 结果有待结合数值模式等手段进行进一步的分析与探讨。

致谢 感谢美国能源部 ARM 项目研究人员提供观测数据。

## 参考文献 (References)

- Ackerman T P, Stokes G M. 2003. The atmospheric radiation measurement program [J]. *Phys. Today*, 56 (1): 38-44.
- Battan L J. 1964. Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm [J]. *J. Appl. Meteor.*, 3: 415-420.
- Caton P G F. 1966. A study of raindrop-size distributions in the free atmosphere [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 92: 15-30.
- Firda J M, Sekelsky S M, McIntosh R E. 1999. Application of dual-frequency millimeter-wave Doppler spectra for the retrieval of drop size distributions and vertical air motion in rain [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 16: 216-236.
- Gossard E E. 1994. Measurement of cloud droplet size spectra by Doppler radar [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 11: 712-726.
- Hauser D, Amayenc P. 1981. A new method for deducing hydrometeor-size distributions and vertical air motions from Doppler radar measurements at vertical incidence [J]. *J. Appl. Meteor.*, 20: 547-555.
- Heysfield A. 1975. Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds. Part II: The structure and circulations of the cirrus uncinus generating head [J]. *J. Atmos. Sci.*, 32 (4): 809-819.
- Hogan R J, Field P R, Illingworth A J, et al. 2002. Properties of embedded convection in warm-frontal mixed-phase cloud from aircraft and polarimetric radar [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128: 451-476.
- Intrieri J M, Shupe M D, Uttal T, et al. 2002. An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA [J]. *J. Geophys. Res.*, 107 (C10), 8030, doi: 8010.1029/2000JC000423.
- Kollias P, Albrecht B. 2000. The turbulence structure in a continental stratocumulus cloud from millimeter-wavelength radar observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 57 (15): 2417-2434.
- Kollias P, Albrecht B A, Lhermitte R, et al. 2001. Radar observations of updrafts, downdrafts, and turbulence in fair-weather cumuli [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58 (13): 1750-1766.
- Kollias P, Albrecht B A, Marks F. 2002. Why Mie? Accurate observations of vertical air velocities and raindrops using a cloud ra-

- dar [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83 (10): 1471–1483.
- Kollias P, Clothiaux E E, Miller M A, et al. 2007a. Millimeter-wavelength radars: New frontier in atmospheric cloud and precipitation research [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88 (10): 1608–1624.
- Kollias P, Miller M A, Luke E P, et al. 2007b. The atmospheric radiation measurement program cloud profiling radars: Second-generation sampling strategies, processing, and cloud data products [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 24 (7): 1199–1214.
- Lothon M, Lenschow D H, Leon D, et al. 2005. Turbulence measurements in marine stratocumulus with airborne Doppler radar [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 2063–2080.
- 马振骅, 陈大任, 周彪. 1985. VHF 雷达探测对流层风廓线的数值模拟实验研究 [J]. *大气科学*, 9 (2): 113–118. Ma Zhenhua, Chen Daren, Zhou Biao. 1985. The numerical simulation on the tropospheric wind profile sounding by VHF radar [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 9 (2): 113–118.
- Miller M A, Slingo A. 2007. The Arm Mobile Facility and its first international deployment: Measuring radiative flux divergence in West Africa [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88 (8): 1229–1244.
- Moran K P, Martner B E, Post M J, et al. 1998. An unattended cloud-profiling radar for use in climate research [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79 (3): 443–455.
- Paluch I R, Lenschow D H. 1991. Stratiform cloud formation in the marine boundary layer [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48 (19): 2141–2158.
- Pazmany A L, McIntosh R E, Kelly R, et al. 1994. An airborne 95-GHz dual polarization radar for cloud studies [J]. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 32: 731–739.
- Probert-Jones J R, Harper W R. 1961. Vertical air motion in showers as revealed by Doppler radar [C]. *Proc. Ninth Weather Radar Conf.*, Kansas City, MO, Amer. Meteor. Soc., 23–26
- Pruppacher H R, Klett J D. 1978. *Microphysics of Clouds and Precipitation* [M]. Reidel, 714 pp.
- Rauber R M, Tokay A. 1991. An explanation for the existence of supercooled water at the top of cold clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 48 (8): 1005–1023.
- Rogers R R, Pilié R J. 1962. Radar measurements of drop-size distribution [J]. *J. Atmos. Sci.*, 19 (6): 503–506.
- Rogers R R. 1964. An extension of the  $Z-R$  relation for Doppler radars [C]. *The 11th Weather Radar Conference AMS*, Boston, MA., Goulder, Co., Sept., 14–18.
- 阮征, 何平, 葛润生. 2008. 风廓线雷达对大气折射率结构常数的探测研究 [J]. *大气科学*, 32 (1): 133–140. Ruan Zheng, He Ping, Ge Runsheng. 2008. Determination of refractive index structure constant with wind profile radar data [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (1): 133–140.
- Sadowy G A, McIntosh R E, Dinardo, S J, et al. 1997. The NASA DC-8 airborne cloud radar: Design and preliminary results [C]. *Int. Geosci. Remote Sens. Symp.*, 4: 1466–1469.
- Sassen K. 1984. Deep orographic cloud structure and composition derived from comprehensive remote sensing measurements [J]. *J. Appl. Meteor.*, 23 (4): 568–583.
- Seckelsky S M, McIntosh R E. 1996. Cloud observations with a polarimetric 33 GHz and 95 GHz radar [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 59: 123–140.
- Shupe M D, Kollias P, Poellot M, et al. 2008. On deriving vertical air motions from cloud radar Doppler spectra [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25 (4): 547–557.
- Vali G, Kelly R D, Pazmany A, et al. 1995. Airborne radar and in-situ observations of a shallow stratus with drizzle [J]. *Atmos. Res.*, 38: 361–380.
- Widener K B, Mead J B. 2005. W-Band ARM Cloud Radar—Specifications and Design [C]. *Fourteenth ARM Science Team Meeting Proceedings*, Albuquerque, New Mexico, March 22–26, 2004.
- Wood R, Bretherton C, Albrecht B, et al. 2009. *Clouds, Aerosol, and Precipitation in the Marine Boundary [M/OL]*. Science Plan for the 2009/2010 Deployment of the ARM Mobile Facility to Graciosa Island, the Azores, NE Atlantic.
- 向敬成, 张明友. 2005. 毫米波雷达及其应用 [M]. 北京: 国防工业出版社. Xiang Jingcheng, Zhang Mingyou. 2005. *Millimeter-Wave Radar and Its Applications (in Chinese)* [M]. Beijing: National Defence Industrial Press.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕, 等. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社. Zhang Peichang, Du Bingyu, Dai Tiepi, et al. 2001. *Radar Meteorology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.