

# 1 基于 Ka/Ku 双波段回波强度差约束和多普勒功率谱的微物理和动力

## 2 参数反演方法和应用<sup>1</sup>

3 刘黎平

4 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室 北京 100081

5  
6 **摘要** 回波强度定标误差、天线水膜衰减和雨区衰减造成的回波强度偏差对云雷达反演微  
7 物理和动力参数有非常重要的影响,准确分析这些偏差对提高反演精度至关重要。为了消除  
8 云雷达因定标和天线罩等引起的回波强度和功率谱大小的影响,实现高精度和雷达全观测范  
9 围的反演,本文提出了基于 Ka/Ku 双波段云雷达回波强度差约束和回波强度谱密度数据的  
10 降水内空气垂直运动速度和雨滴谱反演方法(DWR-SZ),并将该方法应用到2020年6月8  
11 日和2021年6月1日华南二次对流性云降水垂直结构观测数据,利用雨滴谱仪数据分析了  
12 该方法反演结果的改进程度,分析了上升速度对反演的回波强度和微物理参数的影响。该方  
13 法首先融合双波段云雷达反演(DWSZ)和单波段小粒子跟踪方法(ST)方法反演的云内空  
14 气垂直速度  $V_{air}$ ,形成全观测域的  $V_{air}$ ,然后利用 DWSZ 方法得到微物理参数初估值,并  
15 计算衰减影响,最后利用双波段回波强度差(DWR)调整回波强度系统偏差和反演的微物  
16 理参数,使 DWR-SZ 方法正演得到的 DWR 与雷达观测值差到达极小。结果表明:(1)采  
17 用脉冲压缩技术的高雷达灵敏度模式与采用短脉冲的低灵敏度模式相比,DWSZ 方法反演  
18 的  $V_{air}$  与雷达灵敏度相关性非常小,结果稳定,但这种方法只能应用于含有大粒子的液体  
19 降水区(粒子直径大于 1.8mm);小粒子跟踪 ST 方法通常低估  $V_{air}$ ,但在低层的 35dBZ 以  
20 下降水  $V_{air}$  低估程度不大,且灵敏度提高会极大改进 Ka 波段雷达反演能力;两种方法融合  
21 的  $V_{air}$  比较合理;(2)雨区衰减和距离是造成 ST 方法 低估  $V_{air}$  的主要原因;而固态降水  
22 的功率谱非常窄而且陡,灵敏度对固态降水区  $V_{air}$  影响不大;(3)采用 DWR 作为约束,有  
23 效减小了回波强度的系统偏差和天线水膜影响,提高了微物理参数的反演准确率;(4)ST  
24 方法反演的  $V_{air}$  高估了粒子数密度,液体含水量(LWC)和衰减系数,低估了粒子大小,  
25 但对天线水膜引起的回波强度系统偏差影响不大。

26 **关键词:** Ka/Ku 波段双波段云雷达,不同微物理和动力参数反演方法,回波强度定标误差  
27 和雨区及天线水膜衰减的订正方法

28  

---

**收稿日期** 2021-\*\*\*-\*\*\*;网络预出版日期:202\*-\*\*\*-\*\*\*

**作者简介** 刘黎平,男,1963年出生,研究员,主要从事雷达气象研究。E-mail: [liulp@cma.gov.cn](mailto:liulp@cma.gov.cn)

**通讯作者** 刘黎平,男,主要从事雷达气象研究。E-mail: [liulp@cma.gov.cn](mailto:liulp@cma.gov.cn)

**资助项目** 国家自然科学基金项目(41875036)和国家重点研发计划(2018YFC1507400)资助

29

30

31 **Air vertical motion and raindrop size distribution retrieval algorithm based on**  
32 **reflectivity spectral density data and dual wavelength ratio constraint with**  
33 **Ka/Ku dual-wavelength cloud radar and its preliminary applications**

34

Liu Liping

35

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological

36

Sciences, Beijing 100086, China

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

**Abstract:** Reflectivity calibration error, attenuation in rain area and water cover over cloud radar antenna had serious effects on retrieved microphysical and dynamic parameters with reflectivity spectral density data, it is key problem to analyze these errors in retrieving microphysical and dynamic parameters. Aiming at reduce the effects of observation bias of reflectivity introduced by calibration and attenuation of water cover over cloud radar antenna, a retrieval algorithm for air vertical motion (Vair) and raindrop size distribution (DSD) based on reflectivity spectral density data and dual wavelength ratio (DWR) constraint with Ka/Ku dual-wavelength cloud radar (DWCR) are presented in this paper, The disdrometer data were used to examine the retrieved parameters. The effects of air vertical speed on retrieved microphysical parameters are discussed. In the algorithm (DWR-SZ), Vair retrieved from single Ka/Ku band CR (ST) and DWCR algorithms (DWSZ) are merged to form Vair in all of observation area, then the initial DSD and attenuation are retrieved by using DWSZ algorithm. Finally, DWR between first and last ranges in liquid area in a beam are used to adjust the reflectivity bias and retrieved final DSD to minimize the difference between the cloud radar observed and calculated DWR. Two convective precipitation cases in June 8, 2020 and June 1 2021 in Longmen, Guangdong Province, are used to examine the retrieved results. The results show that the radar sensitivity variations have little effects on Vair retrieved from DWSZ, however, the DWSZ cloud only used in the areas containing big rain drop (diameter large larger than 1.8mm). ST algorithms wit Ka and Ku data underestimated Vair, however, the Vair are reasonable in low levels with reflectivity weaker than 35dBZ. Highly sensitive work mode with pulse compressions could improve the Vair retrieval bias. Merged Vair from ST and DWSZ algorithms are reasonable. The attenuation and far radar range could introduce the underestimations of Vair with ST algorithms, the underestimations of Vair in solid precipitation area are negational due the sharp variation and narrow of reflectivity spectral density data. Using constraint condition of DWR reduced the bias of observed reflectivity and effects of water cover over antenna, improve the retrieval results. Vair from ST used in DWR-SZ overestimated drop number, liquid water content (LWC) and attenuation coefficient and underestimated drop size, however, it has no effects on reflectivity bias produced by water cover over antenna.

65 **Keywords:** Ka/Ku dual-wavelength cloud radar, Retrieval of microphysical and dynamic  
66 parameters, Correction method for reflectivity biases from calibration and attenuation biases in  
67 rain area and water cover over the radar antenna

68

69

70

## 71 1. 引言

72 探测不同类型云系微物理和动力参数垂直变化对云物理研究、人工影响天  
73 气、数值模式云降水物理过程参数化方案建立和模拟效果分析、云气候效应等有  
74 重要意义，但这又是一个非常复杂的问题。垂直指向的云雷达是探测云降水精细  
75 结构的重要技术，但从高层的卷云到深对流，云的回波强度和高度分布差别非常  
76 大，为了探测不同强度和不同高度的云的垂直结构，全固态脉冲云雷达通常采用  
77 相干积累、脉冲压缩等技术，并采用不同的观测模式进行循环观测 (Kollias et al.,  
78 2007)。另外，云雷达观测的回波强度、径向速度和回波强度谱密度数据与降水  
79 粒子大小、相态、下落速度、湍流、空气垂直速度都相关，如何从这些数据中提  
80 取出云降水微物理和动力参数，并提高反演精度一直是气象雷达的重要发展方  
81 向。对于垂直指向云雷达来说，空气垂直速度的反演是微物理参数如雨滴谱分布、  
82 含水量廓线等反演的基础。为此，针对不同功能的雷达提出了不同的微物理和动  
83 力参数反演方法，如适合早期的云雷达的基于回波强度  $Z$  和粒子下落速度  $V_t$  的  
84 统计关系反演空气垂直速度 ( $Z$ - $V_t$  关系) (Hauser and Amayene, 1981)，在一定  
85 滴谱假设和忽略上升速度、湍流等影响情况下，可以利用回波强度、径向速度和  
86 速度谱宽反演雨滴谱参数 (Frisch et al., 1995)，针对具有回波强度谱密度数据探  
87 测能力的单波段云雷达的小粒子跟踪方法，即以云中的小粒子作为示踪物来反演  
88 大气的垂直速度，然后根据多普勒功率谱与雨滴谱的关系，直接计算雨滴谱  
89 (Gossard, 1994; Kollias et al., 2003; Shupe et al., 2008; 刘黎平等, 2014; Zheng  
90 Jiafeng, et al, 2017; Liu and Gao, 2020)，这种方法也被应用到固态降水的滴谱分  
91 布反演中 (Ding, 2020)。这种单波段云雷达反演方法最大的问题就是雷达灵敏  
92 度、湍流和衰减会造成空气垂直运动速度和雨滴谱反演的误差 (Kollias et  
93 al, 2011)，如雷达灵敏度低，会低估空气垂直速度，从而高估粒子尺度；衰减会  
94 影响粒子数密度的反演；湍流会影响功率谱的形状，从而影响反演量。

95 双波段云雷达是进一步提高探测能力的重要手段，能够更准确地探测云、降  
96 水的微物理和动力参数。双波段云雷达反演方法主要包括利用降水衰减差异造成  
97 的两个波段回波强度差 (DWR) 和回波强度谱密度这两种方法。第一种方法在  
98 雨滴谱谱型假设情况下，可以反演水云的液水含量和云滴中值半径，降水系统的

99 雨滴谱参数 (Vivekanadan et al., 2001; Liao and Meneghini, 2005; Adhikari, et al.,  
100 2007), 但这些方法的反演精度都要受到噪声、双波段雷达波束的不匹配、因米  
101 散射造成的回波强度差异和温度等影响, 而且与雨滴谱型的变化有关, 不能给出  
102 实际的雨滴谱分布, 只能给出雨滴谱参数。对于第二种回波强度谱密度方法, 主  
103 要是根据利用米散射效应造成的两个功率谱比值随雨滴直径的变化规律, 首先计  
104 算空气垂直运动速度, 然后采用三维变分方法, 极小化两个波段雷达观测的回波  
105 强度谱密度与正演值的差, 从而得到空气垂直速度、雨滴谱分布等参数 (Firda et  
106 al. 1999; Tridon and Battaglia, 2015)。我国也研发了 Ka/Ku 波段双波段雷达,  
107 Ka/W/Ku 三波段云降水雷达, 以提高反演云降水微物理和动力参数的能力, 并初  
108 步评估了不同波束宽度条件下获取的两个波段回波强度差的数据质量, 开展了  
109 DWR 方法的模拟研究, 并利用 DWR 方法反演了积分液体含水量的工作 (刘胜男  
110 等, 2020; Wang Gaili, et al., 2000), DWR 方法因相干积累、信噪比、观测体积  
111 差异等造成的回波强度观测偏差等原因, 常常发现 Ku 和 Ka 波段回波强度差随  
112 距离减小的不合理现象, 因此, 该方法没有实现含水量廓线的反演。为此, 我国  
113 也进行了基于回波强度谱密度的空气垂直速度反演方法研究, 提出了基于双波段  
114 云雷达回波强度谱密度数据的最优估计方法反演微物理参数方法 (郑晨雨等,  
115 2020; 刘黎平, 2021)。以上的第二种方法通常是在回波强度不存在系统偏差条  
116 件下进行了, 没有考虑回波强度系统偏差特别是天线水膜对回波强度衰减的影  
117 响, 如果回波强度存在明显的偏差, 那么反演的微物理参数也会存在相应的误差。

118 我们知道, 云雷达准确探测云降水回波强度非常困难, 利用 Ka/Ku 双波段  
119 云雷达反演中等强度降水动力和微物理参数的主要问题是如何消除雷达定标、天  
120 线水膜和雨区衰减等产生的回波强度误差? 如何实现雷达全观测范围的参数反  
121 演? 特别是当降水发生时, 天线水膜对回波强度特别是 Ka 波段的回波强度产生  
122 明显的影响, 而且这种影响随雨强的变化而变化, 这就带来了微物理参数 (雨滴  
123 数密度) 的变化。为此, 本文针对多观测模式的脉冲双波段云雷达, 在以前工作  
124 基础上 (刘黎平等, 2020) 提出了基于 DWR 约束和空气垂直速度融合的双波段  
125 云雷达微物理和动力参数反演方法, 目的是解决或者减小回波强度系统偏差的影  
126 响。该方法在分析了单波段和双波段反演空气垂直速度偏差基础上实现了空气垂  
127 直速度反演结果的融合, 并利用 DWR 参数计算得到回波强度偏差, 并能实现全  
128 观测范围的空气垂直速度的反演和零度层以下的微物理参数反演, 弥补单波段云

129 雷达反演空气垂直速度误差大和双波段云雷达方法应用范围的局限。最后，利用  
130 2020 年和 2021 年在广东龙门观测的二次降水过程数据，对比分析了反演的效果，  
131 并简单讨论了本次过程的微物理和动力结构。

132

## 133 2. 数据

134 本文使用的 Ka/Ku 双波段云雷达是在原先的 Ka 波段云雷达上进行升级改造  
135 造，增加了 Ku 波段而建成的。该双波段云雷达采用了垂直指向、全固态发射机、  
136 单发双收线极化和全相参脉冲多普勒体制，采用了边界层模式（M1）、卷云观测  
137 模式（M2）、降水观测模式（M3）和中云模式（M4）这四种观测模式循环观测，  
138 获取回波强度  $Z$ 、径向速度  $V_r$ 、速度谱宽  $S_w$ 、线性退极因子  $L_{DR}$  和多普勒功率  
139 谱  $SP$  数据。这种观测方法的主要目的是通过采用不同脉冲宽度、相关积累和非  
140 相关积累，提高雷达灵敏度，以满足固态发射机云雷达低空探测和弱云探测的需  
141 求（刘黎平等，2021）。值得注意的是：由于集装箱长度所限，增加的 Ku 波段  
142 的波束宽度为  $0.9^\circ$ ，这比 Ka 波段的波束宽度  $0.35^\circ$  宽的多，这给 DWR 应用造  
143 成了不小的困难。理论上因 Ku 波段的衰减大于 Ka 波段，DWR 的梯度（DWRG）  
144 应该大于零，从实际的观测数据可以看到常常存在 DWRG 小于零的区域（图略），  
145 产生这种情况的主要原因可能是两个波段波束的不匹配，其他原因也包括脉冲压  
146 缩、相干积累等影响。

147 为了获取地面雨滴谱特征，并验证云雷达观测数据一致性，本次实验也使用  
148 了 HSC-PS32 型雨滴谱仪。该雨滴谱仪可以探测液体粒子和固体粒子，对于液体  
149 粒子直径的探测范围为  $0.2\text{—}5\text{mm}$ ，对于固体粒子直径的探测范围是  $0.2\text{—}25\text{mm}$ ，  
150 液态粒子探测误差为  $\leq 5\%$ ，固态粒子探测误差为  $\leq 20\%$ ，粒子下落速度显示范围  
151 为  $0.2\text{m/s—}20\text{m/s}$ ，区分降雨降雪的等级率为  $>97\%$ ，时间分辨率为 1 分钟。

152 2020、2021 年 4 月至 9 月该 Ka/Ku 双波段云雷达在广东省惠州龙门观测站  
153 进行云降水观测试验，主要观测对象是华南前汛期和夏季的层状云和对流云，包  
154 括强对流云系、暴雨和台风外围云系。同时，雨滴谱仪、微降水雷达等也在该站  
155 进行联合观测。

156

## 157 3. 基于双波段回波强度谱密度和 DWR 约束的云降水微物理及动力参

## 158 数融合反演方法 (DWR-SZ)

159 为了简单起见, 本文只采用两个波段的 M3 和 M4 模式的回波强度谱密度和  
160 回波强度差数据, 来反演云内空气垂直速度 ( $V_{air}$ ) 和微物理参数, 主要原因是  
161 这两个模式未采用相干积累, 避免了因降水信号相干性差造成的回波强度和功率  
162 谱的观测误差。M3 模式采用了短脉冲, 其探测盲区比较小, 能有效探测低层的  
163 回波, 而且不容易产生过饱和, 但灵敏度比较低, 对高层云的探测能力比较差;  
164 而 M4 采用了长脉冲和脉冲压缩技术, 提高了灵敏度, 有效观测高层云, 但底层  
165 的盲区比较大。

166 DWR-SZ 方法的主要步骤包括:

### 167 (1) 回波强度和多普勒功率谱的融合

168 为了得到更多的有效探测区域, 同时有效利用云上下两端的 DWR 差, 首先  
169 融合 M3 和 M4 的回波强度和回波强度谱密度, 所幸的是: 这两种观测模式的回  
170 波强度谱密度 SZ 的速度分辨率一致。融合的原则是: M4 盲区内采用 M3 观测  
171 数据; 在这个层以上, 同时存在两个模式有效数据时, 选择的原则是: M3 数据  
172 的信噪比大于给定阈值时选择 M3 数据, 其他情况选择 M4 数据 (Liu et al,  
173 2019 )。

### 174 (2) 三种 $V_{air}$ 反演和融合

175 反演微物理参数是计算 DWR 的基础, 而空气垂直速度又是反演微物理参  
176 数的前提, 为此该方法必须尽量得到更多的有效上升速度数据。

177 1) 首先利用双波段空气垂直运动速度反演方法 (DWSZ) 反演  $V_{air}$ 。该方  
178 法是依据两个波段功率谱比值峰值位置与理论值的差, 降水粒子对 Ka、Ku 波段  
179 后向散射截面比值在 Mie 散射情况下, 在粒子直径 1.75mm 位置处存在一个峰值,  
180 这个位置基本不随温度、粒子数密度等变化, 在任意高度上对应的径向速度值也  
181 是可以计算得到的 (郑晨雨, 2020)。DWSZ 方法受雷达灵敏度、衰减和湍流等  
182 影响非常小, 但只能在存在大于 1.75mm 的粒子的区域应用。考虑到 Ka 和 Ku  
183 探测的 SZ 的速度分辨率不同, 比较两个波段 SZ 时, 需要把 Ka 波段的 SZ 插值  
184 到 Ku 波段的 SZ 速度点上, 所以 DWSZ 的反演的上升速度的分辨率是  $0.38\text{m s}^{-1}$ 。  
185 采用 M3 和 M4 观测模式的 Ka 和 Ku 两个波段的 SZ, 就可以得到两种模式的

186 DWSZ 反演的零度层以下液体降水区域的  $V_{air}$ ，但两种  $V_{air}$  有效数据的范围是  
187 不一样的。

188 2) 为了弥补 DWSZ 不能反演  $V_{air}$  区域的空气垂直速度计算，我们再利用  
189 两个波段回波强度谱密度数据采用小粒子跟踪法 (ST) 反演  $V_{air}$  (单波段云雷  
190 达风场反演方法,使用 Ka 和 Ku 波段雷达数据方法分别称为 ST(Ka)和 ST(Ku))。  
191 这样,使用两个模式的四个回波强度谱密度数据,就可以得到不同的单波段云雷  
192 达反演的四种  $V_{air}$ 。

193 3)  $V_{air}$  的融合,根据 6 种  $V_{air}$  (DWSZ、ST (Ka) 和 ST (Ku) 各两种)  
194 的有效的探测高度、误差分布等因素,我们提出了如下的  $V_{air}$  的融合方法,目  
195 的形成大范围的有一定精度的  $V_{air}$ :

- 196 ● 在 M4 盲区,采用 M3 的结果;
- 197 ● 尽量采用 DWSZ 结果,同时存在两个模式的 DWSZ 的  $V_{air}$  时,当 M3  
198 信噪比大于一定阈值时,采用 M3 结果;其他情况采用 M4 的结果;
- 199 ● 在没有 DWSZ 结果的区域,分别优选  $S_{ka}$  和  $S_{ku}$  的两个模式的  $V_{air}$ ,原  
200 则也是考虑 M3 的信噪比;针对两种优选后的  $S_{ka}$  和  $S_{ku}$  结果,选取最  
201 大值,这主要是考虑单波段反演方法常常低估  $V_{air}$ 。

202 这样通过两种上升速度反演方法的融合,就得到了云雷达有效观测区内所  
203 有点的  $V_{air}$ ,同时也为进一步反演微物理特征提供了条件。

204 (3) 基于多普勒功率谱的微物理参数初估

205 根据雨滴谱对应的两个波段回波强度谱密度与雷达数据观测量  $SZ_{Kar}$  和  
206  $SZ_{Kur}$  差异最小化为原则,在忽略湍流影响情况下,雨滴谱初估值的计算公式如  
207 下:

$$208 \quad N(D_i) = 0.5 \left( \frac{SZ_{Kar}(V_i + V_{air})}{\sigma_{Ka}(D_i) C_{Ka}} + \frac{SZ_{Kur}(V_i + V_{air})}{\sigma_{Ku}(D_i) C_{Ku}} \right) \frac{dV}{dD} \quad (1)$$

209 其中,  $i$  是回波强度谱密度的谱点,  $V_i$  (单位:  $m s^{-1}$ ) (向下为正) 和  $D_i$  (单  
210 位:  $mm$ ) 为第  $i$  个谱点对应的径向速度和雨滴的体积平均直径,  $V_{air}$  是融合的  
211 空气垂直速度(单位:  $m s^{-1}$ ) (向上为正) 为空气垂直速度,  $N(D_i)$  (单位:  $mm^{-1}m^{-3}$ )  
212 为雨滴谱分布,  $\sigma_{Ka}$  和  $\sigma_{Ku}$  (单位:  $mm^2$ ) 分别为 Ka 和 Ku 波段的后向散射截面,  
213 由扩展边界条件法计算得到;  $dV/dD$  为粒子下落速度对粒子直径的导数。  $V_{air}$  主

214 要作用是对回波强度谱密度进行平移，得到粒子下落速度为函数的 SZ。C<sub>Ka</sub> 和  
215 C<sub>Ku</sub> 为与波长有关的常数：

$$216 \quad C_{ka} = \frac{\lambda_{Ka}^4 (|m_{Ka}|^2 + 2)}{\pi^5 (|m_{Ka}|^2 - 1)} \quad (2)$$

$$217 \quad C_{ku} = \frac{\lambda_{Ku}^4 (|m_{Ku}|^2 + 2)}{\pi^5 (|m_{Ku}|^2 - 1)} \quad (3)$$

218 其中：λ<sub>Ka</sub> 和 λ<sub>Ku</sub>（单位：mm）分别为 Ka 和 Ku 雷达的波长，m<sub>Ka</sub>、m<sub>Ku</sub> 分别为  
219 Ka 和 Ku 波段的复折射指数。

220 从低层第一个有效观测数据开始，在不考虑该点的衰减影响假设条件下，采  
221 用以上方法得到 N(D) 计算衰减系数，从第二个库开始逐库进行回波强度和回  
222 波强度谱密度衰减订正；然后利用订正后的第二个库的回波强度谱密度，计算雨  
223 滴谱分布和衰减系数，这样进行循环得到这个径向所有距离库的 N(D)、经过  
224 衰减订正的回波强度和回波强度谱密度等；

225 (4) 基于双波段回波强度差 (DWR) 的微物理参数订正

226 以上初估结果并没有考虑回波强度 (回波强度谱密度) 的系统偏差，为此，  
227 假设 Ka 和 Ku 波段回波强度存在系统偏差 ΔZ，建立如下价值函数，利用两个波  
228 段回波强度差，得到优化的 ΔZ：

$$229 \quad F(\Delta Z) = (DWR_r(r_1, r_2) - DWR_s(r_1, r_2))^2 \quad (4)$$

$$230 \quad DWR_r(r_1, r_2) = (Z_{Kur}(r_2) - Z_{Kar}(r_2)) - (Z_{Kur}(r_1) - Z_{Kar}(r_1)) \quad (5)$$

$$231 \quad DWR_s(r_1, r_2) = \tau_{Kar}(r_1, r_2) - \tau_{Kur}(r_1, r_2) \quad (6)$$

232 其中：Z<sub>Kur</sub> 和 Z<sub>Kar</sub> 分布表示雷达实际观测的两个波段回波强度，τ<sub>Kur</sub>(r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>)  
233 和 τ<sub>Kar</sub>(r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>) 分别为利用雨滴谱数据计算的两个波段的衰减量 (dB)；DWR<sub>r</sub>  
234 (r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>) 和 DWR<sub>s</sub>(r<sub>1</sub>, r<sub>2</sub>) 分别表示雷达观测和利用雨滴谱廓线计算的两个距离  
235 间的 Ku 和 Ka 回波强度差的变化，前者是雷达时间观测结果，后者与回波强度  
236 偏差关系密切。这样，通过调整回波强度系统偏差，就可以得到不同的 DWR<sub>s</sub>，  
237 当 F(ΔZ) 到达最小时，此时的 ΔZ 即为回波强度系统偏差。r<sub>1</sub> 和 r<sub>2</sub> 之间的距离  
238 不宜太小，主要是考虑到该云雷达 Ka 和 Ku 波段波束宽度有比较大的差异。实

239 际上 DWR 与 Ka 和 Ku 波段的衰减量之差有关, 距离越大 DWR 值就越大, 因波  
240 束宽度差异的影响就越小。

241 得到雨滴谱分布后, 为了分析雨滴谱参数的变化, 我们假设雨滴谱符合  
242 Gamma 分布, 下列公式给出了标准化的雨滴谱分布:

$$243 \quad N(D) = N_w f(m) \cdot \left(\frac{D}{D_m}\right)^m \cdot \exp\left(\frac{-(m+4)D}{D_m}\right) \quad (7)$$

244 其中,  $N_w$  是均一化的数密度 ( $\text{mm}^{-3}\text{m}^{-1}$ ), 它与同样含水量和  $D_m$  的指数分布  
245 的数密度一致。  $D_m$  为质量平均直径,  $m$  为形状因子。这三个参数的拟合方法采  
246 用雨滴谱不同阶矩方式计算 (Kozu and Nakamura, 1991)。

247

#### 248 (5) 基于 DWR 的 LWC 反演方法

249

250 为了分析和比较以上方法反演微物理特征的合理性, 并说明该云雷达 Ka 和  
251 Ku 波段波束宽度差异对 DWR 的影响, 我们参考 Hogan 等 (2005) 提出的利用  
252 DWR 随高度的变化反演液态水含量 (LWC) 廓线方法, 反演 LWC, 并进行对  
253 比分析。该方法主要依据是雷达回波的衰减系数与 LWC 成正比。其方法如下:

254 考虑到 Ka 和 Ku 波段空气衰减与雨区的衰减相比, 可以忽略, 两个波段衰  
255 减系数只差可以采用如下方法计算:

$$256 \quad A_{Ka} - A_{Ku} = \frac{(Z_{Ku}(i+1) - Z_{Ka}(i+1)) - (Z_{Ku}(i) - Z_{Ka}(i))}{2\Delta R} \quad (8)$$

257 利用华南雨滴谱数据, 计算得到了衰减系数差与 LWC 的关系如下:

$$258 \quad A_{Ka} - A_{Ku} = 4.72 * LWC \quad (9)$$

259 其中,  $A_{Ka}$  和  $A_{Ku}$  (单位:  $\text{dB km}^{-1}$ ) 为 Ka 和 Ku 波段衰减系数, LWC (单  
260 位:  $\text{g m}^{-3}$ ) 为液态含水量。在计算回波强度时采用了两种方法, 一种是采用所  
261 有粒子产生的回波强度, 即雷达实际观测的回波强度; 第二种是为了避免 Mie  
262 散射对回波强度的影响, 利用回波强度谱密度, 计算小雨滴 (直径  $D$  小于  $2\text{mm}$ )  
263 产生的回波强度差。在分析 Ka 和 Ku 波段 DWR 时, 采用了不同的时间和距离  
264 平均, 以尽量避免 DWR 随高度递减现象, 如 Ka 和 Ku 波段数据分别采用 4 和 2  
265 个时次的平均, 但从后面的结果可以看出波束宽度差异影响仍不可避免。

266

## 267 4. 不同方法反演的动力和微物理参数的比较

268

### 269 4.1 DWR-SZ 方法反演的回波强度和微物理参数效果分析

270 考虑到广东的 S 波段双线偏振雷达网在云雷达观测站上空的观测体积、灵敏  
271 度等与云雷达差别非常大，定量对比有一定的困难，为此，我们以雨滴谱仪计算  
272 的回波强度为“标准”，检验本文提出的方法反演效果，这是目前最为可靠的检  
273 验方法(刘黎平等, 2021)。在雨滴谱数据处理时，采用了 Jaffrain and Berne (2011)  
274 质量控制方法，剔除掉降水强度小于 0.5mm/h 和粒子总数小于 50 的数据，消除  
275 下落速度明显与理论值差异的数据(飞溅的雨滴，多个雨滴的重叠和昆虫等产生  
276 的非正常数据)，使雨滴谱观测数据更加合理 (Tang et al., 2014)，并采用扩展边  
277 界条件法计算 Ka/Ku 波段的后向散射截面 (Barber and Yeh., 1975)，然后计算  
278 雨滴谱数据对应的 Ka/Ku 波段回波强度。比较使用 DWR 约束前后正演的 300 m  
279 高度上的回波强度与利用雨滴谱计算的回波强度随时间的变化，以分析 DWR 约  
280 束的作用。图 1 给出了 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段和 2021 年 6 月 1 日  
281 05: 44-12: 47 时段利用雨滴谱仪数据计算的 Ka、Ku 回波强度和采用 DWR 约  
282 束前后 300m 高度上正演得到的 Ka、Ku 回波强度随时间变化曲线。从两个个例  
283 的弱回波时段(雨滴谱计算的回波强度小于 25dBZ)，雷达实际观测的回波强度  
284 与雨滴谱计算的回波强度偏差不大，也就是说，云雷达的回波强度系统偏差不大。  
285 从 08: 10 以前的结果来看，当回波强度变大时，雨滴谱观测的回波强度与没有  
286 DWR 约束情况下正演的回波强度差别也变大，Ku 波段云雷达低估回波强度超过  
287 6dB，可能的原因是雨强增大时天线水膜变厚，衰减影响变大。经过 DWR 约束  
288 订正后，两种回波强度差别明显变小，特别是回波强度超过 30dBZ 情况。对于 8:  
289 10 后的情况，约束后正演的回波强度出现了大于雨滴谱观测值的情况，其主要  
290 原因是：该时段不能使用 DWR 反演  $V_{air}$ ，从而出现了  $V_{air}$  的低估现象，因此造  
291 成了粒子尺度高估、数密度低估，结果是对应同样的回波强度和回波强度谱密度，  
292 对应的两个波段的衰减系数和衰减系数差都变小，为此，必须通过增大回波强度  
293 才能弥补这一影响。从这一个理由来说，大部分时段正演的回波强度与雨滴谱观  
294 测的一致，也说明了  $V_{air}$  反演结果的正确性。对于 2021 年 6 月 1 日个例，经过  
295 DWR 约束后，正演得到的回波强度与雨滴谱观测值更加一致。利用长距离两端

296 的 DWR 作为约束，该方法计算得到的回波强度与雨滴谱计算差异明显减小，改  
297 进了天线水膜等引起的回波强度偏差，也说明了这样方法有效消除了 Ka/Ku 波  
298 束宽度差造成的 DWR 的波动影响。

299 曾震瑜等利用 GMP 星载雷达与该云雷达比较，也发现了在降水发生时，该  
300 雷达明显低估了回波强度，因两种雷达观测体积、灵敏度和个例数的限制等原因，  
301 没有给出双波段云雷达的系统偏差（曾震瑜等，2021）。

302

图 1 给出了 2020 年 6 月 8 日 03: 16-09: 48 时段利用雨滴谱仪数据计算的 Ka、Ku 回波强度和采用 DWR-SZ (a) 约束前和 (b) 约束后 300m 高度上正演得到的 Ka、Ku 回波强度随时间变化曲线以及 (c) 和 (d) 2021 年 6 月 1 日 05: 44-12: 47 时段结果。其中，黑实线和红实线为雨滴谱观测的 Ku 和 Ka 波段的回波强度，黑虚线和红虚线分别表示雷达正演的回波强度。

Fig. 1 Comparisons between reflectivity calculated using the disdrometer data and retrieved reflectivity at height of 300 m (a) before and (b) after using DWR-SZ constrain condition during 0316-0948 BJT on 8 June 2020. (c) and (d) are similar results during 05: 44-12: 47 BJT on 1 June 2021. The black and red solid lines are for Ka and Ku band reflectivity from disdrometer, respectively. The dashed lines for calculated reflectivity at height of 300 m from DWR-SZ.

303

304

305 图 2 给出了 DWR 约束订正前后 DWR-SZ 方法计算的 300m 高度上的雨滴谱  
306 与地面雨滴谱观测数据的比较，我们可以发现：三种雨滴谱粒子尺度和数密度等  
307 随时间变化的趋势是比较一致的，但地面雨滴谱仪观测的雨滴尺度稍稍大于雷达  
308 反演结果，雷达反演的小粒子数密度更大。没有订正前，DWR-SZ 方法计算的粒  
309 子数密度和最大粒子尺度均明显小于地面观测结果，经过 DWR 约束后，计算的  
310 雨滴谱分布与地面观测更加一致。

311

图 2 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段 (a) 未经过 DWR 约束时 DWR-SZ 计算得到的 300m 高度上的雨滴谱和 (b) 经过约束订正后的雨滴谱及其 (c) 雨滴谱仪观测的雨滴谱的对比。

Fig. 2 Retrieved raindrop size distributions (a) before, (b) after DWR constrain at height of 300 m and (c) that observed by the disdrometer during 0316-0648 BJT on 8 June 2020.

312

313

314 图 3 给出了 M3 和 M4 模式融合后的原始回波强度、经过 DWR 约束前后计  
315 算得到的回波强度的比较。实际上, 图 3 (c) 和 (d) 是利用基于多普勒功率  
316 谱的微物理参数初估计算得到的衰减系数, 对回波强度进行订正后的结果, 因天  
317 线水膜造成的回波强度明显低估, 雨滴谱数密度和衰减系数也会低估, 使得衰减  
318 订正的不够, 这样订正后的回波强度也是低估了。经过 DWR 约束后  
319 (DWR-SZ 方法), 计算得到的回波强度 (图 3 (e) 和 (f)) 和雨滴谱数密度  
320 明显增加, 同时也增大了衰减系数, 使得回波强度明显改进。

321

图 3 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段 M3 和 M4 模式融合的 (a) Ku 波  
段、(b) Ka 波段原始回波强度, DWR 约束前计算的 (c) Ku 波段、(d) Ka  
波段回波强度, DWR 约束后的计算的 Ku 波段 (e) 和 Ka 波段 (f) 回波强度。

Fig. 3 Time-height figures of (a) Ku and (b) Ka bands merged reflectivity fields from M3 and M4 modes, calculated (c) Ku and (d) Ka band reflectivity before and (e), (f) after DWR constrain condition by DWR-SZ algorithm during 0316-0648 BJT on 8 June 2020.

322

323

324

325 为了定量分析系统偏差订正结果以及对衰减的影响, 图 4 给出了两个个例  
326 Ka 波段回波强度原始数据、仅供第一次订正后和第二次订正的廓线的比较, 从

327 图 4 (a) 可以看到：回波强度系统偏差订正为 8.4dB，在 3km 高度差，衰减订  
328 正量为 2.5dB，而在没有订正前，衰减订正量仅为 0.46dB。对于第二个个例，订  
329 正量为 8.1dB，同样在 3km，衰减订正量为 1.9dB，而在没有订正前，衰减订正  
330 量仅为 0.3dB。

331 从以上结果可以看出：说明采用远距离段的 DWR 很好解决回波强度偏差问  
332 题，有效改进了回波强度精度。

333

**图 4** (a) 2020 年 6 月 8 日 0605BT 和 (b) 2021 年 6 月 1 日 07: 46BT Ka  
波段原始回波强度、第一次订正和第二次订正后的回波强度廓线的比较。

Fig. 4 Raw Z, corrected Z after attenuation and that after systemic bias corrected  
profiles (a) at 0605BT on 8 June 2020 and (b) 07: 46BT on 1 June 2021.

334

335

336

#### 337 4.2 不同方法得到的空气垂直速度的差异分析

338

339 我们知道，采用功率谱方法反演雨滴谱等微物理参数受空气上升速度影响比  
340 较大，为此，下面我们讨论空气垂直速度对回波强度系统偏差订正的影响。图 5  
341 给出了 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段 DWSZ 方法分别使用 M3 和 M4 数  
342 据反演的风场的结果，为了分析上升速度与回波强度的关系，图 5 也给出了 Ku  
343 和 Ka 波段云雷达观测的回波强度。从结果可以看出，这次过程最大回波强度为  
344 45dBZ，回波顶高在 12km 左右，4.8km 有明显的零度层亮带现象，有 6 个对流  
345 云团移过雷达，对流云团对应明显的上升速度，其他区域上升速度和下沉速度都  
346 不明显。DWSZ 方法利用两种模式数据得到的上升速度区范围和上升速度大小等  
347 结果非常一致，绝大部分  $V_{air}$  偏差在  $\pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$ 。而且，偏差与高度和雨区衰减  
348 等没有明显的关系。我们认为 DWSZ 方法比较可靠，并以此为“标准”，分析单  
349 波段空气上升速度反演方法 ST (Ka) 和 ST (Ku) 的结果。

350

351 图 5 2020 年 6 月 8 日 03:16~06:48 时段 (a) Ku 波段、(b) Ka 波段观测的  
352 回波强度、(c)M3 和(d)M4 数据 DWSZ 反演的 Vair 和(e)两者的偏差(M3-M4)  
353 时间-高度图。

354 Fig. 5 Time–height figures of Ku- and Ka-band (a, b) raw reflectivity, (c, d) Vair  
355 from the M3 and M4 modes, and (e) their bias using DWSZ during 0316-0648  
356 BJT on 8 June 2020.

357 图 6 给出了 ST (Ka) 和 ST (Ku) 分布使用 M3 和 M4 模式反演得到的 Vair  
358 垂直结构图及其两个 Vair 的偏差 (M3 模式 Vair 减 M4), 以分析雷达灵敏度、  
359 距离和衰减对 Vair 的影响。小粒子跟踪法使用 Ka 和 Ku 波段的 M3 模式数据明  
360 显低估了 Vair, 而且这种低估随着高度和衰减的增加而变得越来越明显, 特别是  
361 Ka 波段。因 M4 采用了相干积累改进了雷达灵敏度, 使得 Vair 明显得到改进,  
362 随高度的变化变得也不明显了, 对流区的上升速度主要特征也抓住了。M3 和  
363 M4 结果在 2km 以下差别不大。这种结果的解释是: 虽然 M3 模式的灵敏度比较  
364 低, 但在近地面层观测到的最小可测回波强度也非常小, 足以观测到云粒子的回  
365 波强度谱密度信息, 所以, 两种模式的 Vair 差别不大。随着距离的增加和衰减  
366 的增加, 最小可测回波强度变得越来越大, 测到的最小回波强度谱密度也越来  
367 越大, 这样只能观测到比较大粒子的功率谱, 使得 Vair 明显低估。

368 值得欣慰的是: 两种模式和两种波长在零度层以上的 Vair 比较一致, 这主  
369 要是因为零度层以上冰相粒子功率谱比较窄, 随速度的变化比较陡, 灵敏度的变  
370 化对应的最小粒子的下落速度变化不大。

371 从不同方法反演得到的空气垂直速度的差异可以看出: DWSZ 方法得到的空  
372 气垂直速度比较稳定, 但在没有大粒子的区域风场不能反演; 单波段反演方法得  
373 到的空气垂直速度对雷达灵敏度比较敏感, 而且随距离和雨强衰减也有比较大的  
374 变化, 但在接近 M4 的盲区的低层四种空气垂直速度的差异不大, 这就为风场的  
375 融合提供了基础和依据。

图 6 2020 年 6 月 8 日 03:16-06:48 时段 ST (Ka) 方法分别使用 M3 (a)、M4 (b), ST (Ku) 分别使用 (c) M3 和 (d) M4 数据反演的 Vair 的时间高度图, (e) 和 (f) 分别为两种方法使用不同模式结果的 Vair 偏差 (M3-M4) 时间-高度图。

Fig. 6 Time-height figures of Vair fields by ST (Ka) algorithm by using (a, b) M3 and M4 modes, (c, d) for ST (Ku), (e, f) for their biases of Vair by ST(Ka) and ST (Ku) using M3 and M4 data during 0316-0648 BJT on 8 June 2020

373  
374

#### 375 4.3 不同 Vair 对模拟的回波强度和微物理参数的变化影响分析

376 这一部分内容的主要目的是分析采用不同的 Vair 对 DWR-SZ 反演的微物理  
377 参数和回波强度的影响, 以分析该方法的稳定性和可靠。我们进行三个试验, 首  
378 先分别融合 DWSZ、ST (Ka) 和 ST (Ku) 采用 M3 和 M4 模式得到的 Vair, 并  
379 进行 DWR 约束, 然后进行微物理参数反演。图 7、8 和 9 分别给出了 DWSZ、  
380 ST (Ka) 和 ST (Ku) 得到的 Nw, Dm、LWC 和对应的正演的 Ka 波段回波强  
381 度的变化, 为了定量分析, 图 10 给出 3 个试验的回波强度, LWC, Nw 和 Dm  
382 的廓线。其实这三种结果的差别就是采用了不同的 Vair, 其他参数没有变化。从  
383 反演方法可知: 微物理参数对空气垂直速度非常敏感, ST (Ka) 和 ST (Ku) 低  
384 估了 Vair, 零速度对应的位置想右侧移动, 这样同一谱点对应的粒子直径变大,  
385 考虑到在瑞利散射条件下后向散射截面与粒子的六次方成正比、含水量和衰减系  
386 数与粒子大小三次方成正比, 这样, 采用 ST (Ka) 和 ST (Ku) 得到的空气垂  
387 直速度, 数密度 Nw、LWC 和衰减系数被高估, 上层的回波强度高估。从图 10  
388 (a) 可以看到, Vair 的变化对回波强度系统偏差的影响不大。

389 为了分析该双波段云雷达 DWR 数据的问题, 图 7 (d) 给出了 DWR 方法反  
390 演的 LWC, 与 DWR-SZ 对比, 可发现两种结果在回波强度比较大的区域一致性  
391 比较好, 在弱回波区或者回波强度变化比较大的区域, 两者差别比较大, 而且  
392 DWR 方法不能有效反演 LWC (有回波强度但 LWC 为无效值的范围), 这与两  
393 个不同波束宽度差异有关。

394

图 7 2020 年 6 月 8 日 03:16-06:48 时段利用 DWR 反演的风场驱动 DWR-SZ 反演得到的 (a) Nw, (b) Dm、(c) LWC 和 (d) DWR 反演的 LWC 的时间-高度图

Fig. 7 Time-height figures of (a) Nw, (b) Dm、(c) LWC retrieved by DWR-SZ drove by the Vair from DWR algorithm and (d) LWC by DWR during 0316-0648 BJT on 8 June 2020

395

图 8 2020 年 6 月 8 日 03:16-06:48 时段 ST (Ka) 反演的 Vair 驱动 DWR-SZ 方法反演得到的 (a) Nw, (b) Dm、(c) LWC 和 (d) 订正后的回波强度的时间-高度图

Fig. 8 Time-height figures of (a) Nw, (b) Dm、(c) LWC and (d) retrieved attenuation corrected Ka reflectivity by DWR-SZ drove by the Vair from DWR algorithm during 0316-0648 BJT on 8 June 2020

396

图 9 与图 7 类似, 只是采用 ST (Ku) 反演的 Vair

Fig. 9 The same as Fig. 7, but drove by Vair from ST(Ku)

397

图 10 采用 DWR-SZ、ST (Ka) 和 ST (Ku) 方法得到的 Vair 计算得到的 2020 年 6 月 8 日 0605BT (a) 回波强度、(b) Nw、(c) Dm 和 (d) LWC 廓线的比较。

Fig. 10 (a) Z, (b) Nw、(c) Dm and (d) LWC profiles retrieved by DWSZ with Vair from DWR-SZ、ST (Ka) 和 ST (Ku)

398

399

## 400 5. 结论和讨论

401 本文针对多观测模式的全固态发射机脉冲体制的 Ka/Ku 双波段云雷达观测  
402 特点, 为了订正回波强度系统偏差和天线上水膜的衰减影响, 在对比分析了基于  
403 回波强度谱密度数据的双波段云雷达空气垂直速度反演和单波段反演方法基础  
404 上, 进行了空气垂直速度融合试验, 以实现整个雷达有效观测区微物理和动力参  
405 数的反演, 在此基础上, 提出了基于 Ka/Ku 双波段云雷达回波强度差 (DWR)  
406 约束和回波强度谱密度数据的降水内空气垂直运动速度和雨滴谱反演方法, 目的

407 是通过双波段云雷达回波强度差的垂直变化与回波强度系统偏差无关的特点,进  
408 一步订正回波强度系统偏差和因天线罩水膜对回波强度的影响。并利用华南一次  
409 混合性云降水垂直结构观测数据,分析了不同方法反演的空气垂直速度的差异,  
410 以及对微物理参数反演的影响,讨论了回波强度订正的效果。得到如下结论:

411 (1) 脉冲压缩技术改进了雷达灵敏度和单波段云雷达小粒子跟踪方法的  
412 空气垂直速度的反演精度,但小粒子跟踪方法仍然明显低估了空气垂直速度,特  
413 别是在比较强的回波强度和高层。

414 (2) DWSZ 方法反演的空气垂直速度与雷达灵敏度相关性非常小,但这  
415 种方法只能应用于含有大粒子的液体降水区(粒子直径大于 1.8mm);在低层单  
416 波段和双波段方法得到的空气垂直速度差别不大。

417 (3)  $N_w$ ,  $D_m$ , LWC 等微物理参数对空气垂直速度非常敏感,采用单波  
418 段功率谱反演的空气垂直速度的低估,能明显增加  $N_w$ , LWC 和衰减系数,增大  
419  $D_m$ ,但对回波强度系统偏差影响不大。相反情况也成立

420 (4) 采用 DWR 作为约束,有效减小了回波强度系统偏差和天线水膜等因  
421 素造成的回波强度的偏差,改进了衰减订正的效果,提高了微物理参数的反演准  
422 确率;回波强度订正结果与空气垂直速度不是特别敏感。

423 因这个方法主要应用于降水过程的微物理和动力参数反演,因此忽略了湍流  
424 的影响,另外,也无法分别对 Ka 和 Ku 波段的误差进行订正。

425

426

427

428

参考文献:

429

Adhikari N B, Iguchi T, Takahashi N. 2007. Rain retrieval performance of a  
430 dual-frequency precipitation radar technique with differential-attenuation  
431 constraint [J]. IEEE Trans. Geosci. Electron., 8: 2612-2618

432

Barber P, C Yeh. 1975. Scattering of electromagnetic wave by arbitrarily shaped  
433 dielectric bodies [J]. Applied. Opt. 14 (12): 2864-2872.

434

Ding Han and Liu Liping. 2020. Establishment and Preliminary Application of the  
435 Forward Modeling Method for Doppler Spectral Density of Ice Particles [J].  
436 Remote Sensing, 12, 3378; doi:10.3390/rs12203378

437

Frisch A S, Fairall C W, Snider J B. 1995. Measurement of stratus cloud and drizzle  
438 parameters in ASTEX with a Ka-band Doppler radar and a microwave radiometer  
439 [J]. J. Atmos. Sci., 52: 2788–2799

440

Firda J M, Sekelsky S M, McIntosh R E. 1999. Application of dual frequency  
441 millimeter-wave Doppler spectra for the retrieval of drop size distributions and  
442 vertical air motion in rain [J]. J. Atmos. Oceanic Techn. 16: 216-236

443

Gossard E E. 1994. Measurement of cloud droplet size spectra by doppler radar [J].  
444 Journal of Atmospheric & Oceanic Technology, 11(3): 712-726

445

Hauser D, Amayene P. 1981. A new method for deducing hydrometeor-size  
446 distributions and vertical air motions from Doppler radar measurements at  
447 vertical incidence [J]. J. Appl. Meteor., 20: 547-555

448

Hogan R J, Gaussiat N, Illingworth A J. 2005. Stratocumulus Liquid Water Content  
449 from Dual-Wavelength Radar [J]. Journal of Atmospheric & Oceanic Technology,  
450 22(8):1207-1218.

451

Jaffrain J, Berne A. 2011. Experimental quantification of the sampling uncertainty  
452 associated with measurements from PARSIVEL disdrometers [J]. Journal of  
453 Hydrometeorology. 12: 352–370.

454

Kollias P, Albrecht B A, Marks F D. 2003. Cloud radar observations of vertical drafts  
455 and microphysics in convective rain [J]. J. Geophys. Res., 108: 40-53

456

Kollias P., Clothiaux E. E., Miller M.A., et al. 2007. The atmospheric radiation  
457 measurement program cloud profiling radars: second-generation sampling  
458 strategies, processing and cloud data products [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 24:  
459 1119-1214.

- 460 Kollias P, Rémillard J, Luke E, Szyrmer W. 2011. Cloud radar Doppler spectra in  
461 drizzling stratiform clouds: 1. Forward modeling and remote sensing applications  
462 [J], *J. Geophys. Res.*, 116, D13201, doi:10.1029/2010JD015237
- 463 Liao L, Meneghini R. 2005. A study of air/space-borne dual-wavelength radar for  
464 estimation of rain profiles [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 22(6): 841-851
- 465 刘黎平, 谢蕾, 崔哲虎. 2014. 毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水  
466 滴谱反演中的应用研究 [J]. *大气科学*, 38 (2): 223-236
- 467 刘黎平, 张扬 丁晗. 2010. Ka/Ku 双波段云雷达反演空气垂直运动速度和雨滴  
468 谱方法研究及初步应用 [J]. *大气科学*, 待发。
- 469 刘胜男, 王改利. 2020. DSD 参数对双波长雷达估测降水的影响研究 [J]. *高原气  
470 象*, 39 (3): 570-0580.
- 471 Liping Liu, Han Ding, Xiaobo Dong, et al. 2019. Applications of QC and Merged  
472 Doppler Spectral Density Data from Ka-Band Cloud Radar to Microphysics  
473 Retrieval and Comparison with Airplane in Situ Observation. *Remote Sens.*, 11,  
474 1595; doi:10.3390/rs11131595
- 475 Liu Liping, Gao Wenhua. 2020. Statistical analysis of microphysical and dynamical  
476 parameters for clouds and precipitation over Nauq Tibetan Plateau in summertime  
477 using Ka-band cloud radar [J]. *Atmosphere*, 11, 818; doi:10.3390/  
478 atmos11080818
- 479 Shupe M D, Kollias P, Poellot M, et al. 2008. On deriving vertical air motions from  
480 cloud radar Doppler spectra [J]. *Journal of Atmospheric & Oceanic Technology*,  
481 25(4): 547-557.
- 482 Tang Q, Xiao H, Guo C, et al. 2014. Characteristics of the raindrop size distributions  
483 and their retrieved polarimetric radar parameters in northern and southern  
484 China[J]. *Atmospheric Research*, 135-136: 59-75.
- 485 Tridon F, Battaglia A. 2015. Dual-frequency radar Doppler spectral retrieval of rain  
486 drop size distributions and entangled dynamics variables [J]. *Journal of  
487 Geophysical Research: Atmospheres* 120: 11, 5585-5601
- 488 Vivekanandan J, Zhang G F, Politovich M K. 2001. An assessment of droplet size and  
489 liquid water content derived from dual-wavelength radar measurements to the  
490 application of aircraft icing detection [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18:  
491 1787-1798
- 492 Wang G L, Liu S N, and Liu L P. 2020. Uncertainties in retrieving microphysical

493 properties of rain profiles using ground-based dual-frequency radar [J].  
494 Meteorological Applications, 27:1-14  
495 郑晨雨, 刘黎平. 2020. Ka/Ku 双波段云雷达探测云降水滴谱和空气垂直运动速  
496 度的能力模拟分析 [J], 高原气象, 39 (2): 543-559.

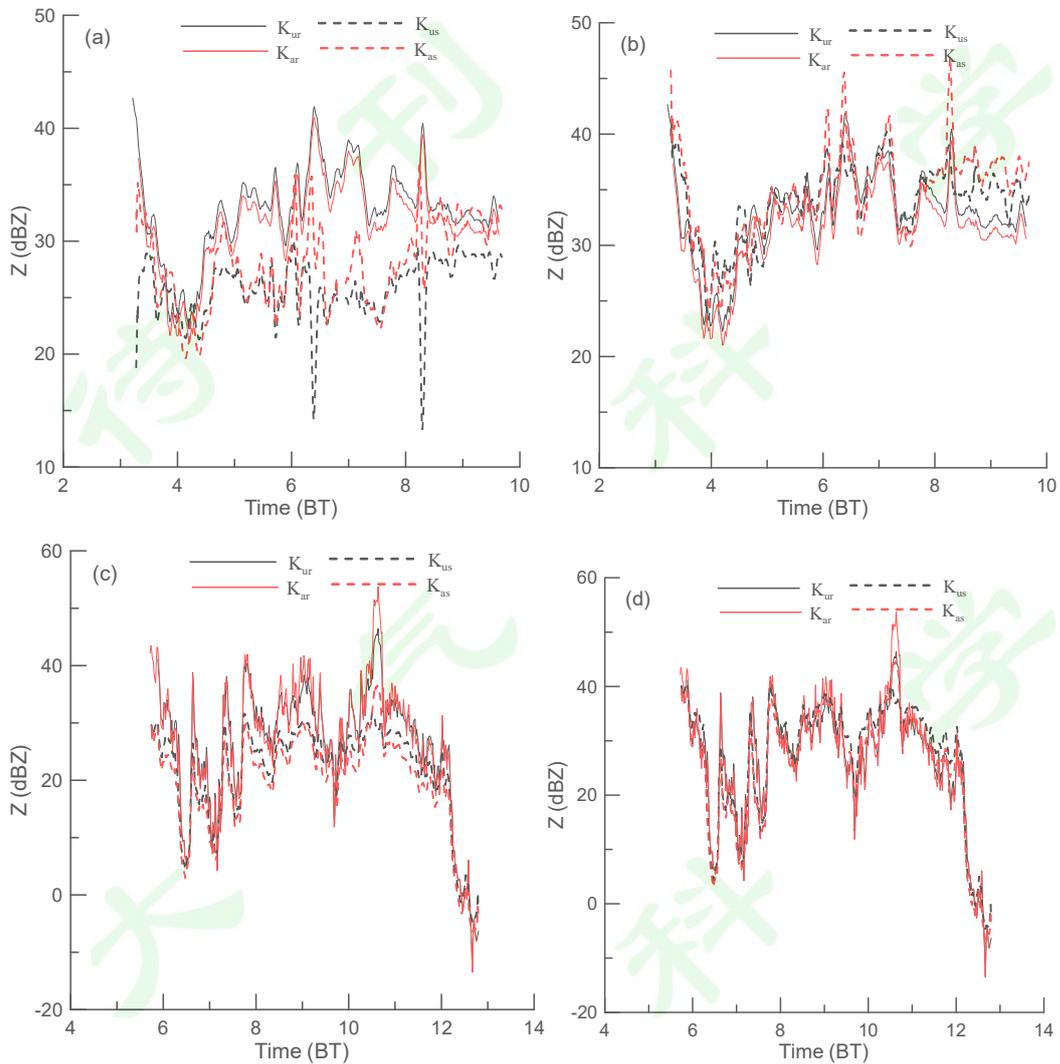
497 Zheng Jiafeng, Liu Liping, Zhu Keyun, Wu Jingya, Wang Binyun. 2017. A method for  
498 retrieving vertical air velocities in convective clouds over the Tibetan Plateau  
499 from TIPEX-III cloud radar Doppler spectra [J]. Remote Sens. 2017, 9, 964;  
500 doi:10.3390/rs9090964

501 曾震瑜,刘黎平,郑佳锋,等.2021. 星载雷达 DPR 与地基雷达 CR 的匹配对比及系  
502 统偏差初探 [J]. 暴雨灾害, 40(3): 287-296.

503  
504  
505  
506

507

508



509

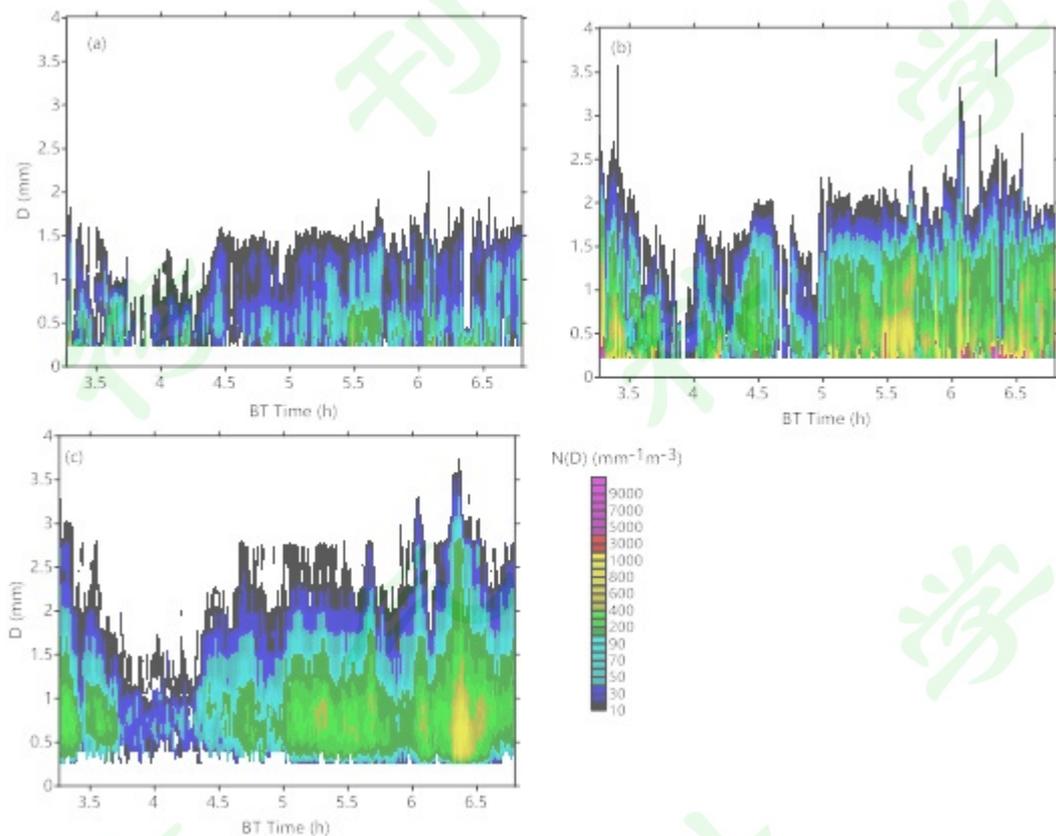
510

511

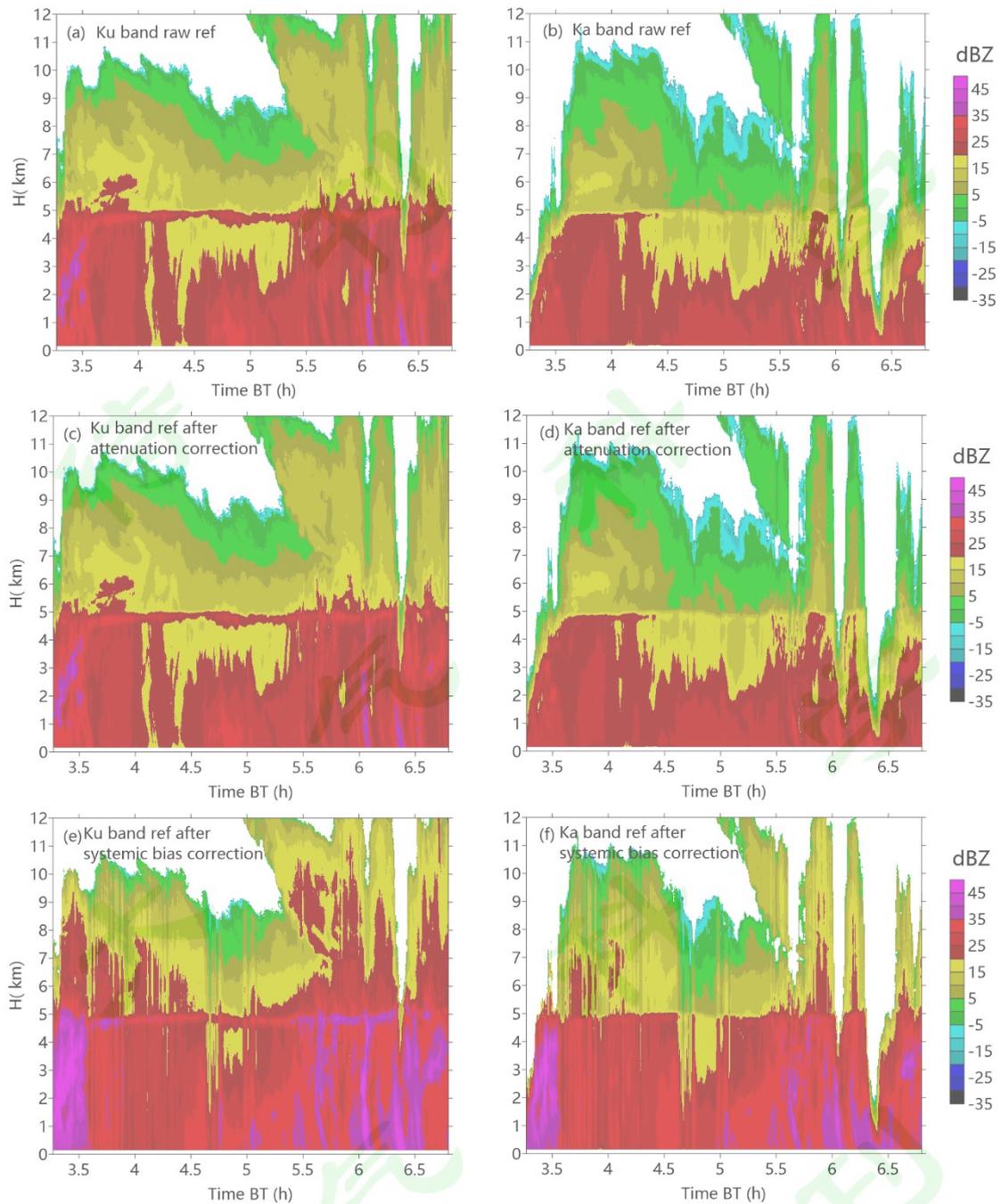
512 **图 1** 2020 年 6 月 8 日 03: 16-09: 48 时段利用雨滴谱仪数据计算的 Ka、Ku 回  
513 波强度和采用 DWR-SZ (a) 约束前和 (b) 约束后 300m 高度上正演得到的 Ka、  
514 Ku 回波强度随时间变化曲线以及 (c) 和 (d) 2021 年 6 月 1 日 05: 44-12: 47  
515 时段结果。其中，黑实线和红实线为雨滴谱观测的 Ku 和 Ka 波段的回波强度，  
516 黑虚线和红虚线分别表示雷达正演的回波强度。

517 **Fig. 1** Comparisons between reflectivity calculated using the disdrometry data and  
518 retrieved reflectivity at height of 300 m (a) before and (b) after using DWR-SZ  
519 constrain condition during 0316-0948 BJT on 8 June 2020. (c) and (d) are similar  
520 results during 05: 44-12: 47 BJT on 1 June 2021. The black and red solid lines are for

521 Ka and Ku band reflectivity from disdrometer, respectively. The dashed lines for  
522 calculated reflectivity at height of 300 m from DWR-SZ.  
523



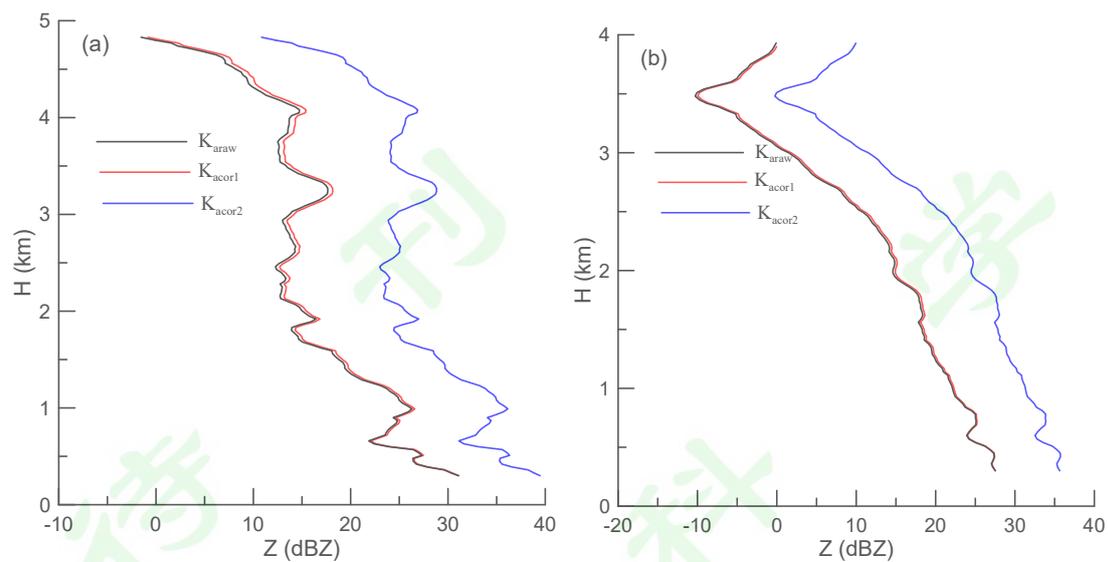
524  
525 图 2 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段 (a) 未经过 DWR 约束时 DWR-SZ 计  
526 算得到的 300m 高度上的雨滴谱和 (b) 经过约束订正后的雨滴谱及其 (c) 雨滴  
527 谱仪观测的雨滴谱的对比。  
528 **Fig. 2** Retrieved raindrop size distributions (a) before, (b) after DWR constrain at  
529 height of 300 m and (c) that observed by the disdrometer during 0316-0648 BJT on 8  
530 June 2020.



531

532 图3 2020年6月8日03:16-06:48时段M3和M4模式融合的 (a) Ku波段、  
 533 (b) Ka波段原始回波强度, DWR约束前计算的 (c) Ku波段、(d) Ka波段回  
 534 波强度, DWR约束后的计算的 Ku波段 (e) 和 Ka波段 (f) 回波强度。

535 **Fig. 3** Time–height figures of (a) Ku and (b) Ka bands merged reflectivity fields from  
 536 M3 and M4 modes, calculated (c) Ku and (d) Ka band reflectivity before and (e), (f)  
 537 after DWR constrain condition by DWR-SZ algorithm during 0316-0648 BJT on 8  
 538 June 2020.

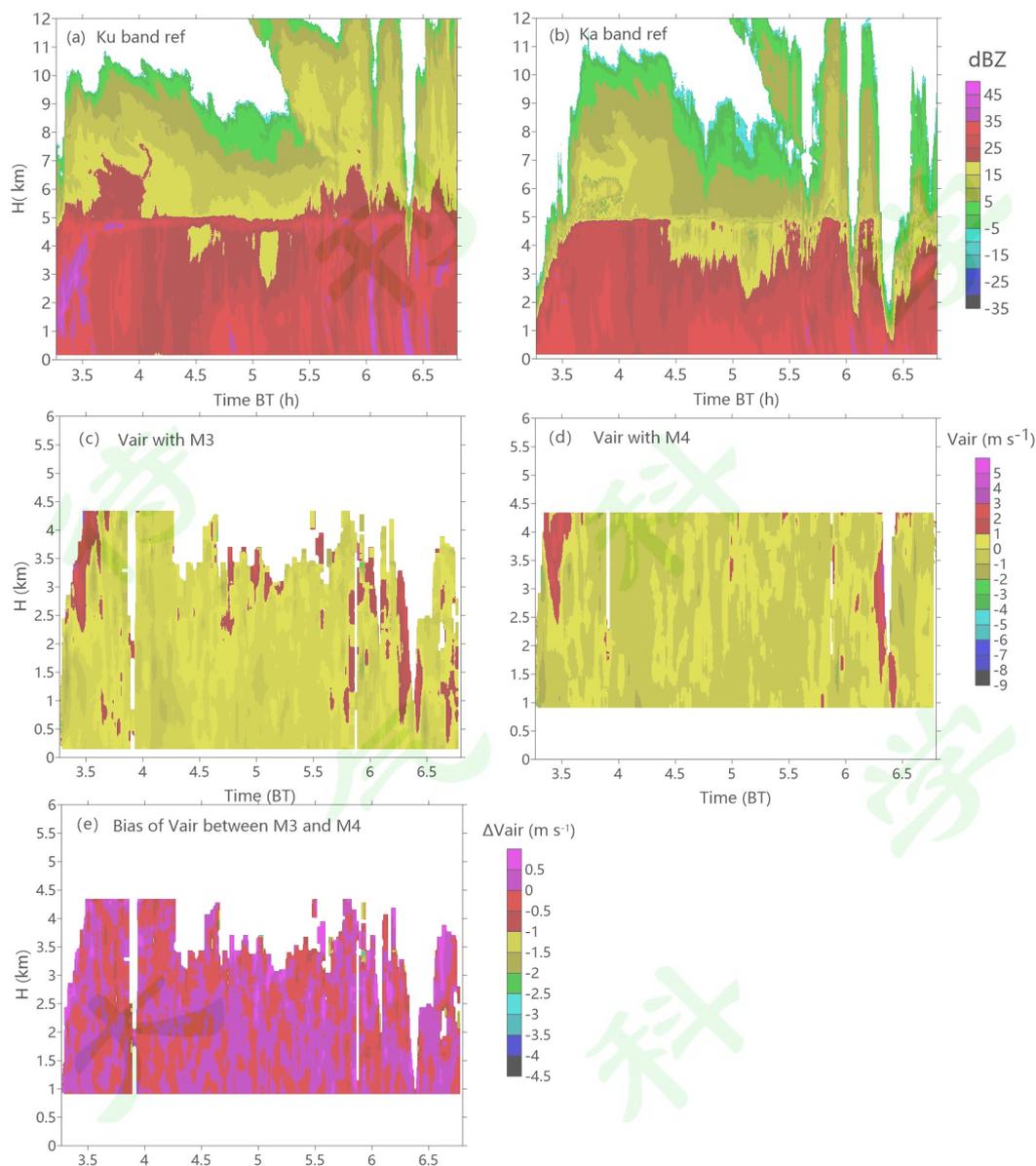


539

540 图4 (a) 2020年6月8日0605BT和(b)2021年6月1日07:46BT Ka波段  
 541 原始回波强度、第一次订正和第二次订正后的回波强度廓线的比较。

542 **Fig. 4** Raw Z, corrected Z after attenuation and that after systemic bias corrected  
 543 profiles (a) at 0605BT on 8 June 2020 and (b) 07:46BT on 1 June 2021.

544

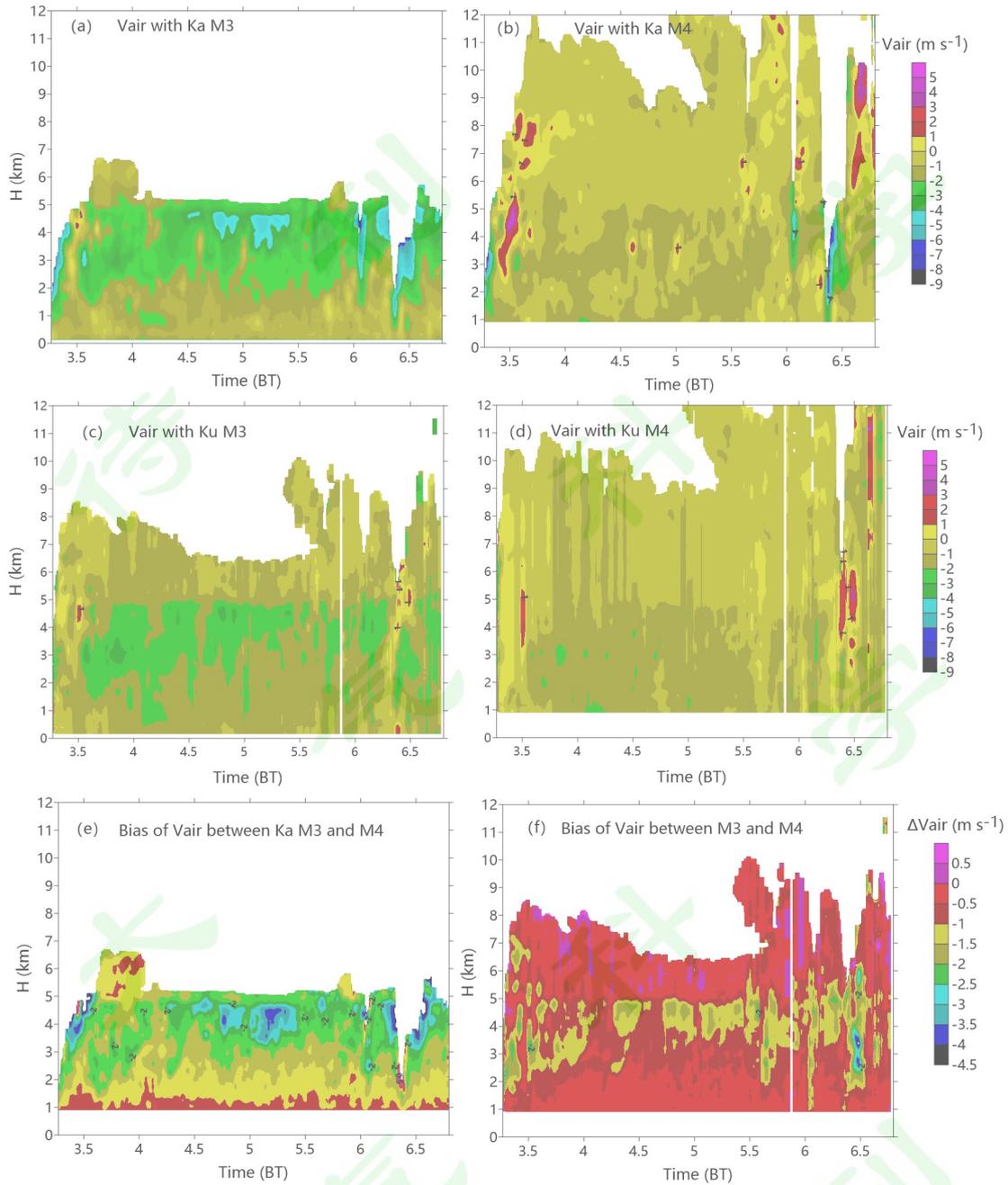


545

546 图 5 2020 年 6 月 8 日 03:16~06:48 时段 (a) Ku 波段、(b) Ka 波段观测的回波  
 547 强度、(c) M3 和 (d) M4 数据 DWSZ 反演的 Vair 和 (e) 两者的偏差 (M3-M4)  
 548 时间-高度图。

549 **Fig. 5** Time–height figures of Ku- and Ka-band (a, b) raw reflectivity, (c, d) Vair from  
 550 the M3 and M4 modes, and (e) their bias using DWSZ during 0316-0648 BJT on 8  
 551 June 2020.

552



553

554 图 6 2020 年 6 月 8 日 03:16-06:48 时段 ST (Ka) 方法分别使用 M3 (a)、M4 (b),

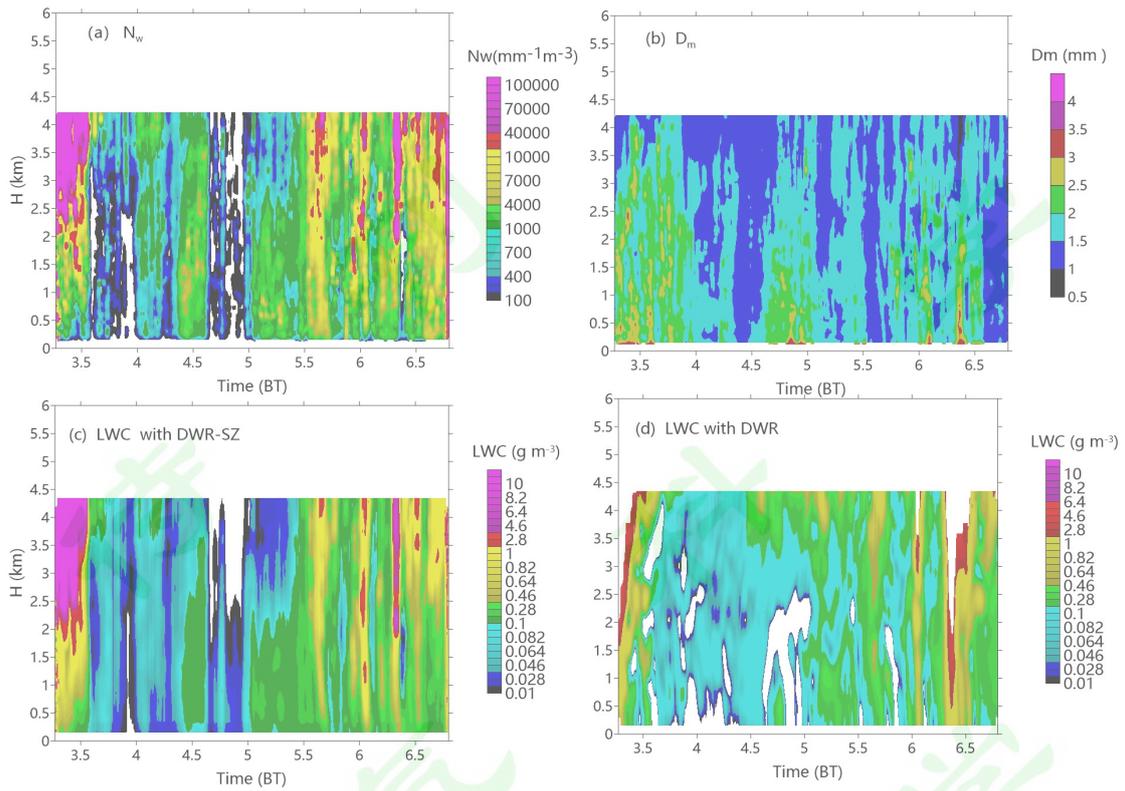
555 ST (Ku) 分别使用 (c) M3 和 (d) M4 数据反演的 Vair 的时间高度图, (e) 和

556 (f) 分别为两种方法使用不同模式结果的 Vair 偏差 (M3-M4) 时间-高度图。

557 **Fig. 6** Time–height figures of Vair fields by ST (Ka) algorithm by using (a, b) M3 and

558 M4 modes, (c, d) for ST (Ku), (e, f) for their biases of Vair by ST(Ka) and ST (Ku)

559 using M3 and M4 data during 0316-0648 BJT on 8 June 2020

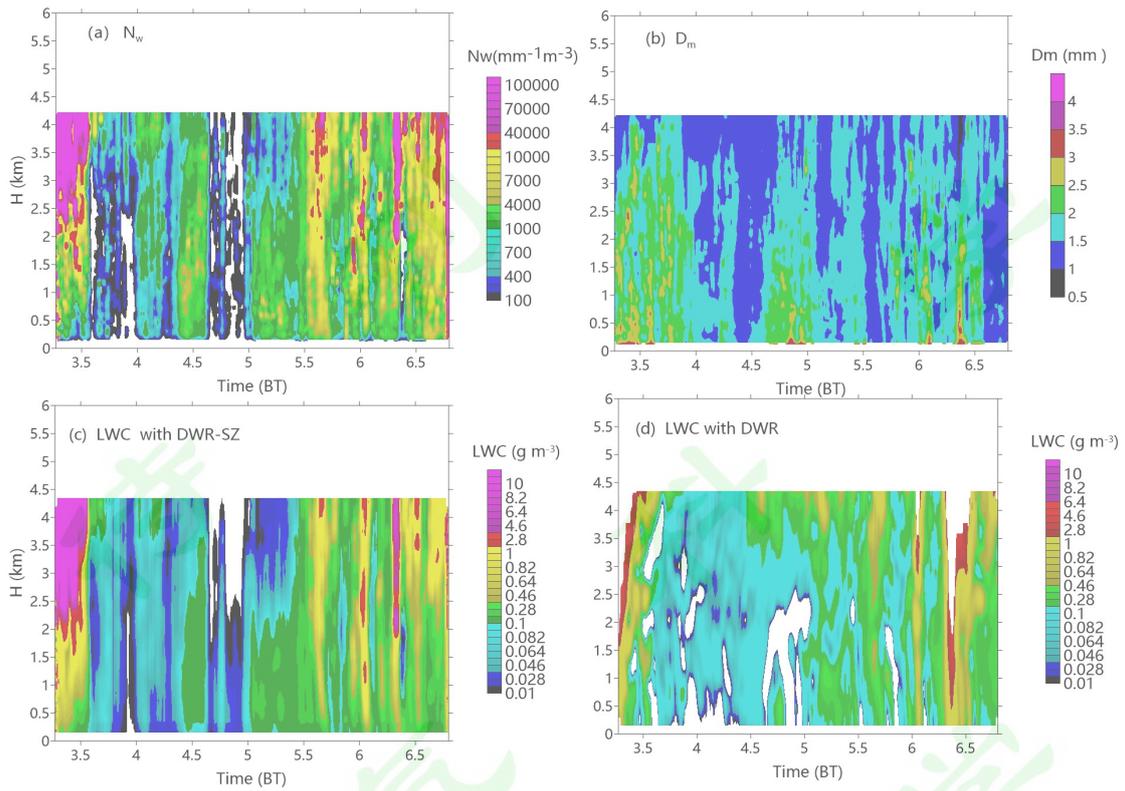


560

561 图 7 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段利用 DWR 反演的风场驱动 DWR-SZ  
 562 反演得到的 (a)  $N_w$ , (b)  $D_m$ 、(c) LWC 和 (d) DWR 反演的 LWC 的时间-  
 563 高度图

564 **Fig. 7** Time–height figures of (a)  $N_w$ , (b)  $D_m$ 、(c) LWC retrieved by DWR-SZ drove  
 565 by the Vair from DWR algorithm and (d) LWC by DWR during 0316-0648 BJT on 8  
 566 June 2020

567

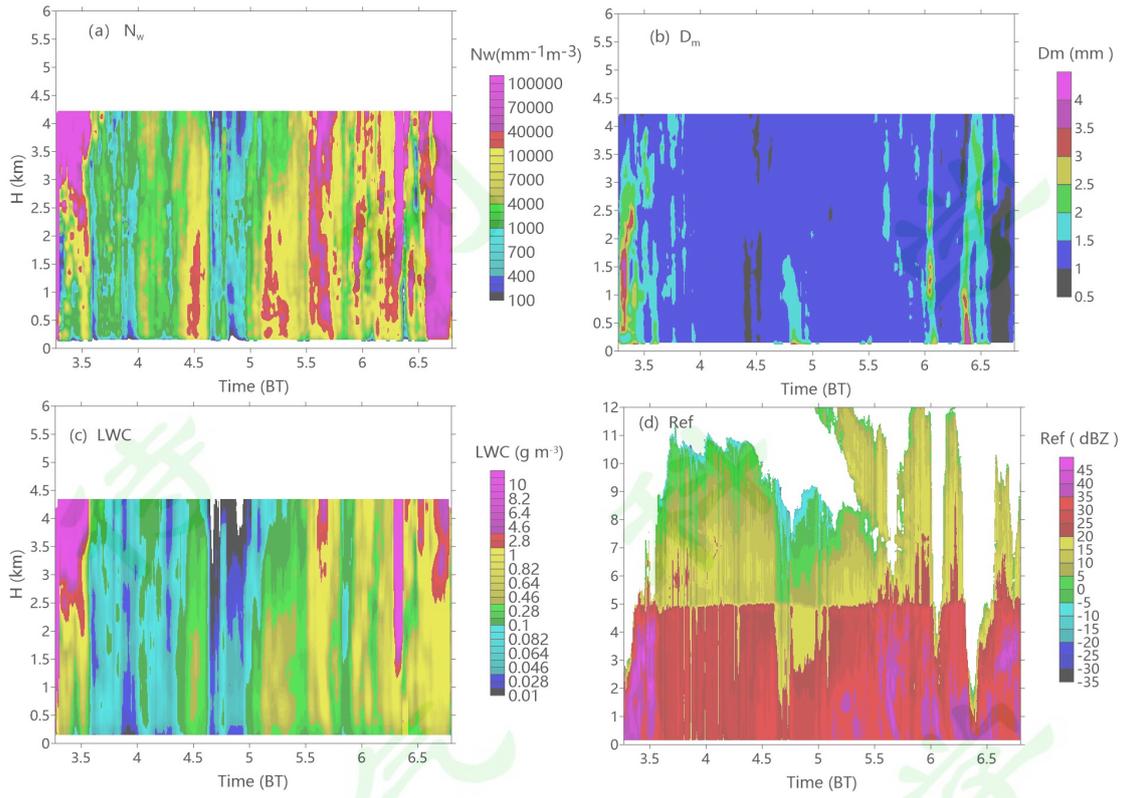


568  
569

570 图 8 2020 年 6 月 8 日 03: 16-06: 48 时段 ST (Ka) 反演的 Vair 驱动 DWR-SZ  
571 方法反演得到的 (a)  $N_w$ , (b)  $D_m$ 、(c) LWC 和 (d) 订正后的回波强度的时间-高度图  
572

573 **Fig. 8** Time–height figures of (a)  $N_w$ , (b)  $D_m$ 、(c) LWC and (d) retrieved attenuation  
574 corrected Ka reflectivity by DWR-SZ drove by the Vair from DWR algorithm during  
575 0316-0648 BJT on 8 June 2020

576  
577

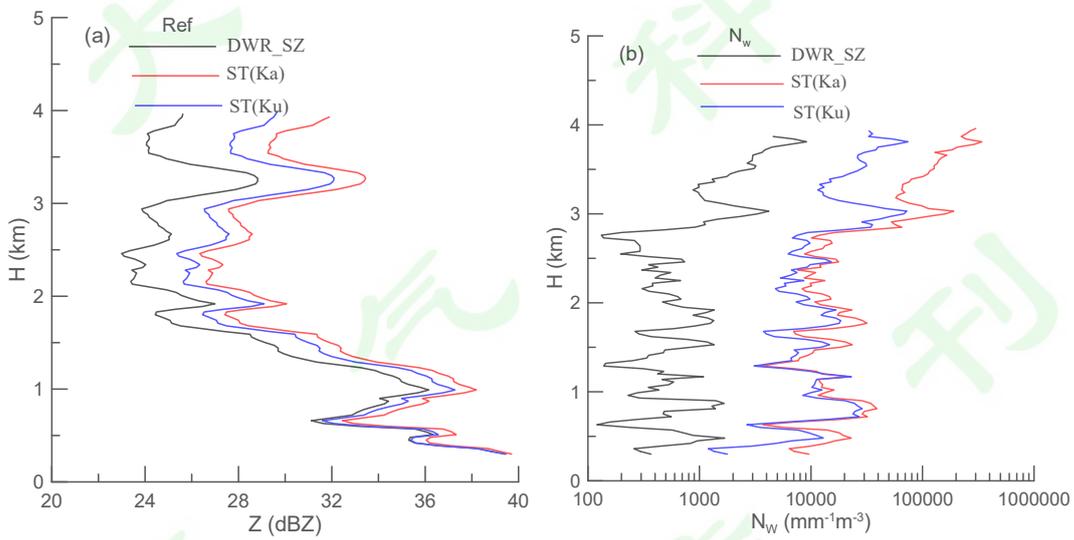


578

579 图9 与图7类似，只是采用 ST (Ku) 反演的 Vair

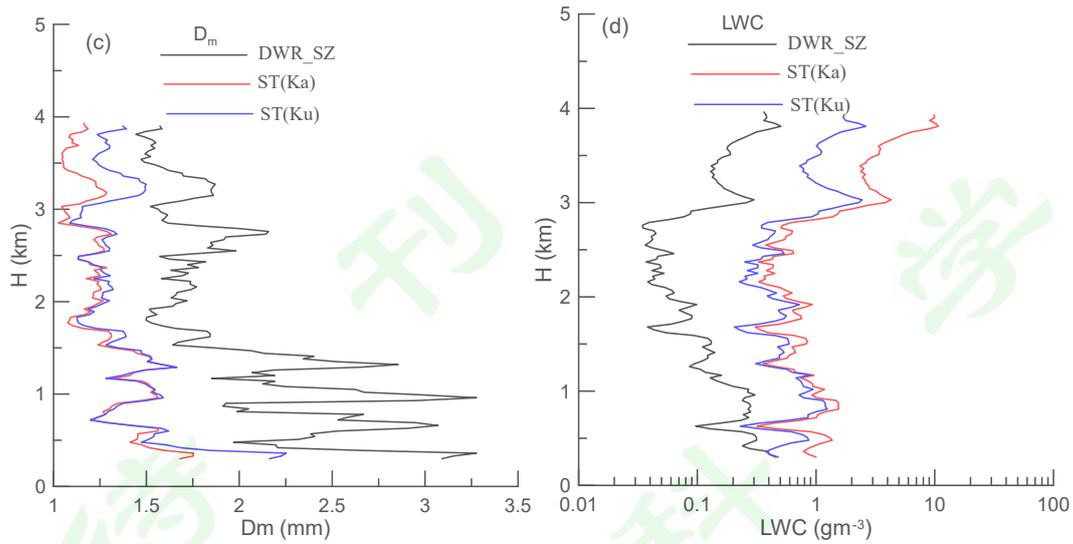
580 Fig. 9 The same as Fig. 7, but drove by Vair from ST(Ku)

581



582

583



584

585 图 10 采用 DWR-SZ、ST (Ka) 和 ST (Ku) 方法得到的 Vair 计算得到的 2020

586 年 6 月 8 日 0605BT (a) 回波强度、(b)  $N_w$ 、(c)  $D_m$  和 (d) LWC 廓线的比较。

587 **Fig. 10** (a)  $Z$ , (b)  $N_w$ , (c)  $D_m$  and (d) LWC profiles retrieved by DWSZ with Vair

588 from DWR-SZ, ST (Ka) 和 ST (Ku)

589