

机载 220 GHz 云雷达衰减订正模拟试验

杨 敏¹, 黄兴友², 闫文辉², 王 平³, 丁 霞³, 王海涛³

(1. 江苏省气象探测中心, 江苏 南京 210009; 2. 南京信息工程大学 大气物理学院, 江苏 南京 210044;
3. 上海无线电设备研究所, 上海 201109)

摘 要: 针对 220 GHz 云雷达回波信号的衰减问题, 结合典型云滴谱和云参数, 对水云和冰云模拟取样 2 100 次, 应用离散偶极子近似法计算了 220 GHz 云雷达探测云滴粒子的衰减系数 k_e 和雷达反射率因子 Z 的关系。在考虑大气和云对 220 GHz 云雷达信号衰减的基础上, 对水云和冰云的机载 220 GHz 雷达回波强度进行了数值模拟, 根据得到的 k_e - Z 关系, 进行衰减订正的模拟试验。结果表明: 水滴云比冰晶云的衰减系数大 2~3 个数量级; 相对于小粒子的水云和冰云, 大气吸收是造成机载 220 GHz 云雷达衰减的主要原因。高频段的雷达信号在传播路径上的衰减非常明显, 本研究中给出的 k_e - Z 关系适用于 220 GHz 频率雷达的云衰减订正计算。

关键词: 机载 220 GHz 云雷达; k_e - Z 关系; 衰减订正; 离散偶极子近似; 六棱柱冰晶

中图分类号: P 413

文献标志码: A

DOI: 10.19328/j.cnki.1006-1630.2020.06.012

Attenuation Correction Simulations for Airborne 220 GHz Cloud Radar

YANG Min¹, HUANG Xingyou², YAN Wenhui², WANG Ping³, DING Xia³, WANG Haitao³

(1. Jiangsu Meteorological Observation Centre, Nanjing 210009, Jiangsu, China; 2. School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, Jiangsu, China;
3. Shanghai Radio Equipment Research Institute, Shanghai 201109, China)

Abstract: Aiming to the attenuation problem of the 220 GHz cloud radar signal, typical cloud droplet spectrum and cloud parameters are used to make 2 100 simulated samplings of water cloud and ice cloud, and then the relationship between radar reflectivity factor Z of cloud and the attenuation coefficient k_e is calculated by employing discrete-dipole approximation algorithm. Considering the fact that the attenuation of the 220 GHz cloud radar signal by the atmosphere and clouds, numerical simulation is performed on the airborne 220 GHz radar echoes intensity of water clouds and ice clouds. Based on the obtained k_e - Z relationship, simulation tests of attenuation correction are performed. Results show that the attenuation coefficient of the water-droplet cloud is 2~3 orders of magnitude larger than that of the icecrystal cloud. Compared with small particles of water-droplet and ice-crystal, atmospheric absorption is the main reason for the attenuation of an airborne 220 GHz cloud radar. The attenuation of high-frequency radar signals on the propagation path is very obvious, and the k_e - Z relationship given in this study is suitable for the cloud attenuation correction calculation of 220 GHz frequency radar.

Key words: airborne 220 GHz cloud radar; k_e - Z relationship; attenuation correction; discrete dipole approximation; hexagonal prism ice crystal

0 引言

云是地球气候系统中重要且复杂的组成部分, 由悬浮在空气中的微小水滴和形状复杂的冰晶组

成。通过与太阳和地面辐射的相互作用, 云影响着地球-大气系统的能量平衡^[1]。云的形成和发展与大气中的水循环息息相关, 在调节地球气候方面发

收稿日期: 2019-05-15; 修回日期: 2019-09-12

基金项目: 国家自然科学基金(41475034); 国家重点研发计划(2018YFC1506102); 上海航天科技创新基金(SAST2016060)

作者简介: 杨 敏(1992—), 女, 硕士, 主要研究方向为气象雷达资料处理及应用。

通信作者: 黄兴友(1965—), 男, 博士, 教授, 主要研究方向为雷达气象学。

挥着至关重要的作用^[2]。

在 300 GHz 以下的毫米波波段, 35 GHz 和 94 GHz 的雷达通常为地基雷达^[3-4]、船载和机载雷达^[5]。94 GHz 雷达因体积小, 也用作 CloudSat 的星载测云雷达^[6], 结合其他 NASA A-Train 星载传感器数据, CloudSat 观测结果提供了独特的全球云层和降水结构的全局视图, 为地球水循环研究提供了方便^[7]。即将到来的欧洲空间局地球-云-气溶胶和辐射探测器(EarthCARE)将加强对云和辐射的探测, 并搭载了一台 94 GHz 雷达。但是, 对于云中的小粒子, 94 GHz 雷达的探测灵敏度仍然不够, 需要更短波长的雷达。过去只有少数云雷达样机工作在 140~215 GHz 的频率^[8-10], 随着微波技术的进步^[11], G 频段(110~300 GHz)雷达发展及相关应用得到了关注和重视。AN^[12]探讨了 220 GHz 雷达系统及信号衰减; BATTAGLIA 等^[13]探讨了 G 波段雷达与较低频率雷达联合反演云微物理特性的可行性; 吴举秀等^[14]计算了非球形冰晶在 94/220 GHz 毫米波的散射特性。

220 GHz 云雷达波长更短, 理论上能够探测到尺度更小的冰云精细结构^[9, 15], 并且毫米波雷达对布拉格散射和地面杂波敏感性较低, 探测受到的干扰少^[5]。

虽然 220 GHz 毫米波雷达具有体积小、探测效率高的优势, 但高频率的雷达信号在传播路径上会受到大气气体和云滴粒子的强烈衰减^[5], 使得雷达观测到的云体回波强度低于真实强度, 不仅造成了数据的不准确以及定量应用的误差, 也降低了雷达对薄云的探测能力。因此, 使用频率为 220 GHz 的云雷达, 必须要考虑大气和云层的衰减作用, 并对雷达回波数据进行衰减订正, 否则回波数据明显偏弱。

目前国内对 220 GHz 云雷达的研究较少, 还没有投入业务使用的 220 GHz 云雷达及其探测的云回波数据, 针对该频段的信号衰减订正研究也很少。因此, 本文利用离散偶极子近似法(Discrete Dipole Approximation, DDA)计算水云和冰云在 220 GHz 频段的衰减截面, 建立了该频段云雷达探测水云和冰云的衰减系数 k_e 与雷达反射率因子 Z 的关系式; 利用典型的非降水云特征数据, 模拟了 220 GHz 雷达的回波数据, 考虑大气和云层对雷达信号的衰

减, 对模拟的回波数据进行了衰减订正试验。

1 机载 220 GHz 雷达测云与衰减订正理论

1.1 大气气体对 220 GHz 云雷达的衰减

大气中氧气和水汽等气体分子的尺度远小于微波波长, 气体分子对雷达电磁波的散射作用可以忽略, 衰减主要是由于吸收造成的。微波波段(0.3~300 GHz)范围内主要有 4 个大气吸收窗口(衰减频谱中的最小值), 它们位于大约 35 GHz(Ka 波段)、94 GHz(W 波段)、140 GHz(G 波段)、215 GHz(G 波段)^[16]。在 G 波段内, 衰减主要由水汽吸收引起, 特别是 183 GHz 吸收线附近的宽谱区。

LIEBE^[16]建立了适用于 100 km 高度以下、1~1 000 GHz 频率范围内的大气吸收计算模式。该模式考虑了 44 条较强的氧气吸收线、29 条较强的水汽吸收线及其他因素。大气吸收系数 k_a (单位 dB/km) 表示为

$$k_a = 0.182fN''(f) \quad (1)$$

$$N''(f) = N_c'' + \pi \sum_i (SF)''_i \quad (2)$$

式中: f 为频率, 单位为 GHz; N'' 为大气复折射率虚部, 单位为 1×10^{-6} ; $N''(f)$ 为大气气体吸收, 是连续吸收 N_c'' 和谱线吸收 SF'' 之和。在 30 km 以下, 大气气体连续吸收 N_c'' 主要是由于水汽红外谱段的强吸收谱线的远翼吸收 N_v'' 和干空气非共振吸收 N_d'' 造成, 即

$$N_c'' = N_v'' + N_d'' \quad (3)$$

$$N_v''(f) = (b_t p + b_e e \theta^3) f e \theta^{2.5} \quad (4)$$

$$N_d''(f) = f p \theta^2 \cdot 2a_0 \left\{ \alpha_0 \left[1 + \left(\frac{f}{\alpha_0} \right)^2 \right] \left[1 + \left(\frac{f}{60} \right)^2 \right] \right\}^{-1} + f p \theta^2 \cdot a_p p \theta^{2.5} \quad (5)$$

式中: p 为干空气气压, 单位 kPa; e 为水汽压, 单位为 kPa; $\theta = 300/T$, T 为大气温度, 单位为 K; α_0 为谱线宽度, 单位为 GHz; b_t 、 b_e 、 a_0 、 a_p 为连续系数, 取值分别为 $b_t = 1.40 \times 10^{-6}$, $b_e = 5.41 \times 10^{-5}$, $a_0 = 3.07 \times 10^{-4}$, $\alpha_0 = 5.6 \times 10^{-3} (p + 1.1e) \theta^{0.8}$, $a_p \approx 1.4 \times (1 - 1.2f^{1.5} \times 10^{-5}) \times 10^{-10}$ 。在 30 km 高度以上, 连续吸收可以忽略不计。

为直观了解大气气体对雷达电磁波的衰减,如图 1(a)所示,给出了 1~350 GHz 的电磁波信号在标准大气 0 km 高度 ($P=101.325$ kPa、 $T=288.15$ K) 处不同相对湿度情况下的大气吸收谱。

如图 1(b)所示,则是 1~350 GHz 频段信号在

0 km 高度, $P=101.325$ kPa、 $RH=50\%$ 以及不同温度 ($T=308.15$ K (夏日)、 $T=288.15$ K (标准大气)、 $T=268.15$ K (冬日)) 情况下的大气吸收谱。分析图 1 可以发现,温/湿度越高,大气衰减系数越大。

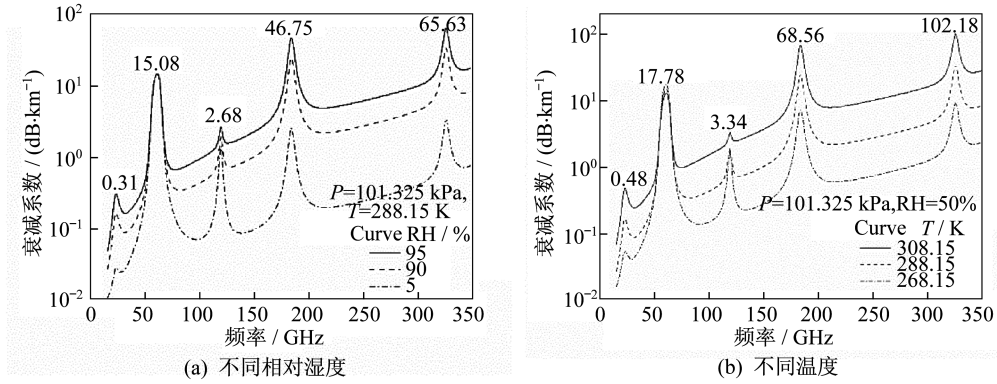


图 1 大气衰减系数随频率变化图

Fig.1 Atmospheric attenuation coefficient with frequency

以美国标准大气参数(1976年)大气为参考,利用 LIEBE 模式计算出从大气层顶到近地面的大气层对 220 GHz 电磁波的大气吸收系数 k_a 和单程路径积分衰减 k_{sum} ,从 20 km 高度处至近地面层的结果如图 2(a)所示,相应的大气温湿廓线如图 2(b)所示。分析图 2 可得,气体对电磁波的衰减随着大气高度

的减小而逐渐增加,因为水汽富集于大气底部,使衰减变大。

从大气层顶到近地面,220 GHz 的双程路径衰减约为 6.2 dB,因此,机载高频段雷达不适宜探测水汽富集区或者衰减严重的近地面层,信号的衰减非常显著。

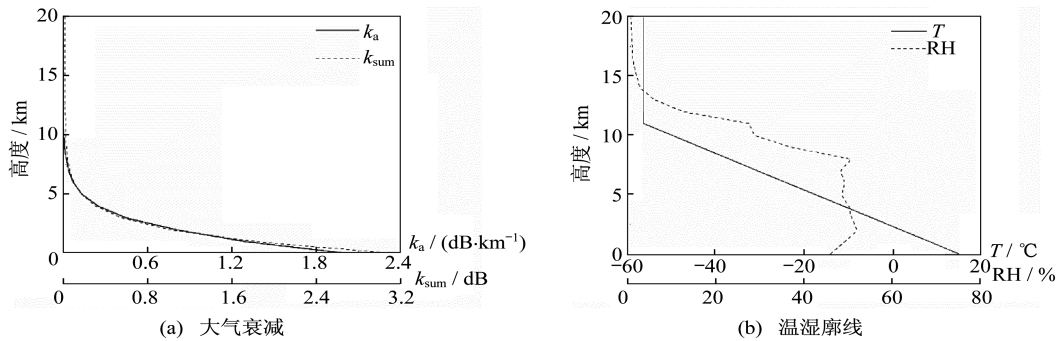


图 2 220 GHz 雷达信号大气衰减情况

Fig.2 Atmospheric attenuation of 220 GHz radar signals

1.2 云滴对雷达电磁波的衰减

根据毫米波雷达的探测理论^[17],回波信号的功率为

$$P_r(R) = \frac{C}{R^2} Z_r(R) \tau(R) \quad (6)$$

式中: R 为目标物到雷达的距离; C 为雷达常数;

$Z_r(R)$ 为距离 R 处目标物的雷达反射率因子; $\tau(R)$ 为雷达站点与 R 距离目标物之间的双程透过率。雷达反射率因子 Z_r 等于每立方米体积内所有云粒子(假设每个云粒子都是球形)直径的 6 次方之和,即

$$Z_r = \int_0^\infty n(D) D^6 dD \quad (7)$$

式中: $n(D)$ 为云滴谱分布函数(单位体积内直径介于 $[D, D+dD]$ 范围内的云滴个数); D 为粒子的直径。

云滴群的衰减系数为

$$k_c = \int_0^{\infty} n(D) Q_t(D) dD \quad (8)$$

式中: $Q_t(D)$ 为直径为 D 的单个云滴的衰减截面,等于云滴的吸收截面 $Q_a(D)$ 和散射截面 $Q_s(D)$ 之和。球形以及非球形粒子的衰减截面都可以利用DDA算法^[18-19]计算得到。

1.3 实测雷达反射率因子

路径上的双程透过率为

$$\tau(R) = \exp \left\{ -2 \int_0^R k(r) dr \right\} \quad (9)$$

式中: k 为衰减系数,为大气气体吸收系数 k_a 和云衰减系数 k_c 之和,单位为 km^{-1} 。

由于存在衰减,雷达测量的雷达反射率因子 Z_m 与实际雷达反射率因子 Z_r 之间有以下关系:

$$Z_m(R) = Z_r(R) \cdot \tau(R) \quad (10)$$

根据大气的温度、气压、湿度数据以及雷达的工作频率,利用LIEBE模式可以计算出路径上的大气吸收系数 k_a 。由式(8)计算得到云粒子衰减系数 k_c ,就可以由式(9)得到路径透过率 τ ,结合雷达反射率因子真值 Z_r 和式(10),得到实测回波强度模拟值 Z_m 。

1.4 衰减订正算法设计

由式(10)可得

$$Z_r(R) = \frac{Z_m(R)}{\tau(R)} \quad (11)$$

根据雷达回波实际测量值 Z_m 和透过率 τ 获得雷达反射率因子 Z_r 的过程称为衰减订正。由于实际探测中缺少云滴谱参数,因此,无法由式(8)计算得到 k_c 。一般认为,雷达反射率因子 Z 和云的衰减系数 k_c 之间存在如下关系^[20-21]:

$$k_c = aZ^b \quad (12)$$

式中: k_c 和 Z 的单位分别为 $\text{dB} \cdot \text{km}^{-1}$ 和 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$; a 、 b 为回归系数。

这样由LIEBE模式计算出雷达探测路径上的气体衰减系数 k_a ,由经验关系式(12)得到云粒子衰减系数 k_c ,就可以由式(9)得到路径透过率 τ ,结合雷达探测到的 Z_m ,利用式(11)得到实际的雷达反射率

因子 Z_r 的估计值,记为 Z_c ,即实现雷达反射率因子的衰减订正。

2 雷达回波模拟衰减订正

2.1 云区 k_c - Z 关系

云滴谱信息与云型、云层不同位置、云的不同发展阶段以及温度、大气层结等情况有关,实际观测的云粒子特征值起伏很大。根据国内外的统计结果,水云、冰云的滴谱可用 Γ 分布来描述^[22]:

$$n(D) = N_0 D^\mu \exp(-\beta D) \quad (13)$$

式中: N_0 为云粒数密度有关的参数; μ 为滴谱形状参数; β 为斜率因子。一般可以假定云滴谱为 $\mu=0$ 的伽马分布,即指数分布^[23],这样更方便处理。

云滴谱参数 N_0 和 β 由单位体积内的液(冰)水含量 $M(\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$ 和云滴总数 $N(\text{cm}^{-3})$ 决定,即

$$M = \int_0^{\infty} \frac{4\pi}{3} \left(\frac{D}{2} \right)^3 \rho_c n(D) dD = \frac{\pi \rho_c N_0}{\beta^4} \quad (14)$$

$$N = \int_0^{\infty} n(D) dD = \frac{N_0}{\beta} \quad (15)$$

式中: ρ_c 为云滴的密度, $\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。

联立式(14)和式(15)可得

$$\begin{cases} N_0 = N \left(\frac{\pi \rho_c N}{M} \right)^{1/3} \\ \beta = \left(\frac{\pi \rho_c N}{M} \right)^{1/3} \end{cases} \quad (16)$$

云内液(冰)水含量 M 和粒子数浓度 N 是由粒子相态、质量密度和尺度谱决定的总体特征量,可以根据观测统计的典型云参量来分别模拟水云和冰云对机载220 GHz雷达信息的衰减情况。

LIU^[1]总结了6种云的典型云参数,对于层状云其粒子数浓度 N 在 $200 \sim 400 \text{ cm}^{-3}$,液态水含量 M 在 $0.09 \sim 0.66 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。DAVID^[24]通过文献综述对卷云参数(中心高度、厚度、冰相粒子数浓度、含水量)的典型值和范围进行了归纳,所涉及卷云的纬度范围为南北纬 $5^\circ \sim 65^\circ$ 。他们总结的云内冰水含量为 $10^{-4} \sim 1.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,典型值为 $0.025 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$;冰相粒子数浓度为 $10^{-7} \sim 10 \text{ cm}^{-3}$,典型值为 0.03 cm^{-3} ;云层中心高度是 $4 \sim 20 \text{ km}$,典型值为 9 km 。

张培昌等^[17]总结了一般非降水云的含水量都小于 $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,层状云含水量为 $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$,卷

云的含水量为 $10^{-4} \sim 1.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, 但个别对流云的含水量会超过 $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。牛生杰等^[25]、李照荣等^[26]、黄梦宇等^[27-28]对中国不同地区的非降水云进行了观测和研究, 观测中 N 最大值可以超 800 cm^{-3} , 最小值约为 10 cm^{-3} , 观测到的非降水云含水量 M 则一般在 $10^{-4} \sim 1.8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。南方及低纬地区的云中含水量较大, 在雨层云和层积云的对流泡中含水量可高达 $2 \sim 3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[29]。

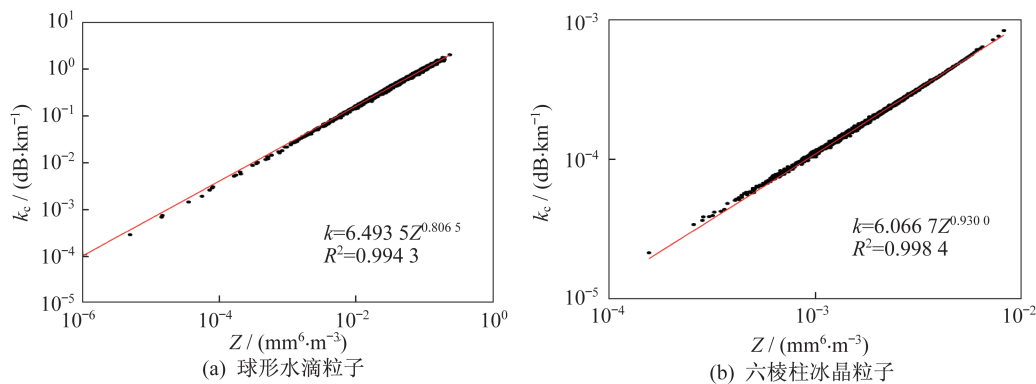
参照中国地区的观测情况^[25-32], 水云含水量 M 和粒子数浓度 N 的取值分别为 $10^{-4} < M < 1 (\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$ 和 $10 < N < 1000 (\text{cm}^{-3})$; 冰云的冰水含量 M 和粒子数浓度 N 的取值则为 $10^{-4} < M < 10^{-1} (\text{g} \cdot \text{m}^{-3})$ 和 $10^{-4} < N < 10 (\text{cm}^{-3})$ 。在上述范围内, 按照正态分布 M (水云) $\sim n(0.5, 0.2^2)$ 、 N (水云) $\sim n(500, 120^2)$ 和 M (冰云) $\sim n(0.01, 0.002^2)$ 、 N (冰云) $\sim n(5, 1.2^2)$ 分别模拟取样 2 100 次 (代表 2 100 种不同情况下的非降水云

滴谱), 代入式(7)和式(8)计算每种情况下的 Z 、 k_c 值 (在所有计算中, Z 的单位 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$, k_c 的单位 $\text{dB} \cdot \text{km}^{-1}$), 然后按照式(12)统计得到系数 a 、 b , 并给出决定系数 R^2 来表示 k_c - Z 的统计相关性, 见表 1。

表 1 云滴 $k_c=aZ^b$ 参数Tab.1 Parameters in $k_c=aZ^b$ of clouds

云区类型	水云区	冰云区
a	6.493 5	0.066 7
b	0.806 5	0.930 0
R^2	0.994 3	0.998 4

冰晶形状受环境温、湿特性的调制, 形状复杂多变, 本文模拟研究中以冰云中常见的六棱柱冰晶近似^[22], 密度取 $0.917 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。利用 220 GHz 雷达探测液态球形云滴和六棱柱冰云时的 k_c - Z 关系和决定系数 R^2 如图 3 所示。

图 3 云滴 k_c - Z 关系Fig.3 k_c - Z relationship in clouds

2.2 模拟结果与分析

机载雷达垂直向下探测时, 雷达观测量在空间上与确定的径向距离段 (即库) 对应。取库分辨率为 $\Delta R = 100 \text{ m}$, 离雷达最近的为第 1 库 (称为库 1), 库 1 回波值取决于从雷达向外 100 m 距离内的回波积分值, 其他各库回波值依次类推^[32]。

2.2.1 水云

取水云的特征参数分别为情况 1 (case1): $N = 293 \text{ cm}^{-3}$, $M = 0.33 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, H (云层厚度) = 1 km (此 N 、 M 值为云中回波最大处的数浓度和液态含水量

值, 下同), case1 为淡积云的典型特征参数^[1]。为了了解云中液态含水量 M 、云滴数浓度 N 以及云厚对衰减订正效果的影响, 设置 case1 的 3 组对照试验^[32], 分别为情况 2 (case2): $N = 293 \text{ cm}^{-3}$, $M = 0.66 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H = 1 \text{ km}$; 情况 3 (case3): $N = 586 \text{ cm}^{-3}$, $M = 0.66 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H = 1 \text{ km}$; 情况 4 (case4): $N = 293 \text{ cm}^{-3}$, $M = 0.33 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H = 2 \text{ km}$ 。与 case1 相比较, case2 中 N 和 H 不变, 但 M 增大, 相当于 case1 中的小滴变大滴, 成为浓积云; case3 中的 N 和 M 都是 case1 的 2 倍, H 不变, 相当于小滴较多的浓积云; case4 中 N 和 M 不变但 H 增大, 相当于 case1 中的典型淡积云云层变厚。这 4 组实验主要用于模拟计算 220 GHz 机载云雷达下视探测非降水液相云滴时雷达反射率因子的衰减

情况以及其订正效果。计算中, case2 假定 N 不随高度变化, M 在云层中部最大, 按照一定的梯度减小, 在云顶和云底处最小; case3 在 case2 的基础上假定 N 在云层中部最小, 按照一定的梯度增大, 在云顶和云底处最大; case4 则是增加模拟库数, 假定 M 在云层中部最大, 按照一定的梯度减小, 在云顶和云底处最小, 而 N 在云层中部最小, 按照一定的梯度增大, 在云顶和云底处最大。

如图 4 所示, 由于衰减作用, $Z_m < Z_r$, 同样的 Z_r , 离雷达越远则 Z_m 越小; 订正后的回波强度 Z_c 基本接近真实值 Z_r ; 云层中上部相较于下部订正效果较好。由 LIEBE 模式计算可得大气在 1 km 云层底部处对电磁波的双程衰减累积约为 4.40 dB, 在 4 个个例中

衰减占比都达到 70% 以上。所以雷达探测低层淡积云时, 大气吸收是造成雷达电磁波衰减的主要原因。

在典型淡积云 case1 中, 云滴对电磁波的双程衰减累积为 0.54 dB, 云层下部出现略微的订正不足; case2 中, 由于云中水滴增多、小滴减少, 雷达回波增强, 云滴对电磁波的双程衰减累积为 1.77 dB, 云层中下部出现明显的订正不足; case3 中, 由于云中水滴减小、小滴增多, 雷达回波较 case2 减小, 云滴对电磁波的双程衰减累积为 1.06 dB, 云层中下部出现较明显的订正不足; case4 中, 云的厚度增加使得云滴对电磁波的双程衰减累积为 case1 的 2 倍, 云层中下部较 case1 订正误差也变大。

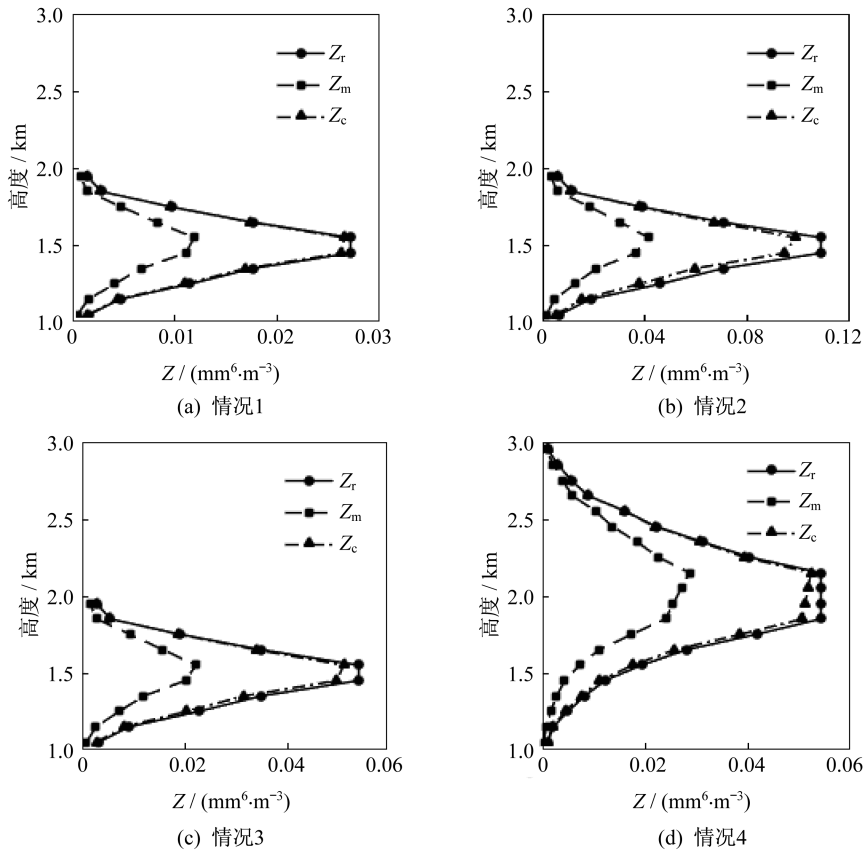


图 4 不同情况下的水云雷达反射率因子衰减与订正模拟

Fig.4 Water cloud radar reflectivity factor attenuation and correction simulation in different cases

为了更好地评估订正效果, 记各高度上的 Z_r 与 Z_m 之差为衰减误差 (单位为 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$), 其统计量均方根误差为

$$R_{\text{MSE}, m} = \sqrt{\sum_{i=1}^{s-t+1} (Z_r^i - Z_m^i)^2 / (s-t+1)} \quad (17)$$

式中: t, s 分别为云顶和云底处回波库数的序号;

$R_{\text{MSE}, m}$ 为云层整体由于衰减导致的误差。

同样地, 记各高度上的 Z_r 与 Z_c 之差为订正误差 (单位为 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$), 其统计量均方根误差 (云层整体衰减订正的效果) 为

$$R_{\text{MSE}, c} = \sqrt{\sum_{i=1}^{s-t+1} (Z_r^i - Z_c^i)^2 / (s-t+1)} \quad (18)$$

分别计算 4 个个例下的订正效果,统计量见表 2。

表 2 水云雷达反射率因子衰减订正效果的评估

Tab. 2 Evaluation of attenuation correction effect of water cloud radar reflectivity factor

均方根误差/ ($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)	模拟个例			
	case1	case2	case3	case4
$R_{\text{MSE},m}$	0.008 9	0.039 4	0.018 6	0.007 8
$R_{\text{MSE},c}$	0.000 4	0.007 1	0.002 2	0.000 8

由表 2 可知:由于衰减,case1 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $0.008\ 9\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.000\ 4\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$;case2 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $0.039\ 4\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.007\ 1\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$;case3 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $0.018\ 6\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.002\ 2\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$;case4 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $0.007\ 8\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.000\ 8\ \text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ 。由 4 个模拟个例来看,液水含量增加、云层加厚都使衰减增强;但在云水含量不变、云粒子数浓度变大时,衰减则会减弱,经过订正后数据质量得到明显改善。

2.2.2 冰云

卷云的特征参数分别设置为 case1: $N=1\ \text{cm}^{-3}$, $M=0.01\ \text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H=1\ \text{km}$,卷云高度取其典型值为 $9\ \text{km}$ 。同样地,设置 case1 的 3 组对照试验,分别为 case2: $N=1\ \text{cm}^{-3}$, $M=0.02\ \text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H=1\ \text{km}$; case3: $N=2\ \text{cm}^{-3}$, $M=0.02\ \text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H=1\ \text{km}$; case4: $N=1\ \text{cm}^{-3}$, $M=0.01\ \text{g} \cdot \text{m}^{-3}$, $H=2\ \text{km}$ 。这 4 组实验主要用于模拟计算 $220\ \text{GHz}$ 机载云雷达下视探测高空卷云时雷达反射率因子的衰减情况以及其订正效果。

如图 5 所示, Z_r 、 Z_m 和 Z_c 三个趋势线几乎是重合的,对于高空卷云,大气和冰相云滴对雷达电磁波造成的衰减很小,底高在 $8.5\ \text{km}$ 高度处的卷云层对电磁波的双程衰减累积约为 $0.036\ \text{dB}$,在 4 个个例中衰减占比都达到 72% 以上。case1 中,云滴对电磁波的双程衰减累积为 $2.12 \times 10^{-5}\ \text{dB}$,与大气吸收造成的衰减相比,冰云造成的衰减可以忽略; case2 中,由于云中水滴增多、小滴减少,雷达回波增强,云滴对电磁波的双程衰减累积为 $0.014\ \text{dB}$; case3 中,由于云中水滴减小、小滴增多,雷达回波较 case2 减小,云滴对电磁波的双程衰减累积为 $0.005\ \text{dB}$; case4 中,回波强度不变,但云的厚度增加使得云滴对电磁波的双程衰减累积为 case1 的 2 倍。

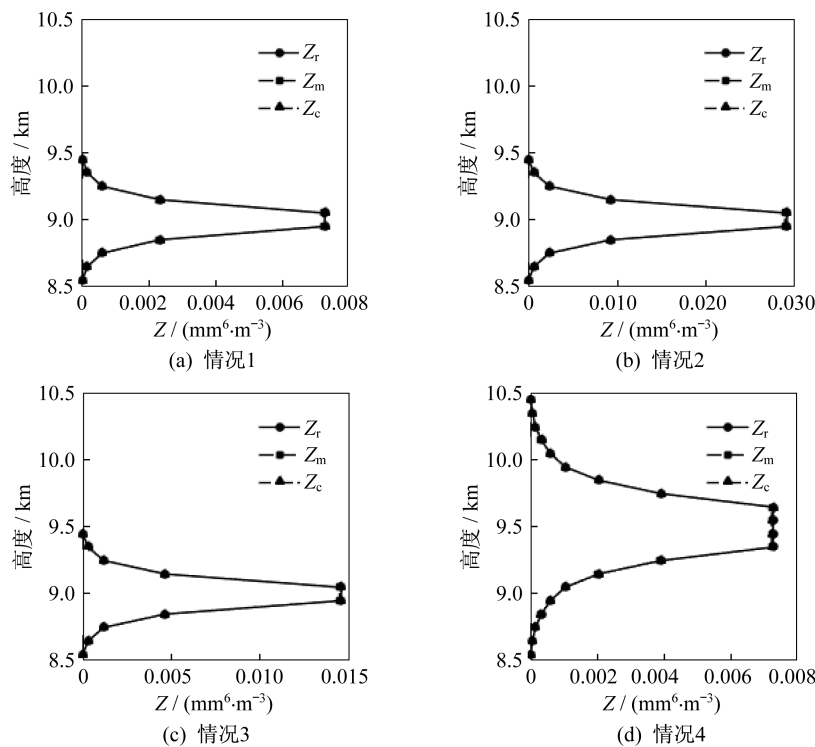


图 5 不同情况下的冰云雷达反射率因子衰减与订正模拟

Fig.5 Ice cloud radar reflectivity factor attenuation and correction simulation in different cases

由表 3 可知:由于衰减,case1 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $1.97 \times 10^{-5} \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $1.98 \times 10^{-7} \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$;case2 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $0.039 4 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.007 1 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$;case3 平均每个库数的雷达回波强度约减小 $0.018 6 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.002 2 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$;case4 平均每

个库数的雷达回波强度约减小 $0.007 8 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$,经过衰减订正后约减小 $0.000 8 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ 。结合图 5 的结果,与水云结果类似,冰水含量增加、云层加厚都使衰减增强;但在冰水含量不变、数浓度变大时,衰减则会减弱。对于高空卷云,大气和冰相云滴对雷达电磁波造成的衰减十分有限,相较于大气吸收,卷云粒子对电磁波的衰减几乎可以忽略。

表 3 冰云雷达反射率因子衰减订正效果的评估

Tab.3 Evaluation of attenuation correction effect of ice cloud radar reflectivity factor

均方根误差/($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$)	模拟个例			
	case1	case2	case3	case4
$R_{\text{MSE},m}$	1.97×10^{-5}	1.10×10^{-4}	4.50×10^{-5}	1.86×10^{-5}
$R_{\text{MSE},c}$	1.98×10^{-7}	2.95×10^{-5}	4.91×10^{-6}	2.42×10^{-6}

3 结束语

根据机载毫米波雷达下视探测的情况,考虑大气和云对雷达信号的衰减,对 220 GHz 云雷达探测的回波强度进行了衰减订正的模拟试验,主要得到以下结论:

1) 由于大气和云层的衰减,220 GHz 云雷达探测的云回波较弱,需要进行衰减订正;

2) 相同雷达反射率因子情况下,水滴云比冰晶云的衰减系数大 2~3 个数量级;

3) 液水或冰水含量增加、云层加厚都使衰减增强,但在含水量不变、云滴数浓度变大时,云层的衰减会减弱;

4) 相对于小粒子的水滴云和卷云,大气气体吸收是造成 220 GHz 云雷达回波衰减的主要原因;

5) 220 GHz 的雷达适合于极地区和大气水汽含量少的高纬度(高海拔)地区的探测,也适合机载平台和星载平台的下视探测。

利用机载 220 GHz 毫米波雷达探测云层特性是当前国内雷达遥感观测的前沿课题。本文参照中国非降水云滴谱的外场观测资料,计算得到的水云和冰云的 k_e -Z 关系,可用于 220 GHz 雷达的数据衰减订正。从云滴谱和气体吸收两个方面研究了 220 GHz 雷达信号的路径衰减和订正问题,给出了相应的计算方案和公式。所采用的研究方法和得到的结论可以推广到其他波段,特别是毫米波段雷达的衰减处理,促进雷达数据的应用。

参考文献

- [1] LIOU K N, DAVIES R. Radiation and cloud processes in the atmosphere [J]. Physics Today, 1993, 46(9): 66-67.
- [2] STEVENS B, FEINGOLD G. Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system [J]. Nature, 2009, 461(7264): 607-613.
- [3] ACKERMAN T P, STOKES G M. The atmospheric radiation measurement program [J]. Physics Today, 2003, 56(1): 39-44.
- [4] MATHER J H, VOYLES J W. The arm climate research facility: a review of structure and capabilities [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94(3): 377-392.
- [5] KOLLIAS P, CLOTHIAUX E E, MILLER M A, et al. Millimeter-wavelength radars: new frontier in atmospheric cloud and precipitation research [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2007, 88(10): 1608-1624.
- [6] STEPHENS G L, VANE D G, TANELLI S, et al. CloudSat mission: performance and early science after the first year of operation [J]. Agu Jgr, 2008, 113 (D8): 2036-2044.
- [7] BERG W, L'ECUYER T, HAYENS J M, et al. The distribution of rainfall over oceans from spaceborne radars [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2010, 49(3): 535-543.
- [8] NEMARICH J, WELLMAN R J, LACOMBE J. Backscatter and attenuation by falling snow and rain at 96, 140, and 225 GHz [J]. IEEE Transactions on

- Geoscience and Remote Sensing, 1988, 26 (3) : 319-329.
- [9] MEAD J B, MCINTOSH R E, VANDEMARK D, et al. Remote sensing of clouds and fog with a 1.4-mm radar [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1989, 6(6): 1090-1097.
- [10] WALLACE H B. Millimeter-wave propagation measurements at the ballistic research laboratory [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1988, 26(3): 253-258.
- [11] JAMNEJAD V, LONG E, DURDEN S. Design of a quasi optical transmission line for cloud and precipitation radar system of ACE mission [C]//IEEE Aerospace Conference. 2015. DOI: 10.1109/AERO.2015.7119133.
- [12] AN D W, SHANG J, WU Q, et al. Remote sensing of clouds and evaluation with a 220 GHz radar [C]//SPIE 9259, Remote Sensing of the Atmosphere, Clouds, and Precipitation. 2014. DOI: 10.1117/12.2068885.
- [13] BATTAGLIA A, WESTBROOK C D, KNEIFEL S, et al. G band atmospheric radars: new frontiers in cloud physics [J]. Atmospheric Measurement Techniques, 2014, 7(6):1527-1546.
- [14] 吴举秀, 窦芳丽, 安大伟, 等. 非球形冰晶在 94/220 GHz 毫米波的散射特性模拟计算[J]. 红外与毫米波学报, 2016, 35(3):377-384.
- [15] 李书磊, 刘磊, 高太长, 等. 太赫兹波被动遥感卷云微物理参数的敏感性试验分析[J]. 物理学报, 2016, 65 (13):94-104.
- [16] LIEBE H J. An updated model for millimeter wave propagation in moist air [J]. Radio Science, 1985, 20 (5): 1069-1089.
- [17] 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 雷达气象学[M]. 北京: 气象出版社, 2001:33-41, 82-85.
- [18] PURCELL E M, PENNYPACKER C R. Scattering and absorption of light by nonspherical dielectric grains [J]. Astrophysical Journal, 1973, 186(2): 705-714.
- [19] DRAINE B T, FLATAU P J. Discrete-dipole approximation for scattering calculations [J]. Journal of the Optical Society of America A, 1994, 11 (11) : 1491-1499.
- [20] 王振会, 滕煦, 纪雷, 等. 球形粒子毫米波 k - Z 关系研究 [J]. 气象学报, 2011, 69(6):1020-1028.
- [21] 黄兴友, 樊雅文, 李峰, 等. 地基 35 GHz 测云雷达回波强度的衰减订正研究[J]. 红外与毫米波学报, 2013, 32 (4):325-330.
- [22] BAUM B A, HEYMSFIELD A J, YANG P, et al. Bulk scattering properties for the remote sensing of ice clouds (Part I): microphysical data and models [J]. Journal of Applied Meteorology, 2005, 44(12): 1885-1895.
- [23] GOSSARD E E. Measurement of cloud droplet size spectra by doppler radar [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1994, 11(3): 712-726.
- [24] DAVID R D, LAWRENEE F R. A summary of the physical properties of cirrus cloud [J]. Journal Applied Meteorology, 1990, 29: 970-978.
- [25] 牛生杰, 何珍珍. 降水性层状云中水凝物粒子的谱分布 [J]. 高原气象, 1995, 14(1):114-120.
- [26] 李照荣, 李荣庆, 李宝梓. 兰州地区秋季层状云垂直微物理特征分析[J]. 高原气象, 2003, 22(6):583-589.
- [27] 黄梦宇, 邓兆泽, 赵春生, 等. 2005—2006 年北京云滴数浓度的飞机观测[C]//中国气象学会 2007 年年会人工影响天气科技进展与应用分会场论文集. 2007: 31-34.
- [28] 黄梦宇, 段英, 赵春生, 等. 华北地区层状云微物理特性及气溶胶对云的影响[J]. 南京气象学院学报, 2005, 28 (3):360-368.
- [29] 黄美元, 徐华英. 云和降水物理[M]. 北京: 科学出版社, 1999:33-35.
- [30] 陈万奎, 严采繁. 云中冰晶尺度谱特征与分布函数[J]. 气象, 1987, 13(11):13-17.
- [31] 樊雅文, 黄兴友, 李峰. 毫米波雷达测云个例研究[J]. 大气科学学报, 2013, 36(5):554-559.
- [32] 王振会, 纪雷, 黄兴友, 等. 机载 W 波段测云雷达回波强度衰减订正仿真研究[J]. 高原气象, 2011, 30(2): 437-444.