

球形粒子毫米波 k - Z 关系研究^{* 1}

王振会^{1,2} 滕 煦^{1,2} 纪 雷² 赵凤环²

WANG Zhenhui^{1,2} TENG Xu^{1,2} JI Lei² ZHAO Fenghuan²

1. 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044
2. 南京信息工程大学大气物理学院,南京,210044

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2. *School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2009-11-11 收稿,2010-09-06 改回.

Wang Zhenhui, Teng Xu, Ji Lei, Zhao Fenghuan. 2011. A study of the relationship between the attenuation coefficient and radar reflectivity factor for spherical particles in clouds at millimeter wavelengths. *Acta Meteorologica Sinica*, 69(6):1020-1028

Abstract Because of millimeter wavelengths close to the scale of cloud particles, more and more millimeter radar systems are used to detect cloud and small precipitation particles. When using millimeter wavelength radars, the attenuation caused by cloud and precipitation particles' scattering and absorption together with the water vapor and oxygen absorption at millimeter wavelength must be take into account. In order for the actual need of millimeter wavelengths cloud radar data processing, it is presumed that the cloud particles are sphere particles, and the cloud drop size spectra follow the K-M distribution and the rain drop size spectra follow the Gamma distribution by sampling them each for 1330 times, and by adopting the Mie scatter theory formula for computing scattering, absorbing and back-scattering cross-sections, the attenuation coefficient k and radar reflectivity factor Z are calculated for 3.2 and 8.6 mm wavelengths and the k - Z relationship is obtained. The results show that the attenuation at the 3.2 mm is 5–10 times larger than that at 8.6 mm under the same conditions of drop size spectra. The k - Z relationship coefficients are available for attenuation correction of millimeter radars, and the formulas can be applied into correction for the 3.2 and 8.6 mm radar attenuation computations.

Key words Spheric particle, Millimeter wave, k - Z relationship

摘 要 由于毫米波更接近云粒子尺度,毫米波雷达越来越多地被用来探测云粒子及尺度较小的降水粒子。但是,在使用毫米波雷达探测时,要考虑云和降水粒子散射和吸收以及大气气体吸收所造成的衰减。结合毫米波测云雷达数据处理的实际需要,研究云中衰减系数 k 与雷达反射率因子 Z 的关系。假设粒子为小球形,云、雨滴谱分别服从 K-M 分布和 Γ 分布,通过模拟取样各 1330 次,应用米散射理论计算公式,分别计算得到 W 波段(3.2 mm)与 K 波段(8.6 mm)毫米波雷达探测球形云(包括水云、冰云)和降水粒子的衰减系数 k 及雷达反射率因子 Z ,并建立 k - Z 关系的具体表达式。计算表明,在同样滴谱分布条件下,W 波段(3.2 mm)毫米波雷达的衰减要比 K 波段(8.6 mm)毫米波雷达成大 5—10 倍。本研究对毫米波雷达的衰减订正有参考价值,所给出的 k - Z 关系系数可用于 3.2 和 8.6 mm 波雷达定量测量云特征的衰减订正计算。

关键词 球形粒子,毫米波, k - Z 关系

中图法分类号 P412.25

* 资助课题:国家高技术研究发展计划 863 项目(2007AA061901)。

作者简介:王振会,主要从事大气物理和微波遥感研究。E-mail: eiap@nuist.edu.cn

1 引言

厘米波雷达定量测量降水技术在天气预报(特别是洪涝灾害预报)工作中,发挥着极为重要的作用(陈明轩等,2004;王改利等,2007)。在使用天气雷达探测降水区时,雷达回波在降水区内受到云雨粒子和大气的衰减作用,使雷达回波面积减小并造成远距离处降水的雷达回波强度偏小,为了减小衰减对雷达观测的影响,现今业务中多采用长波长(如10 cm)的雷达来测量降水。随着灾害性天气降水监测雷达网建设、逐渐注意到云的生消浓淡特征在天气预报中的重要性,人们越来越多地关注毫米波气象雷达在云探测中的应用,如 Uttal 等(1993)利用8.6 mm 波长雷达探测云的边界情况,Clothiaux 等(1995)利用3.2 mm 波长雷达探测云的宏观和微观特性。研究表明,采用空基机载或星载3.2 mm 波长云雷达可以更好地获得大范围降水云内部的垂直结构信息,如美国与加拿大的云卫星计划(Cloud-Sat)中的3.2 mm 波长云雷达 CPR(周毓荃等,2008),其与热带测雨卫星(TRMM)2.2 cm 波长测雨雷达 PR(Kummerow, et al,1998)结合使用,以获得从薄云到浓厚云的垂直结构信息。

对于一些还未形成降水的云,由于云体内云滴尺度比较小,含水量也低,所以,很难用厘米波雷达探测到,而毫米波更接近云粒子尺度。厘米波探测时要考虑地物遮挡的影响(仲凌志等,2009),Kropfli 等(1996)研究表明,毫米波受遮挡影响较小。魏重等(1985)研究也得出毫米波雷达用于探测小于100 μm 滴径的宽谱云(如层积云、中积云和高积云等)时,比厘米波具有明显的优势。所以,W 波段(3.2 mm)和 K 波段(8.6 mm)毫米波雷达越来越多地被用来探测云粒子及粒子尺度较小的降水粒子。但是,在使用毫米波雷达探测时,既要考虑云和降水粒子散射和吸收所造成的衰减作用(林海等,1984),也要考虑水汽和氧气在毫米波段的吸收作用(黄芳等,2003)。

衰减订正算法的研究多数建立在衰减系数 k (单位: Np/km) 和雷达回波强度 Z (单位: dB 或 mm^6/m^3) 之间的关系,即 $k = \alpha Z^\beta$ 关系的假设基础之上,Hitschfeld 等(1954)正是根据 k 和 Z 的乘幂关系,提出了一个衰减订正的解析解。对于 $k-Z$ 关系的计算思路,中外研究的方法大体一致,王振会等

(2000)用旋转椭球近似云、降水区内较大的液态水滴,通过模拟及取样导出了小旋转椭球粒子群旋转轴呈3种不同取向,而入射电磁波分别为水平发射水平偏振波及水平发射垂直偏振波时的衰减系数 k 与雷达反射率因子 Z 的关系及系数 α 和 β ; Testud 等(2000)在计算出 S、C、X 三个波段的 $k-Z$ 关系具体表达式的基础上,提出可以根据不同的降水类型适当调整 $k-Z$ 关系的系数 α ; Marielle 等(2001)研究了怎样利用雷达波束的非均匀回波填充理论在更远的距离范围内修正 $k-Z$ 关系的系数 α 和 β 。

本文结合中国毫米波测云雷达数据处理的实际需要,假设云中粒子为小球形,以王振会等(2000)厘米波 $k-Z$ 关系研究为基础,参照中国云、雨滴谱的观测资料,研究毫米波的球形粒子群(含小雨)衰减特征,定量计算给出3.2 mm(94 GHz)和8.6 mm(34.66 GHz)波段的云中球形粒子群的衰减系数 k 和回波强度 Z 的关系。另外,由于自然界中的冷云主要由冰晶组成,特别是高空卷云更包含了大量的冰晶,是全球气候变化的重要因子,现今中国研究者尝试利用机载 W 波段毫米波雷达实现对高空卷云中冰晶粒子的观测,考虑到实际观测中的研究需要,本文计算中同时给出了3.2 mm(94 GHz)和8.6 mm(34.66 GHz)波段雷达探测云中球形小冰晶粒子的 $k-Z$ 关系。

2 基本理论

由张培昌等(2001a),有

$$Z_M(R) = Z_r(R)\tau(R) \quad (1)$$

$$\tau(R) = \exp\left[-2\int_0^R k(R)dR\right] \quad (2)$$

式中, R 是雷达与探测目标场的距离, $Z_M(R)$ 是测量的雷达回波强度, $Z_r(R)$ 是实际雷达回波强度, $\tau(R)$ 为双程透过率。可知所谓雷达回波衰减订正就是由雷达回波强度的测量值 Z_M 计算得到实际值 Z_r 的一个估计。进行回波衰减订正,必须知道衰减系数 k 。机载毫米波雷达波在云天大气中传输时,衰减是气体分子和云粒子共同产生的,即 $k = k_{\text{air}} + k_{\text{cloud}}$ 。其中, k_{air} 是大气中气体分子的吸收衰减,可由大气温湿状态、按照 Liebe 模式(Liebe,1985)计算。 k_{cloud} 为云中云粒子群的衰减,对其研究如下。

2.1 云雨区 k 及 $k-Z$ 关系

设云雨区滴谱为 $N(D)$, $Q_r(D)$ 是直径为 D 的

单个球体的衰减截面,则衰减系数为

$$k = \int_0^{D_{\max}} N(D) Q_t(D) dD \quad (3)$$

其中, D_{\max} 为实际最大粒子的直径, 单位为 cm。在小球形粒子条件下, 雷达反射率因子(即雷达回波强度)为(张培昌等, 2001b)

$$Z = \int_0^{D_{\max}} N(D) D^6 dD \quad (4)$$

类似于对众所周知的 $Z-I$ 关系的推导, 由式(3)、(4)可得 $k-Z$ 存在如下关系(Hitschfeld, et al, 1954)

$$k = \alpha Z^\beta \quad (5)$$

式中, α, β 被确定后, 即可由雷达探测到的 Z 值估计 k 值。系数 α, β 取决于入射波波长和滴谱 $N(D)$ 。

由于云中粒子滴谱的特征与云微物理机制有着密切联系, 即使在同一块云体内, 云滴谱特征也差异很大, 中外对粒子谱分布的相关研究和观测有很多, 比较常见的是对水云、冰云、雨、雪、霰、软雹等粒子具有普适性的 Γ 分布(Clark, 1974)

$N(D) = C_1 D^\mu \exp[-(3.67 + \mu)D/D_0]$ (6)
 C_1, μ, D_0 为谱参数, 其中, μ 为形状参数, 对于特定的粒子群取不同的值:

雨滴: $-1 < \mu < 4$

云滴: $\mu = 2$

冰、雪、霰: $0 < \mu < 2$

对于雨滴谱的情况, 当 $C_1 = 0.08, \mu = 0, D_0 = 3.67/\Lambda$ 时, Γ 分布就成为 Marshall-Palmer 分布(Clark, 1974), 适用于稳定的层状云降水, 但对于云中起伏性大的降水, 其拟合结果(数浓度、特征直径、雨强等)则与实测数据差异很大。而多阶的 Γ 分布不仅与实测数据更接近且谱型亦很像, 提高了对小滴段和大滴段的拟合精度, 不仅能很好地反映层状云雨滴谱分布, 更是积雨云和积层混合云雨滴谱较为理想的表达式(陈宝君等, 1998)。因此, 用 Γ 分布讨论毫米波探测含有较大粒子的云(可能伴随小雨)的情况, 通过改变式(4)中的谱参数 C_1, μ 和 D_0 , 模拟获得雨滴谱的一组样本, 按式(3)和(4)计算 k 和 Z , 经统计回归, 获得适合于云层较厚、含水量较大的降水云的 $k-Z$ 关系系数 α, β 。另外, 已知 $N(D)$ 分布, 可由

$$I = \int_0^{D_{\max}} N(D) \frac{1}{6} \pi \rho D^3 V(D) dD \quad (7)$$

得到与 Z 对应的雨强 I , 单位为 mm/h。

对于云滴谱, 中外常用的谱分布是赫尔吉安-马逊分布(K-M 分布)(Marshall, et al, 1948), 即二阶 Γ 分布

$$N(D) = C_1 D^2 \exp(-\lambda D) \quad (8)$$

式中, 滴谱参数 C_1 和 λ 的取值由单位体积内的云滴总数 N (单位: cm^{-3}) 及液态水含量 M (单位: g/m^3)

$$N = \int_0^{D_{\max}} N(D) dD \quad (9)$$

$$M = \int_0^{D_{\max}} N(D) \frac{1}{6} \pi \rho D^3 dD \quad (10)$$

联立确定。K-M 分布对云滴谱的拟合结果与实际观测结果较为接近, 是中外云模式中广泛使用的滴谱分布。

除了 K-M 分布, 适用于云中液态小水滴情况的还有对数分布

$$N(D) = \frac{N}{\sqrt{2\pi}(\ln\sigma_g)r} \exp\left(-\frac{\ln(D/D_g)}{2(\ln\sigma_g)^2}\right) \quad (11)$$

式中, D_g 为粒子几何平均直径, N 为粒子总数, σ_g 为几何标准差。

云中除了液态云粒子之外, 还存在冰晶粒子(如卷云)。对于冰云的情况, 除了较为常用的 K-M 分布之外, 还有指数分布(Ryan, 2000)

$$N(D) = AD^B \quad (12)$$

式中, A 和 B 为谱参数, B 与温度有关。应用指数分布不仅要考虑温度对谱参数的影响, 且其是否对云冰情况具有普适性还有待于进一步研究。

在计算云区内球形小云滴的 $k-Z$ 关系时, 采用上述 K-M 分布, 通过设定 N 和 M 的范围(云中冰晶的情况, 则设定冰水含量范围, 单位为 g/m^3) 来模拟获得滴谱的一组样本, 按式(3)和(4)计算 k 和 Z , 经统计回归, 获得适合于毫米波探测云情况下的 $k-Z$ 关系系数 α, β 。

2.2 衰减截面 $Q_t(D)$

云滴主要是指半径小于 100 μm 的水滴或冰晶粒子。对波长 3.2 mm 以上的电磁波而言, 云粒子的吸收截面 Q_a 、散射截面 Q_s 和衰减截面 Q_t 计算, 可使用瑞利近似公式(张培昌等, 2001b)

$$Q_s = \frac{128\pi^5 r^6}{3\lambda^4} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \frac{2\lambda^2}{3\pi} \alpha^6 \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 \quad (13)$$

$$Q_a = \frac{8\pi^2 r^3}{\lambda} \text{Im}\left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right) = \frac{\lambda^2}{\pi} \alpha^3 \text{Im}\left(-\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}\right) \quad (14)$$

$$Q_t = Q_a + Q_s \quad (15)$$

考虑到实际探测时,云中可能会有半径大于 $100 \mu\text{m}$ 的水滴,甚至出现更大的水滴(称为雨滴),此时采用瑞利公式计算时会产生较大的误差,因此,在本文进行毫米波 k - Z 关系计算时,使用对球形粒子普适的米散射理论公式(张培昌等,2001b)

$$Q_s = \frac{\lambda^2}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (16)$$

$$Q_t = \frac{\lambda^2}{2\pi} R_c \sum (2n+1)(a_n + b_n) \quad (17)$$

$$Q_a = Q_t - Q_s \quad (18)$$

式中, a_n 和 b_n 为米散射系数。

3 k - Z 关系计算

在中外相似研究中, k - Z 关系的确定大都依赖于滴谱的分布,但根据各自实际的观测和研究情况,对滴谱分布函数的选取和谱参数范围的设定有所不同。结合中国现阶段毫米波测云雷达数据处理的实际需要,在计算毫米波探测非降水云区(包括水云、冰云)和小雨区的 k - Z 关系时,采用适用于云滴谱的 K-M 分布函数(式(8))和对各种云和降水粒子具有普适性的 Γ 分布函数(式(6)),计算中主要参照中国云、雨滴谱的观测研究情况,分别对两种谱的参数设置取值区间,代表非降水云和含有较大粒子的云(可能伴随小雨)两种情况。

3.1 云区 k_{cloud} - Z 关系

3.1.1 水云

目前,中国对云中粒子的观测研究工作有很多,李照荣等(2003)研究认为,云中粒子浓度 $N > 10 \text{ cm}^{-3}$ 且含水量 $M > 10^{-4} \text{ g/m}^3$ 的区域即为水云区;张培昌(2001b)总结了一般非降水云的 M 值都小于 1 g/m^3 ,层状云含水量 M 为 $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ g/m}^3$,卷云的含水量 M 为 $10^{-4} \sim 1.2 \text{ g/m}^3$,但个别对流云的 M 会超过 10 g/m^3 ;牛生杰等(1995)、黄梦宇等(2005,2007)对中国不同地区的非降水云进行了观测和研究,观测中 N 最大值可以超过 800 cm^{-3} ,平均值约为 200 cm^{-3} ,观测到的非降水云含水量 M 则一般小于 1 g/m^3 ,表 1 为上述研究中所探测和总结的近 20 年中国不同地区的非降水云的典型滴谱参数情况。

参照表 1 中国观测资料中对非降水云参数情况的总结,在不考虑冰云的情况下,本文计算中非降水

表 1 中国非降水云的典型滴谱参数

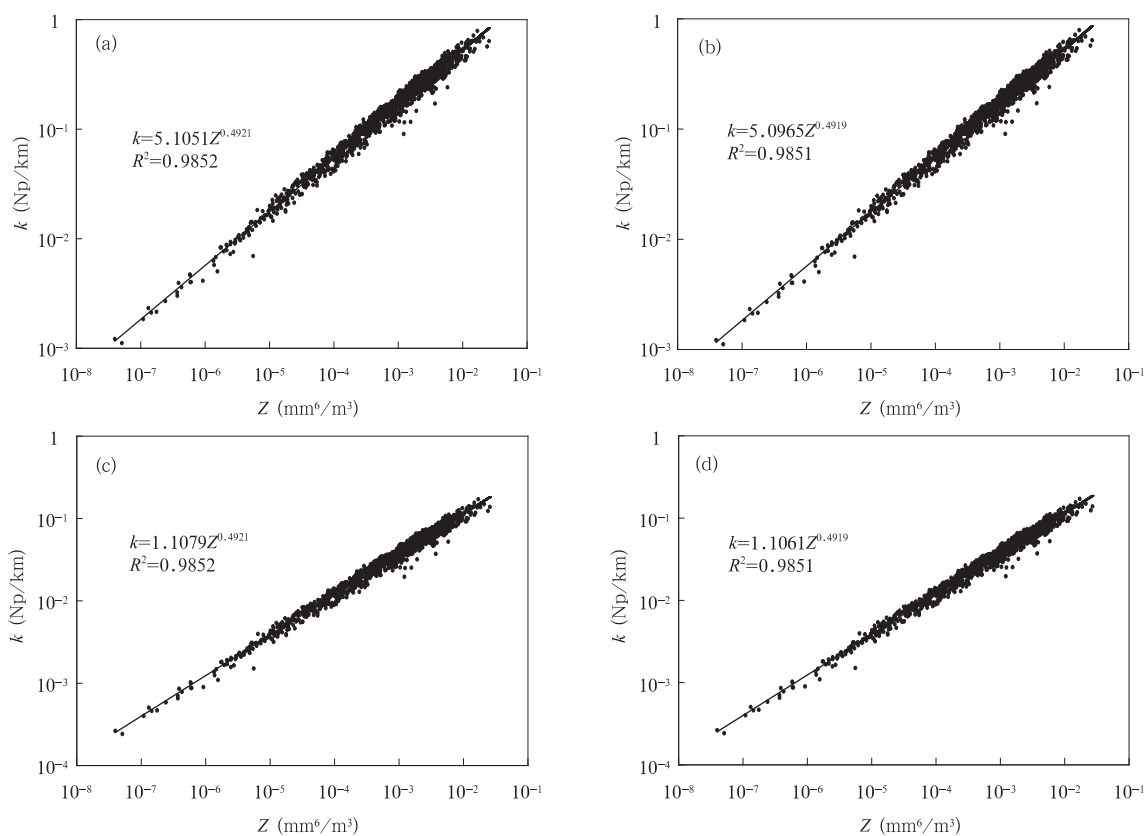
Table 1 Parameters of the droplet size distribution for non-precipitation clouds

地区	云状	$N(\text{cm}^{-3})$	$M(\text{g/m}^3)$	$D(\mu\text{m})$
宁夏 (樊曙先,2000)	St	13	0.18	6.85
泰山玉皇顶 (牛生杰等,1995)	Sc As	168 864	0.4 1.8	14.6 14.5
兰州 (李照荣等,2003)	Ns, As, Cs	23	0.0033	4.6
河北 (黄梦宇等,2005)	Sc, As Cu Sc Ac	76 269 212 105	0.0224	10.9
北京 (黄梦宇等,2007)	Ns As Cs St Ci	119 68 38 48 13	>0.0001	2—32

云滴谱粒子总数 N 和含水量 M 的取值范围分别为 $10 < N < 1000 \text{ (cm}^{-3}\text{)}$ 和 $10^{-4} < M < 1 \text{ (g/m}^3\text{)}$,在上述范围内按照正态分布 $N \sim n(500, 120^2)$ 和 $M \sim n(0.5, 0.2^2)$ 模拟取样 1330 次(代表 1330 种不同情况下的非降水云滴谱),代入式(8)计算每种情况下的 k - Z 值(在所有计算中, Z 的单位取 mm^6/m^3 , k 的单位取 Np/km),然后按照幂函数关系式(5)统计得到系数 α, β ,并给出决定系数 R^2 来表示 k - Z 的统计相关性。图 1 为利用 3.2 和 8.6 mm 雷达探测液态小云滴时,式(4)中的积分上限 D_{max} 分别取 0.006 和 0.01 cm 的 k - Z 关系。

比较图 1a、b 和图 1c、d 可见,取积分上限 $D_{\text{max}} = 0.006$ 和 0.01 cm,对球形云滴 k - Z 关系 α, β 结果影响不大。取 $D_{\text{max}} > 0.01$ cm 时的 α, β 值与 $D_{\text{max}} = 0.01$ cm 时所得的结果相同 ($\alpha = 5.0965, \beta = 0.4919$),这主要是由于在滴谱服从 K-M 分布的云滴粒子群中,尺度小的粒子占多数,1330 种云滴谱的粒子中值直径都小于 0.003 cm,没有出现 $D_{\text{max}} > 0.01$ cm 的情况。

比较图 1a、c 和图 1b、d 可知, Z 值对波长 λ 的依赖很小,而 k 随波长变化很大,主要表现在系数 α 近似地与 λ 平方成反比,而系数 β 随波长变化较小,这一点与王振会等(2000)研究 3 种厘米波段(3.2、5.6 和 10 cm)云雨旋转椭球粒子 k - Z 关系所得出的结论较为一致,且决定系数 R^2 在 0.98 以上,表明 k - Z 关系统计显著。

图1 液态球形云滴 k - Z 关系(a. $\lambda = 3.2$ mm, $D_{\max} = 0.006$ cm; b. $\lambda = 3.2$ mm, $D_{\max} = 0.01$ cm;c. $\lambda = 8.6$ mm, $D_{\max} = 0.006$ cm; d. $\lambda = 8.6$ mm, $D_{\max} = 0.01$ cm)Fig. 1 k - Z relationship for the small sphere particles in clouds(a. $\lambda = 3.2$ mm, $D_{\max} = 0.006$ cm; b. $\lambda = 3.2$ mm, $D_{\max} = 0.01$ cm; c. $\lambda = 8.6$ mm, $D_{\max} = 0.006$ cm; and d. $\lambda = 8.6$ mm, $D_{\max} = 0.01$ cm; see the text for further details)

关于非降水云的雷达回波强度范围的研究, Sauvageot 等(1987)结合飞机实测谱参数数据,提出云中非降水粒子的回波强度 Z 值小于 -15 dB; 刘黎平等(2009)利用 8.6 mm 雷达系统(HMBQ)开展外场试验,测得非降水云 Z 值最大为 -18 dB,最小值为 -40 dB。由图1可见,通过模拟取样计算出的非降水云的雷达回波强度 Z 值主要集中在 -50 — -10 dB,与实际观测所得的 Z 值分布比较贴近。

还按式(10)计算了云含水量 M ,分别得到 M 与衰减系数 k 、回波强度 Z 的关系(即 k - M 关系、 Z - M 关系)。结果表明,在毫米波段云的衰减系数 k 与云含水量 M 成线性正比,这与张培昌等(2001b)列出的 k - M 关系一致,佐证了上述计算的正确性;另外,本文计算得到的毫米波雷达探测非降水云的 Z - M

关系为

$$Z = 0.0419M^{2.0042} \quad (D_{\max} = 0.01 \text{ cm})$$

$$Z = 0.0418M^{2.0035} \quad (D_{\max} = 0.006 \text{ cm})$$

相比于 $Z = 0.048M^{2.0}$ (张培昌等,2001b),本文计算结果较为接近,对于雷达探测资料的气象释义具有一定的参考价值,与 Olivier(2007)研究中总结得到的不同地区、不同类型云的 Z - M 关系相比,本文的计算结果更适用于云层较薄、含水量小的非降水云的情况。

3.1.2 冰云

云中除了液态小云滴之外还存在冰晶粒子,云中冰晶的探测对于地球-大气系统辐射平衡和天气预报中云降水过程的发生发展有着重要意义。自然界中的冷云也主要由冰晶组成,特别是高空卷云更包含了大量的冰晶。冰晶的尺度分布较广,大冰晶

的直径可达几毫米,形状也较为复杂,本文研究中以小冰晶为例,其粒子直径在 1 到几百微米,形状以准球形近似,密度约为 0.917 g/cm^3 。

近年来,中外研究人员广泛利用微波雷达、激光雷达及卫星遥感等技术对云中的冰晶粒子进行探测,David 等(1990)通过文献综述总结了南北纬 5° — 65° 地区的卷云冰水含量范围为 10^{-4} — $1 \text{ (g/m}^3)$,冰晶粒子数浓度范围为 10^{-4} — $10 \text{ (cm}^{-3})$,个别大冰晶的浓度可以达到 10^{-7} 数量级;结合中国的观测情况(陈万奎等,1987;刘春雷等,1997),计算云

中小冰晶粒子总数(N)和冰水含量(IWC)的取值范围为: $10^{-4} < N < 10 \text{ (cm}^{-3})$, $10^{-4} < IWC < 10^{-1} \text{ (g/m}^3)$,在上述范围内按照正态分布 $N \sim n(5, 2.49^2)$ 和 $IWC \sim n(0.05, 0.024^2)$ 模拟取样 1330 次,代入式(8)计算每种情况下的 k 、 Z 值,然后按照幂函数关系式(5)统计得到系数 α 、 β ,并给出决定系数 R^2 来表示 k - Z 的统计相关性。图 2 为利用 3.2 和 8.6 mm 雷达探测云中冰晶时,式(4)中的积分上限 D_{\max} 分别取 0.02 和 0.04 cm 的 k - Z 关系。

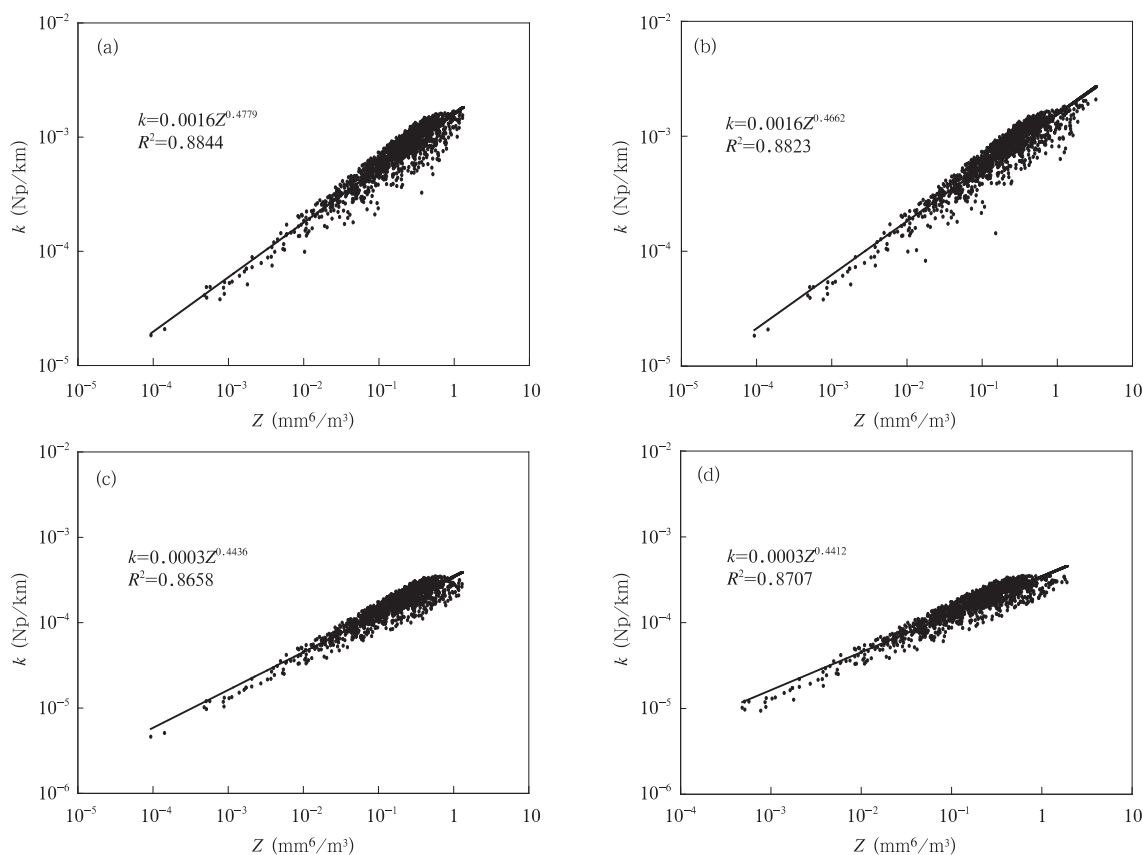


图 2 云中球形小冰晶 k - Z 关系

(a. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.02 \text{ cm}$; b. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.04 \text{ cm}$;

c. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.02 \text{ cm}$; d. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.04 \text{ cm}$)

Fig. 2 k - Z relationship for the small sphere ice particles in clouds

(a. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.02 \text{ cm}$; b. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.04 \text{ cm}$;

c. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.02 \text{ cm}$; and d. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\max} = 0.04 \text{ cm}$)

由图 2 可见,由于冰晶尺度较小($D < 0.04 \text{ cm}$),所以计算所得雷达回波强度 Z 值较小,范围在 -30 — 10 dB ,关于冰晶的雷达回波强度 Z 值对云参数(N 、 IWC 等)敏感性的研究将另文给出。比较

图 2a 和 b、图 2c 和 d 可见,积分上限 D_{\max} 取 0.02 和 0.04 cm 对系数 α 、 β 影响不大,表明 k - Z 关系稳定且决定系数 R^2 都在 0.85 以上,表明 k - Z 关系统计相关显著。另外,与图 1 相比可见,之所以同样回波强

度所对应的 k 值冰晶比云滴小 2—3 个数量级,这是由于冰晶的介电常数小而导致的,这一结论与张培昌等(2001a)得到的结论较为一致。

3.2 小雨区 $k_{\text{rain}}-Z$ 关系

云中尺度较大的云粒子可能形成降水, Mason (1971) 提出大云滴粒子直径为 0.005—0.02 cm, 尽管雨滴的典型直径在 0.05 cm 以上, 但小雨滴直径一般小于 0.035 cm。牛生杰等(1995)的观测试验中, 直径在 0.004—0.04 cm 的大云滴粒子的数浓度为 14339 m^{-3} , 平均直径为 0.015 cm。本文计算中

为提高小雨滴谱的代表性, 以王振会等(2000)研究中的 Γ 分布雨滴谱参数取值为基础, 参照中国对雨滴谱的观测和研究, 设定小雨滴谱参数范围为: $0.00015 < C_1 < 0.15$, $-1 < \mu < 4$, $0.015 < D_0 < 0.1$; 按照正态分布 $C_1 \sim n(0.07, 0.03^2)$ 、 $\mu \sim n(1.5, 1.2^2)$ 和 $D_0 \sim n(0.05, 0.02^2)$ 模拟取样 1330 次(代表 1330 种降水滴谱分布), 代入式(6)中计算每种情况下的 k 、 Z 值, 然后按照幂函数关系式(5)统计得到系数 α 、 β , 以及表示 k - Z 关系的统计相关性的决定系数 R^2 (图 3)。

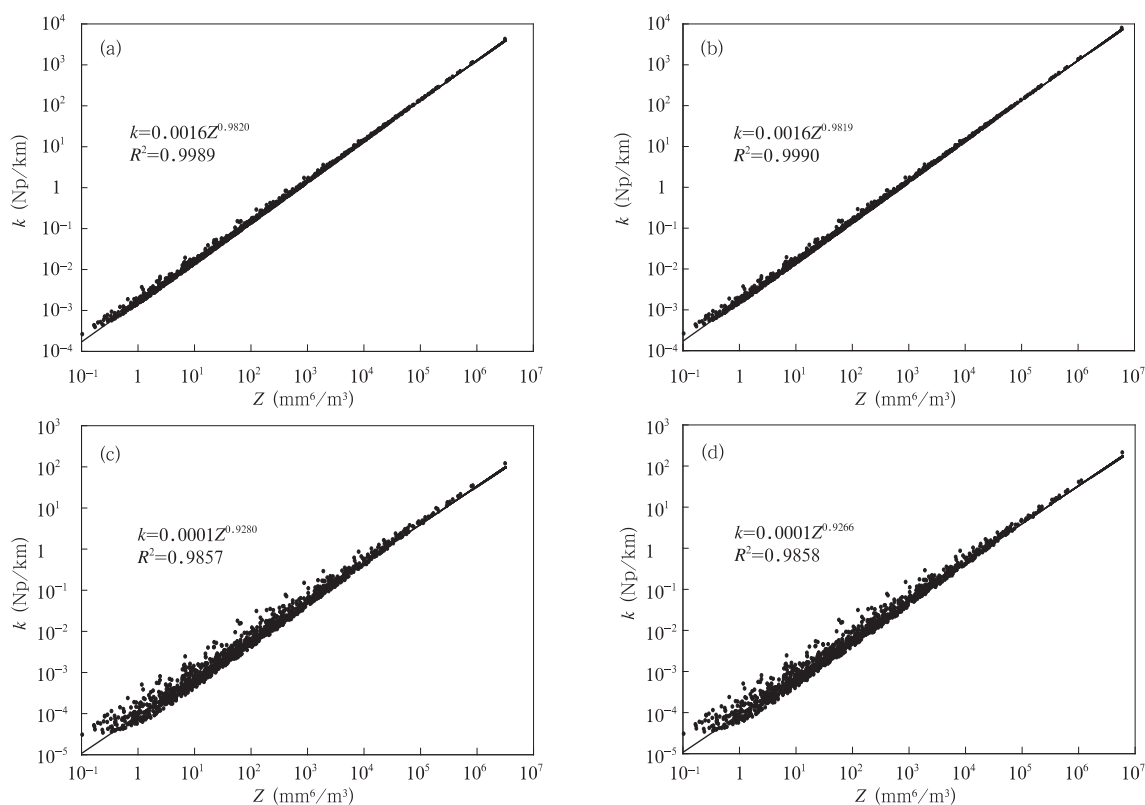


图 3 球形降水粒子 k - Z 关系

(a. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 0.5 \text{ cm}$; b. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 1.0 \text{ cm}$;
c. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 0.5 \text{ cm}$; d. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 1.0 \text{ cm}$)

Fig. 3 k - Z relationship for the small sphere particles in the precipitation

(a. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 0.5 \text{ cm}$; b. $\lambda = 3.2 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 1.0 \text{ cm}$;
c. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 0.5 \text{ cm}$; and d. $\lambda = 8.6 \text{ mm}$, $D_{\text{max}} = 1.0 \text{ cm}$)

由图 3 可见, 通过模拟和取样计算出的毫米波探测小雨的 Z 值主要分布范围为 -10 — 40 dB , 比较贴近刘黎平等(2009)利用毫米波气象雷达进行外场观测得到的毛毛雨、小雨的 Z 值范围(-20 — 25 dB)。另外, 由式(7)和(9)计算 1330 种降水雨强 I 的分布为 10^{-3} — 10 (mm/h) , 雨滴总数 N 的分布

为 10^{-1} — $10^6 \text{ (m}^{-3}\text{)}$, 其中, 小粒子对雨强的贡献较大, 且雨强 $I < 0.5 \text{ mm/h}$ 的小雨占样本比例的 72%。

比较图 3a 和 b、图 3c 和 d 可见, 积分上限 D_{max} 取 0.5 和 1.0 cm 对系数 α 、 β 影响不大, 表明 k - Z 关系稳定。决定系数 R^2 都在 0.98 以上, 表明 k - Z 关

系相关统计显著。

分别比较图 3a 和 c、图 3b 和 d 可知, Z 值对波长 λ 的依赖很小, 而 k 随波长变化很大(近似地与 λ^3 成反比), 波长 3.2 mm 的 k 值要比波长 8.6 mm 的 k 值大 1 个数量级左右, 主要表现在系数 α 近似地

与 λ^3 成反比, 系数 β 随波长变化影响较小, 这与上述讨论的云滴谱的情况类似。

表 2 是就 $k = \alpha Z^\beta$ 关系系数 α 、 β 及决定系数 R^2 对上述计算结果的总结。

表 2 波长 3.2 和 8.6 mm 处 $k = \alpha Z^\beta$ 参数
Table 2 Parameters in $k = \alpha Z^\beta$ at the 3.2 and 8.6 mm wavelengths

云滴谱类型 D_{\max} (cm)		水云区		冰云区		小雨区	
		0.006	0.01	0.02	0.04	0.50	1.00
$\lambda = 3.2$ mm	α	5.1051	5.0965	0.0016	0.0016	0.0016	0.0016
	β	0.4921	0.4919	0.4779	0.4662	0.9820	0.9819
	R^2	0.9852	0.9851	0.8844	0.8823	0.9989	0.9990
$\lambda = 8.6$ mm	α	1.1079	1.1061	0.0003	0.0003	0.0001	0.0001
	β	0.4921	0.4919	0.4436	0.4412	0.9280	0.9266
	R^2	0.9852	0.9851	0.8658	0.8707	0.9857	0.9858

4 结 论

结合毫米波测云雷达数据处理的实际需要, 假设云中粒子为小球形, 分别对小云滴(包括云水和云冰两种情况)和大云滴(可能导致小雨)两种情况进行讨论, 总结比较了中外云、雨滴谱分布的特点和适用性, 模拟取样服从 K-M 分布函数的云滴谱和服从 Γ 分布函数的雨滴谱各 1330 次, 应用米散射理论计算公式, 分别计算 W 波段(3.2 mm)和 K 波段(8.6 mm)毫米波雷达探测球形云和小雨区内粒子的 k - Z 关系, 且决定系数 R^2 都在 0.85 以上, 表明 k - Z 相关关系统计显著。计算表明, 在同样滴谱分布条件下, W 波段(3.2 mm)毫米波雷达的衰减要比 K 波段(8.6 mm)毫米波雷达大 5—10 倍。另外, 同样雷达回波强度所对应的衰减系数 k , 小冰晶比云滴的小 2—3 个数量级。

不同地区的滴谱有所不同, 将导致不同的 k - Z 关系, 本文计算中滴谱参数范围的设定主要参照现今中国非降水云滴谱的外场观测资料, 与国际上已有的 k - Z 关系相比, 本文得到的水云、冰云、雨滴的 k - Z 关系更适合中国机载毫米波测云雷达数据处理的实际需要(包括对高空卷云中冰晶的探测研究), 所给出的 k - Z 关系系数可作为机载毫米波雷达衰减订正的参考。另外本文计算得到的毫米波雷达探测非降水云的 Z - M 关系, 对于雷达探测资料的气象释义也具有一定的参考价值。

在冰晶 k - Z 关系的计算部分只考虑了球形小冰

晶的情况, 考虑到机载 W 波段毫米波雷达探测卷云是现今中国雷达遥感观测研究中的重要课题, 因此, 在下一阶段的研究中将开展毫米波探测非球形大冰晶粒子的 k - Z 关系的计算和衰减订正的相关研究。

参考文献

- 陈宝君, 李子华, 刘吉成. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式. 气象学报, 56(4): 506-512
- 陈明轩, 俞小鼎, 谭晓光等. 2004. 对流天气临近预报技术的发展与研究进展. 应用气象学报, 15(6): 754-766
- 陈万奎, 严采繁. 1987. 云中冰晶尺度谱特征与分布函数. 气象, (11): 13-17
- 樊曙先. 2000. 层状云微物理结构演变特征的个例研究. 宁夏大学学报(自然科学版), 21(2): 179-182
- 黄芳, 陈洪滨, 王振会. 2003. 37 GHz 和 94 GHz 的大气微波衰减比较分析. 遥感技术与应用, 18(5): 269-275
- 黄梦宇, 赵春生, 周国强等. 2005. 华北地区层状云微物理特性及气溶胶对云的影响. 南京气象学院学报, 28(3): 360-368
- 黄梦宇, 邓兆泽, 赵春生等. 2007. 2005—2006 年北京云滴数浓度的飞机观测//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, 31-34
- 林海, 魏重, 邹寿祥等. 1984. 云雨对 10 GHz 以上微波衰减的研究. 通信学报, (4): 20-26
- 李照荣, 李荣庆, 李宝梓. 2003. 兰州地区秋季层状云垂直微物理特征分析. 高原气象, 22(6): 583-589
- 刘春雷, 姚克亚. 1997. 卷云中粒子的密度变化对可见光波段能量传输的影响. 大气科学, 21(5): 599-606
- 刘黎平, 仲凌志, 江源等. 2009. 毫米波测云雷达系统及其外场试验结果初步分析. 气象科技, 37(5): 567-571
- 牛生杰, 何珍珍. 1995. 降水性层状云中水凝物粒子的谱分布. 高原气象, 14(1): 114-120

- 王改利,刘黎平,阮征. 2007. 多普勒雷达资料在暴雨临近预报中的应用. 应用气象学报, 18(3):388-395,417
- 王振会,张培昌. 2000. 小旋转椭圆粒子群的微波衰减系数与雷达反射率因子之间的关系. 气象学报, 58(1):123-128
- 王振会,张培昌. 2001. 天气雷达回波衰减订正算法的研究(II):数值模拟与个例实验. 高原气象, 20(2):115-120
- 魏重,林海,忻妙新. 1985. 毫米波气象雷达的测云能力. 气象学报, 43(3): 378-383
- 张培昌,王振会. 2001a. 天气雷达回波衰减订正算法的研究(I):理论分析. 高原气象, 20(1): 1-5
- 张培昌,戴铁丕,杜秉玉等. 2001b. 雷达气象学. 北京:气象出版社, 36-40
- 仲凌志,刘黎平,葛润生. 2009. 毫米波测云雷达的特点及其研究现状与展望. 地球科学进展, 24(4): 383-391
- 周毓荃,赵妹慧. 2008. CloudSat 卫星及其在天气和云观测分析中的应用. 南京气象学院学报, 31(5):603-614
- Clark T L. 1974. A study in cloud phase parameterization using the gamma distribution. J Atmos Sci, 31(1):142-155
- Clothiaux E E, Miller M A, Albrecht B A, et al. 1995. An evaluation of a 94-GHz radar for remote sensing of cloud properties. J Atmos Ocean Technol, 12(2):201-229
- David R D, Lawrence F R. 1990. A summary of the physical properties of cirrus cloud. J Appl Meteor, 29:970-978
- Hitschfeld W, Bordan J. 1954. Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. J Meteor, 11: 58-67
- Kropfli R A, Kelly R D. 1996. Meteorological research applications of mm-wave radar. Meteor Atmos Phys, 59(3/4): 105-121
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The tropical rainfall measuring mission TRMM sensor package. J Atmos Ocean Technol, 15(3):809-817
- Liebe H J. 1985. An updated model for millimeter wave propagation in moist air. Radio Sci, 20(5): 1069-1089
- Marielle Gosset, Isztar Zawadzki. 2001. Effect of nonuniform beam filling on the propagation of the radar signal at X-Band frequencies. Part I: Changes in the k(Z) relationship. J Atmos Ocean Technol, 18:1113-1126
- Marshall J S, Palmer W M. 1948. The distribution of raindrops with size. J Meteor, 5(1):165-166
- Mason B J. 1971. The physics of clouds. London: Oxford Univ Press, 98-120
- Olivier Pujol, Jean-Francois Georgisa, Henri Sauvageot. 2007. Influence of drizzle on Z-M relationships in warm clouds. Atmos Res, 86(3-4):297-314
- Ryan B. 2000. A bulk parameterization of the ice particle size distribution and the optical properties of ice clouds. J Atmos Sci, 57: 1436-1451
- Sauvageot H, Omar J. 1987. Radar reflectivity of cumulus clouds. J Atmos Ocean Technol, (4):264-272
- Testud J, Le Bouar E, Obligis E, et al. 2000. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. J Atmos Ocean Technol, 17: 332-356
- Ulbrich C W, Atlas D. 1998. Rainfall microphysics and radar properties: analysis methods for drop size spectra. J Appl Meteor, 37:912-923
- Uttal T, Intrieri J M. 1993. Comparison of cloud boundaries measured with 8.6 mm radar and 10.6 μm lidar. Combined Optical, Microwave, Earth and Atmosphere Sensing, Proceedings of IEEE Topical Symposium on, 207-210