

变频单波段雷达方法识别冰雹云

刘 锦 丽

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

为了探讨用改变单波段雷达工作频率的方法识别冰雹云,对于C波段(取5.56cm波长)和S波段(取10.7cm波长)雷达,分别改变其工作频率400MHz和200MHz,计算了相应变化频率两端的那些波长情况下,三种冰雹模式(纯冰球、带水膜冰球、冰水混合球),两种冰雹谱分布型式(匀谱与指数谱)的雷达反射率因子。对于这两种波段的雷达,分别考察其长波长的雷达反射率因子与短波长的雷达反射率因子之比和冰雹直径之间的变化关系。结果表明,在一定的条件下,两种雷达都能够识别一定尺度范围的冰雹,而且以S波段雷达指数谱情况的结果最为理想。

一、引 言

冰雹云的雷达识别至今仍是雷达气象和临近预报研究中的重要课题之一。关于雷达识别方法,在国内外除了用单波长雷达的回波强度及形态结构特征进行冰雹云的识别之外^[1],70年代以来开始试用双波长(S波段和X波段)方法^[2]。这种利用两个波长回波信息的方法,从原理上讲显然要比用单波长雷达方法更有利于冰雹云的识别和对其它云雨参数的定量测量。但是,从经济上和技术上看,需要两个不同的天线系统、不同的发射机和不同的接收机,这就不仅是增加设备的问题,在波束的共轴性、重合性以及标定等方面都对技术提出了更高的要求。特别是,近年的研究表明,两个天线波束的不重合性,亦即天线的失配问题有可能将真实的冰雹信号掩盖掉,从而给冰雹的识别带来可观的误差^[3]。近十年来,一些雷达气象学家又热衷于探讨偏振信息在降水测量中的应用,而且在应用双偏振差分反射率因子 $z_{DR}(z_{DR} = 10 \lg(z_h/z_v))$, z_h 和 z_v 分别表示水平和垂直方向雷达偏振波分量),进行降水的定量测量和冰雹云的识别研究方面取得了较为满意的结果^[4]。这种方法所依据的原理是,降水元的非球形性以及下落过程中的取向等效应会造成反射回来的偏振波在水平方向和垂直方向上的分量之间存在差异,亦即使得 $z_{DR} \neq 0$ (而球形粒子的 $z_{DR} = 0$)。实际观测表明,大雨区的 z_{DR} 可达2—3dB,冰雹区的 $z_{DR} \approx 0$ 。因而用 z_{DR} 可识别冰雹和较大雨滴。至于冰雹区的 z_{DR} 近于零的可能解释是,降落过程中冰雹的翻滚无规取向抵消了非球形性效应。不过,这种双偏振识别方法与双波长方法存在着类似的问题,即由于垂直方向和水平方向波束的不重合性,特别是旁瓣引起的不重合性,使得

在强度梯度大的回波区附近,会产生一些并非与降水元特性有关的高 z_{DR} 值^[9],从而给识别工作带来困难。

1983 年美国 Rinehart 等^[6]提出在 NEXRAD (美国第二代气象雷达, S 波段)上改变频率的方法识别冰雹云。他们选择 60MHz 和 200MHz 两种频率变化,计算了相应波长,外带水膜冰球在匀谱情况下的反射率因子之比随冰雹尺度的变化关系,并认为在该雷达上可以实现 0.2dB 的测量精度,故而得出相当乐观的结果。由于这种方法只要用同一个天线系统、同一台发射机和同一台接收机,使得双波长和双偏振方法中天线的波束的失配问题不再存在,而且由于两台不同的发射机、接收机引起的标定误差、指向问题、距离门误差等也不复存在了。同一波段两个发射频率的脉间转换是易于做到的。因此,我们认为这种方法从技术上和经济上都会优于双波长和双偏振方法。

改变单波段雷达频率识别冰雹方法的可行性是值得深入探讨的。Rinehart 等^[6]对此只作了一个波段匀谱、带水膜冰球情况下的简单探讨,这是不够的。为了较深入地解决问题,本文进行进一步的较为系统的数值模式估计。考虑到冰雹谱的实际分布及我国目前气象雷达的发展情况,利用作者^[7]已经建立的几类冰雹散射特性的数值计算模式,计算了 C 波段(取 5.56cm 波长)和 S 波段(取 10.7cm 波长)两种雷达、三种冰雹模式(纯冰球、带水膜冰球和冰水混合球)、两种冰雹谱分布型式(匀谱和指数谱),相应变化频率两端波长下雷达反射率因子之比与冰雹直径的变化关系。通过模式计算结果的比较,我们对这一方法的可行性与适用范围提出了更具体的结论。

二、计算模式

模式计算中,我们选择了纯冰球 (AI)、带水膜冰球 (WI)、冰水混合海绵状冰球 (AS) 三种冰雹模式,并运用均匀球形和双层球形粒子的 Mie 散射公式计算直径为 0.6—5.0cm 的各类冰雹的后向散射截面。

考虑到技术上实现 5%—10% 的频率变化是可能的,因此,对 C 波段雷达我们选择改变 200MHz 和 400MHz 的情况,亦即以 5.56cm 为中心波长,变化频率两端的相应波长对应 200MHz 为 5.66cm 和 5.46cm,对应 400MHz 为 5.77cm 和 5.36cm; 对 S 波段雷达,选择改变 200MHz,以 10.7cm 为中心波长时,相应变化频率两端的波长为 11.10cm 和 10.33cm。

计算中不同波长下冰、水、冰水混合的复折射指数采用与它们的中心波长所取值相同的值,具体数值见文献[7]。

关于冰雹谱的型式,除了采用最简单的匀谱之外,我们选用了最为普遍的指数谱型式,即

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (1)$$

$N(D)$ 表示具有直径为 D 的冰雹的谱分布密度,式中数浓度 N_0 和特征量 λ 值随地区和雹暴类型而异。这里我们选用在甘肃省测到的一次雹谱资料^[8],将其归一化到含水量为 $1g/m^3$ 时,其谱分布形式为

$$N(D) = 1.07e^{(-1.25D)} \quad (2)$$

$N(D)$ 的单位是 $\text{m}^{-3} \cdot \text{cm}^{-1}$, D 的单位是 cm .

用指数谱计算雷达反射率因子 z_e 的公式为

$$z_e = \int_{D_1}^{D_2} N(D) \sigma(D) dD \quad (3)$$

式中 D_1 , D_2 分别表示冰雹的最小和最大直径, $\sigma(D)$ 表示直径为 D 的冰雹的后向散射截面.

考虑识别冰雹的指标, 我们定义差分反射率因子 Y

$$Y = 10 \lg (z_{e1}/z_{e2}) \quad (4)$$

式中 z_{e1} 和 z_{e2} 分别表示相应于变化频率两端的长波长和短波长下的雷达反射率因子, Y 的单位是 dB .

三、计算结果

本文只给出部分计算结果, 例如对 C 波段雷达只给出变化频率为 400MHz 的结果, 对带冰膜冰球也只给出两种冰膜厚度的计算结果等. 下面分别讨论匀谱和指数谱情况下变频单波段雷达 (C , S 两种波段) 识别冰雹方法的可行性.

1. 匀谱情况 一般说来, 匀谱与实际冰雹谱分布偏离较大, 但它是最简单的谱分布形式, 而且可以作为与其它谱分布型式进行对比的基础. 这里先讨论匀谱情况下的计算结果.

图 1 给出两种波段、纯冰球、匀谱情况下 Y 值随冰雹直径 D 的变化曲线. 可以看出, 纯冰球的 $Y-D$ 曲线呈现出起伏多变的特点, 这是由冰球单个粒子后向散射截面的特性所决定的. 从 Y 的绝对值 $|Y|$ 值较大这一特点我们有可能识别冰雹的有无, 有时还能估计一定尺度范围的冰雹. 例如, 对 C 波段雷达, 取 $|Y| = 1\text{dB}$ 为阈值 (对测量精度的要求是容易满足的), 当 $|Y| > 1\text{dB}$ 时, 可以识别直径为 $0.6-1.4\text{cm}$ 或 $2.2-3.2\text{cm}$ (个别尺度除外), 或 $4.1-5.0\text{cm}$ 的冰雹. 当 $|Y| > 5\text{dB}$ 时, 可以推断存在 3cm 或 5cm 左右的

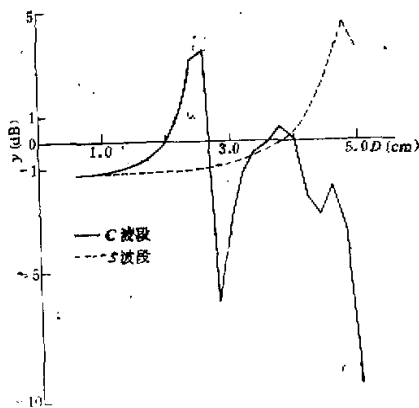


图 1 两种波段、纯冰球、匀谱情况下的 $Y-D$ 关系曲线

冰雹; 对 S 波段雷达, 当 $|Y| > 1\text{dB}$ 时, 可以判别 $0.6\text{—}2.6\text{cm}$ 或 $4.1\text{—}5.0\text{cm}$ 直径的冰雹, 当 $|Y| > 3\text{dB}$ 时可以推断有 $4.6\text{—}5.0\text{cm}$ 直径的冰雹出现。

冰水混合海绵状 (Spongy) 冰雹也是常见的冰雹类型之一, 我们所选择的冰水混合模式中, 冰和水不是均匀混合, 而是球形冰粒包含在水体之中的情况, 计算时将冰在混合体中所占的体积比 f 取成 0.5 。匀谱情况下, 两种波段的 $Y\text{--}D$ 关系曲线在图 2 中给出。与纯冰球情况相比较, 曲线的起伏多变特征是相类似的, 只是 $|Y|$ 的极大值要小些。若仍以 $|Y| > 1\text{dB}$ 为判据, C 波段雷达可识别直径为 $0.6\text{—}1.1\text{cm}$ 或 $2.1\text{—}3.7\text{cm}$ (个别直径除外), 或 $4.2\text{—}4.9\text{cm}$ 的冰雹; S 波段雷达可识别直径为 $0.6\text{—}2.0\text{cm}$ 或 $3.9\text{—}5.0\text{cm}$ 的冰雹。

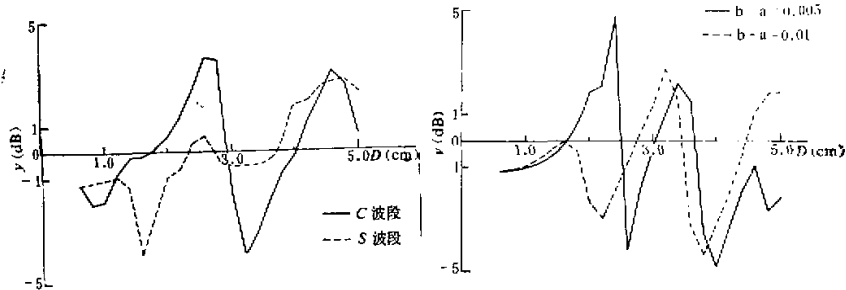


图 2 两种波段、冰水混合冰球、匀谱情况下的 $Y\text{--}D$ 关系曲线

C 波段、带水膜冰球、匀谱情况下的 $Y\text{--}D$ 关系曲线

$b - a$ 表示水膜厚度, a 和 b 分别为冰球的内半径和外半径

关于带水膜冰球的情况, 考虑到水膜厚度小于 10^{-4}cm 的冰球的散射特性与纯冰球十分接近, 又考虑到太大的水膜厚度在冰球外难以维持, 这里只给出水膜厚度为 $5 \cdot 10^{-3}\text{cm}$ 及 0.01cm 的计算结果。图 3 和图 4 分别给出带水膜冰球匀谱情况下, C 波段和 S 波段的 $Y\text{--}D$ 关系曲线。结果表明, 所有曲线均为起伏多变。但是, 对于每种波段, 对不同水膜厚度的冰球我们仍可以找到满足 $|Y| > 1\text{dB}$ 的共同直径范围。这样, 若用同样的判据识别带不同水膜厚度的冰球, C 波段雷达可判别直径为 $0.6\text{—}1.0\text{cm}$ 或 $1.9\text{—}2.6\text{cm}$, 或 $3.2\text{—}5.0\text{cm}$ (个别直径除外) 的冰雹; S 波段雷达可判别 $0.6\text{—}2.0\text{cm}$ 或 $3.8\text{—}5.0\text{cm}$ 直径的冰雹。特别是, 对 S 波段雷达, 当出现 $|Y| > 7\text{dB}$ 时, 可以推断有 $4.3\text{—}4.7\text{cm}$ 直径的不同水膜厚度的冰雹存在, 而当出现 $|Y| > 10\text{dB}$ 时, 则可能有 5cm 左右, 水膜厚为 0.005cm 的冰雹存在 (见图 4)。

总起来看, 在匀谱假定下, 虽然不能做到定量估计冰雹的尺度, 但可以粗略推断一定尺度范围的冰雹的存在。若以 $|Y| = 1\text{dB}$ 为阈值, C 波段雷达, 可推断有直径为 $2\text{—}3\text{cm}$ 或 $4\text{—}5\text{cm}$ 不同结构的冰雹存在; S 波段雷达可推断直径为 $0.6\text{—}2.0\text{cm}$ 或 $4\text{—}5\text{cm}$ 的不同结构的冰雹存在, 特别是, 当出现高 $|Y|$ 值时, 更易推断特定尺度特定结构的冰雹的存在。

2. 指数谱情况 关于冰雹谱资料至今还十分有限, 但从已发表的结果看来, 多数谱分布型式服从指数递减规律。为了进一步探讨变频单波段雷达方法识别冰雹的能力, 我们计算了指数谱情况下的 $Y\text{--}D$ 关系。

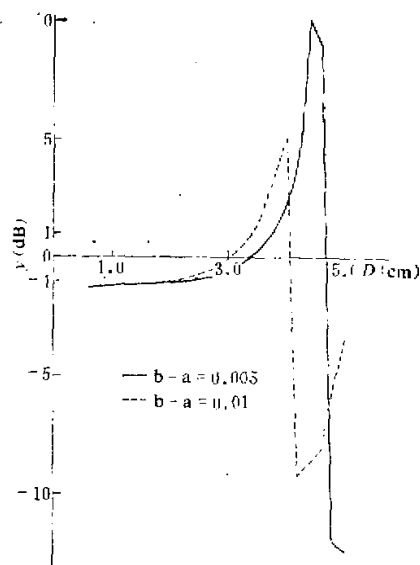


图4 S波段、带水膜冰球、匀谱情况下的 $Y-D$ 关系曲线
 $b-a$ 表示水膜厚度, a 和 b 分别为冰球内、外半径

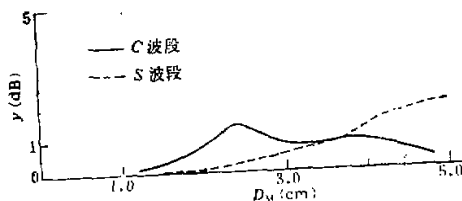


图5 两种波段、纯冰球、指数谱情况下 $Y-D_M$ 关系曲线

图5给出两种波段、指数谱、纯冰球情况下 Y 值随冰雹最大直径 D_M 的变化关系。与匀谱情况相比较可以看出,指数谱下 $Y-D_M$ 关系曲线更为稳定平滑,尤其是 S 波段雷达的情况,其 Y 值随 D_M 的增大而单调递增,这个特性有利于对冰雹尺度的定量估计。不过, Y 值普遍比匀谱情况时小也影响了可以识别的冰雹尺度的范围。取 $Y = 1\text{dB}$ 为阈值时, C 波段雷达能判别最大直径为 $2.1-2.8\text{cm}$ 的冰雹; S 波段雷达可判别最大直径为 $3.8-5.0\text{cm}$ 的冰雹。

图6给出两种波段、冰水混合海绵状冰雹、指数谱情况下的 $Y-D_M$ 关系曲线。图中表明,此种模式的计算结果比纯冰球模式更令人满意,无论是 S 波段还是 C 波段雷达, Y 值均随 D_M 的增大而单调递增。而且 Y 值也普遍比纯冰球时大。以 $Y > 1\text{dB}$ 为识别标准, C 波段雷达可以识别最大直径为 $1.8-5.0\text{cm}$ 的冰雹; S 波段可识别最大直径为 $2.9-5.0\text{cm}$ 的冰雹。

带水膜冰球、指数谱情况下, C 波段和 S 波段的计算结果分别在图7和图8中给出。

如图所示, C 波段雷达的情况很不理想, 由于 Y 值偏小, 以 $Y=1\text{dB}$ 为阈值时, 对厚水膜 ($b-a=0.01\text{cm}$) 冰球无法加以识别; 薄水膜 ($b-a=0.005\text{cm}$) 冰球也只能识别 D_M 为 $1.8\text{--}2.4\text{cm}$ 或 $3.5\text{--}3.7\text{cm}$ 的直径范围; S 波段雷达的计算结果则完全不同, 它不仅比 C 波段的要好得多, 比纯冰球情况也要好, 以 $Y>1\text{dB}$ 为判据, 对不同水膜厚度的冰球可以识别的最大直径范围是 $3.0\text{--}5.0\text{cm}$, 而对个别水膜厚度 (如 $b-a=0.005\text{cm}$) 的情况, 可以识别的 D_M 范围为 $1.9\text{--}5.0\text{cm}$ 。

总之, 指数谱情况下, S 波段雷达的计算结果令人满意, 由于 Y - D_M 曲线基本上为单调递增的, 而且 Y 值普遍较大, 因而可以用 Y 值判断冰雹的有无并粗略估计冰雹的最大尺度。对上述三种结构的冰雹, 若以 $Y>1\text{dB}$ 为识别判据, 则可判别 D_M 为 $3.8\text{--}5.0\text{cm}$ 的冰雹, 而且当出现 $Y\geq 6\text{dB}$ 时, 可以推断有 D_M 为 $2\text{--}3\text{cm}$ 的带厚水膜 ($b-a=0.005\text{cm}$) 冰雹的存在; C 波段雷达的计算结果则不能令人满意, 以同样的判据不能对带厚水膜冰球进行识别, 对其它结构的冰雹也只能识别 D_M 为 $2.2\text{--}2.4\text{cm}$ 的尺度范围。看来, 只有提高雷达测量精度, 降低 Y 的阈值, 才有可能在 C 波段雷达上利用变频方法进行冰雹的识别。

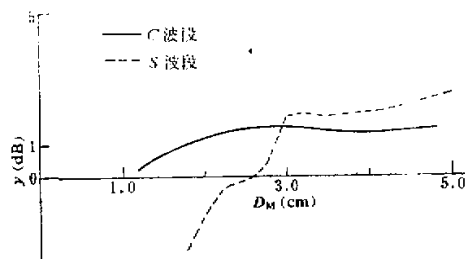


图6 两种波段、冰水混合球、指数谱情况下 Y - D_M 关系曲线。

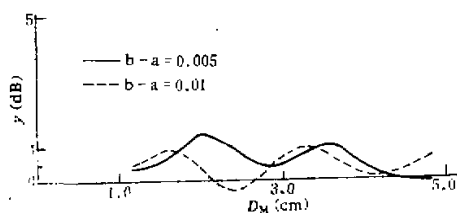


图7 C 波段、带水膜冰球、指数谱情况下 Y - D_M 关系曲线。
 $b-a$ 表示水膜厚度, a, b 分别为冰球的内、外半径

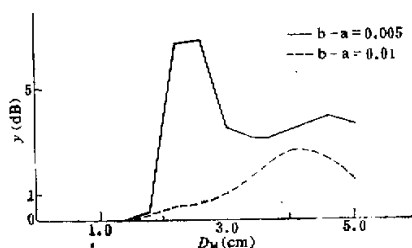


图8 S 波段、带水膜冰球、指数谱情况下 Y - D_M 关系曲线
 $b-a$ 表示水膜厚度, a, b 分别为冰球的内、外半径

四、讨论与结论

1. 变频单波段雷达识别冰雹的方法比起双波长和双偏振方法, 在经济上有很大的优越性。它可以在原有气象雷达的基础上加以改装, 在数据处理系统上也只要增加部分软件即可实现; 从技术上看它可以避免由于两个天线系统或水平与垂直波束的不重合性, 即天线失配造成的误差, 可以避免由于两台发射机、两台接收机引起的标定误差等双波长雷

达方法所特有的技术困难;从原理上看,本文的计算结果表明,若以 $|Y| = 1\text{dB}$ 为阈值,对三类冰雹模式,两种谱型情况,除了 C 波段、指数谱、带厚水膜冰球的情况之外,两种波段的雷达都能识别一定尺度范围的冰雹。表1和表2分别给出匀谱和指数谱情况下,不同波段,不同结构模式下可能识别的冰雹尺度范围。

表1 不同波段、不同结构、匀谱情况下,取 $|Y| = 1\text{dB}$ 为阈值时,可识别的冰雹直径 (cm)

波 段		C	S
A1		0.6—1.4, 2.2—3.2, 4.1—5.0	0.6—2.6, 4.1—5.0
W1	$b - a = 0.005\text{cm}$	0.6—1.1, 1.9—2.9, 3.2—5.0	0.6—2.2, 3.8—5.0
	$b - a = 0.01\text{cm}$	0.6—1.0, 1.9—2.6, 2.9—4.3, 4.6—5.0	0.6—2.0, 3.4—5.0
AS		0.6—1.1, 2.1—3.7, 4.2—4.9	0.6—2.0, 3.9—5.0

表2 不同波段、不同结构、指数谱情况下,取 $Y = 1\text{dB}$ 为阈值时,可识别的冰雹最大直径 (cm)

波 段		C	S
A1		2.1—2.8	3.8—5.0
W1	$b - a = 0.005\text{cm}$	1.8—2.4, 3.5—3.7	1.9—5.0
	$b - a = 0.01\text{cm}$	—	3.0—5.0
AS		1.8—5.0	2.9—5.0

2. 比较两种波段的雷达表明,使用 S 波段雷达比 C 波段雷达识别冰雹的效果要好。最明显的是在指数谱(应该说这种谱分布比起匀谱更接近实际雹谱分布)的假定下, S 波段雷达的 $Y-D_M$ 曲线基本呈单调递增,对各种结构冰雹可以识别的 D_M 范围是3.8—5.0 cm,个别模式下能识别 D_M 大于1.9cm的冰雹;而用 C 波段雷达,计算得到的 Y 值普遍较小,因而用 $Y > 1\text{dB}$ 为判据不能识别带厚水膜的冰球,对其它结构模式也只能识别 D_M 为2cm左右的冰雹。

应该指出,1dB作为识别阈值并不是高指标。据目前的数字化雷达技术,又考虑到本方法是在同一系统中检测其相对变化而非绝对标定,因而判别0.5dB的变化是可行的。如果将0.5dB作为阈值,则本方法的识别能力会得到进一步的改善,特别是对 C 波段雷达。这样, C 波段雷达就可能识别各类结构的冰雹,而且其识别的尺度范围也扩大了。例如,带厚水膜冰球可识别的 D_M 范围为1.2—1.9, 2.9—3.7cm,而其它各类冰雹在 D_M 为1.8—4.0cm范围内可以被识别等。指数谱情况下,以 $Y = 0.5\text{dB}$ 为阈值时,不同结构,两种波段雷达可识别的直径范围见表3。

表3 不同波段、不同结构、指数谱情况下,取 $Y = 0.5\text{dB}$ 为阈值
时可识别的冰雹最大直径 (cm)

波 段		C	S
A1		1.8—4.8	3.1—5.0
W1	$b - a = 0.005\text{cm}$	1.2—2.7, 3.0—4.0	1.9—5.0
	$b - a = 0.01\text{cm}$	1.2—1.9, 2.9—3.7	2.2—5.0
AS		1.3—5.0	1.8—2.1, 2.8—5.0

3. 频率变化范围愈大, 识别效果愈好。对 C 波段雷达, 我们计算了频率变化为 400 MHz 和 200MHz 时的 $Y-D$ 关系, 比较后发现, 前者关系曲线比后者变化更为明显, 亦即更有利于对冰雹的识别。这个结论与 Rinehart 等^[6]在 S 波段 (NEXRAD) 雷达上比较改变 60MHz 和 200MHz 时所得结论相一致。

4. 本方法与其它识别冰雹的雷达方法一样有着共同的局限性。由于实际冰雹的形状、结构、取向及谱分布等的复杂性, 目前尚未找到冰雹这些特性与其散射特性之间的数学解析表达式。数值模拟工作只能在某些简化的假定下进行, 因而总是与实际观测有距离。但是, 由于其它识别冰雹方法在实践中的部分成功, 已经证实了这类数值模式计算在探讨原理可行性上的价值, 可以指望本文针对变频单波段雷达识别冰雹云可行性的数值模式计算会与实际有一定程度的符合。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院大气物理所雷达组, 1980, 雷达探测冰雹云, 科学出版社。
- [2] Eccles, P. J. and Atlas, D., 1970, A New Method of Hail Detection by Dual-wavelength Radar, 14th Radar Meteor. Conf., 1—6.
- [3] Rinehart, R. E. and John D. Tuttle, 1982, Antenna Beam Patterns and Dual-wavelength Processing. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1865—1880.
- [4] Bringi, V. N., T. A. Seliga and A. Aydin, 1984, Hail Detection with a Differential Reflectivity Radar. *Science* Vol. 225, 1145—1147.
- [5] Herzegh, P. H. and R. E. Carbone, 1984, The Influence of Antenna Illumination Function. Characteristics on Differential Reflectivity Measurements. 22nd Conf. on Radar Meteor., 281—286.
- [6] Rinehart, R. E. and John D. Tuttle, 1983, Dual-wavelength Hail Detection with NEXRAD Radars. 21st Conf. on Radar Meteor., 229—231.
- [7] Liu Jinli, 1986, Calculation of Absorption, Attenuation, and Backscattering of Hailstones and Their Possible Applications. *Adv. Atmos. Sci.*, Vol. 3, No. 4, 454—465.
- [8] 徐家骥, 1979, 冰雹微物理和成雹机制, 农业出版社。