

雷达和微波辐射计测雨特性比较 及其联合应用

吕达仁 林海

(中国科学院大气物理研究所)

摘 要

分析了雷达测雨和微波辐射计测雨两种方法的原理特点。根据 Mie 散射公式计算所得模式雨滴谱和实际雨滴谱的各种微波辐射特性,定量分析了两种方法各自的可靠性和测雨能力。在此基础上,提出了一个雷达-辐射计联合测雨的求解方法,证明可较好地改进现有遥感测雨能力。

前 言

大面积降水分布的定量测量一直是气象和水文探测中的重要课题。因为它对洪涝灾害警报以及水库合理蓄放等重大国民经济问题起着重要作用。靠布设稠密雨量点来实现区域性降雨测量在许多地区受到人力、物力和通讯等条件的严重限制。因此降水遥感手段的探索就成为主要途径。自从气象雷达应用以来,雷达定量测量降水一直在不少国家研究试用,取得了不少进展。这些进展大多是在雷达测量同时,还采用一些辅助手段,例如用雨区内某几个点的遥测雨量资料来实时订正雷达测雨关系中的经验常数,借以提高测量精度。近年来,美国开展了双波长雷达测雨的研究。双波长雷达测雨的优越性是明显的,但其设备庞大复杂的现实情况限制了它的实用。

在地面雷达测雨研究的同时,近十年来在气象卫星上已成功地试验了微波辐射计测雨。取得了有意义的台风螺旋雨带雨强分布的资料。微波辐射计在技术上具有较雷达单元简单、耗电省、维护容易的明显优点,在地面应该也能发挥其作用^[1]。

雷达测雨在原理上利用雨滴对微波的后向散射,微波辐射计测雨则利用雨滴自身的微波热辐射。两种原理的不同导致两种方法各自的优点和局限性。但这两种原理又是雨滴与微波相互作用中的两个特征表现,有其统一的方面。

本文准备从原理上对这两种测雨方法进行定量比较,讨论其测雨稳定性与作用距离,并提出一种联合测雨求解方案,证明将能提高遥感测雨精度,而且具有实用价值。

一、两种测雨方程及其主要参数

1. 雷达测雨方程

雷达测雨的基本方程就是气象雷达方程,其一般表达形式为^[2]

$$p(r) = \frac{C_A |K|^2}{r^2} Z_e(r) e^{-2 \int_0^r \sigma(r') dr'} \quad (1)$$

其中

$$C_A = \frac{\pi^2}{1024 \ln 2} \frac{P_t h G^2 \theta \phi}{\lambda^2}, \quad K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}$$

式中 $p(r)$ 为 r 处雨回波强度, Z_e 为等效反射率因子, r 为距离, $\sigma(r)$ 为 r 处微波衰减系数, C_A 为雷达仪器常数, 它由波长 λ 发射功率 P_t 发射脉冲宽度 h 、天线增益 G 、天线波瓣半宽度 θ 、 ϕ 等组成, m 为雨的复折射指数, 其值与温度有一定关系。 σ 由气体、云和雨三部分作用组成, 在测雨雷达所处厘米波段, σ_g 和 σ_c 均为小量, 可作小量订正, 而 σ_p 则是一个不可完全忽视的变动量。

根据方程(1), 目前雷达测雨大致有如下情况:

(1) 非衰减波长雷达测雨 即在测雨的实际情况下可以忽略云雨的微波衰减。这时问题就完全归结为所谓 Z_e - R 关系, 由 $p(r)$ 计算出 Z_e , 由 Z_e 推导出雨强 R 。根据模式及各类雨滴谱, 一般建立经验关系

$$Z_e = a_1 R^{b_1} \quad (2)$$

由(1)和(2)式, 可以求出雨强分布

$$R(r) = \left(\frac{1}{a_1} \frac{r^2 p(r)}{C_A |K|^2} e^{2\sigma_p r} \right)^{1/b_1} \quad (3)$$

这里我们没有考虑雨对雷达波束的充满系数。

(2) 衰减波长的雷达测雨 这时(1)中有两个未知数 Z_e 和 σ , 解是不定的。若用双波长探测, 则可以求出 Z_e 和 σ 两者, 由此根据 σ 或 Z_e 与 R 的关系来求出雨强 R , 其中 σ 与 R 的关系较为稳定, 这就是双波长雷达测雨的优越之处。在单波长雷达情况, 可以预先建立 Z_e 与 σ 之间的经验关系式

$$Z_e = c_1 \sigma_p^{d_1} \quad (4)$$

这时(1)式可以求解得到(方程可化为 σ 的伯努利型方程)^[3]

$$\sigma_p(r) = \frac{[r^2 p(r)]^{1/d_1}}{(C_A |K|^2 c_1)^{1/d_1} - \frac{2}{d_1} \int_0^r [r'^2 p(r')]^{1/d_1} dr'} \quad (5)$$

在(5)式得到 $\sigma_p(r)$ 分布后, 再可由实际雨建立 σ_p 与 R 之间的经验关系

$$\sigma_p = a R^b \quad (6)$$

从而求出雨强分布。当然也可以直接求解 Z_e 分布而由(2)式得到雨强。

2. 微波辐射计测雨方程

辐射计测雨基本方程就是辐射传输方程的简化形式。由于在微波段物体的热辐射强

度与所处的温度成正比,因此微波接收功率用一种温度的概念 T_B 来表示. 另外在厘米波段,一般雨对微波的吸收大大超过散射,散射贡献可略去不加考虑,或作小量订正. 在上述情况下,基本方程就成为

$$T_{B\lambda} = \int_0^{\infty} \alpha_{\lambda}(r) T(r) e^{-\int_0^r \alpha_{\lambda}(r') dr'} dr \quad (7)$$

式中 $T_{B\lambda}$ 为辐射计接收来自天线指向的大气辐射亮温,波长为 λ , $\alpha_{\lambda}(r)$ 为路径大气吸收系数分布, $\sigma_{\lambda}(r)$ 则为衰减系数分布, $T(r)$ 为大气温度分布,积分上限为 ∞ 的意义实际代表大气上界. 我们为问题简化未去考虑宇宙背景辐射,因为在测雨波段,这只是一项小量订正项.

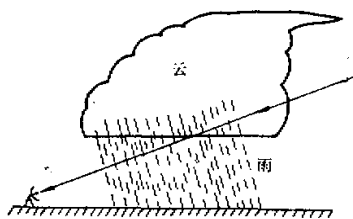


图1 微波辐射计测雨原理示意图

对于有雨情况(见图1), (7)式可以化为三项之和,即雨区前大气贡献、雨区大气贡献、雨区后大气贡献. 对大气气体而言 $\alpha_g = \sigma_g$, 对水滴而言 $\alpha_p = k\sigma_p$, k 为一与波长和滴谱有关的比例常数,下节计算表明,对几个测雨波长 $k \approx 1$, 误差 $\lesssim 5\%$, 故 $\alpha_p \approx \sigma_p$. 略去足标 λ ,

$$T_B = \int_0^{r_1} T(r) \alpha_g(r) e^{-\int_0^r \alpha_g(r') dr'} + \int_{r_1}^{r_2} T(r) [\alpha_g(r) + \alpha_p(r)] e^{-\int_0^r [\alpha_g(r') + \alpha_p(r')] dr'} + \int_{r_2}^{\infty} T(r) \alpha_g(r) e^{-\int_0^r [\alpha_g(r') + \alpha_p(r')] dr'} \quad (8)$$

对于测雨情况,一般用低仰角观测,根据[1]中的详细讨论,可以解得雨区总衰减 τ_p

$$\tau_p = \int_{r_1}^{r_2} \sigma_p(r) dr = -\ln \left(\frac{\bar{T} - T_B}{\bar{T} - T_{BS}} \right) \quad (9)$$

式中 T_{BS} 为无雨背景亮温,亦即(8)式中 $\alpha_p = 0$ 的 T_B 值, $\bar{T}$ 为路径气温平均值. 这几个都是可测和可估量,由此雨区总衰减可得. 若能知道雨区宽度 L ,则可以利用(6)式求得雨区内的平均雨强 $\bar{R}$ 和路径雨强积分值 L_R

$$\bar{R} = \left[-\ln \left(\frac{\bar{T} - T_B}{\bar{T} - T_{BS}} \right) / aL \right]^{1/b} \quad (10)$$

$$L_R = \left[-\ln \left(\frac{\bar{T} - T_B}{\bar{T} - T_{BS}} \right) / a \right]^{1/b} L^{(b-1)/b} \quad (11)$$

由此可见,辐射计测路径平均雨强及路径雨强积分是比较方便的. 在求解过程中涉及的关系是 σ_p 与 R 的关系(6)式以及 k 值与 1 的近似程度.

二、两种方法测雨的稳定性的稳定性

由上节讨论可知,两种测雨方法的稳定性实质上是不同雨滴谱条件下 Z_e-R 与 σ_p-R 关系的稳定性. 为此我们利用 Mic 散射公式对于单粒子匀谱情况和实际雨滴情况分别进行了上述特性计算,以供比较. 单粒子计算虽然已有不少,但缺乏直接和雨含水量和雨强的定量对比.

1. 理想匀谱降水的有关散射特性

匀谱降水这一理想情况下其微波散射特性与雨滴的尺度密切相关。在计算中^[4]我们采用了 Ray 所总结的水在微波段的复折射指数的经验表达式, 它与实验值符合较好。在计算相应雨强时采用了 Soote 等所总结的雨滴末速公式。为了全面考虑测雨波段, 我们计算了 3.2、5.6 和 10 厘米三个常用测雨雷达波长的情况。

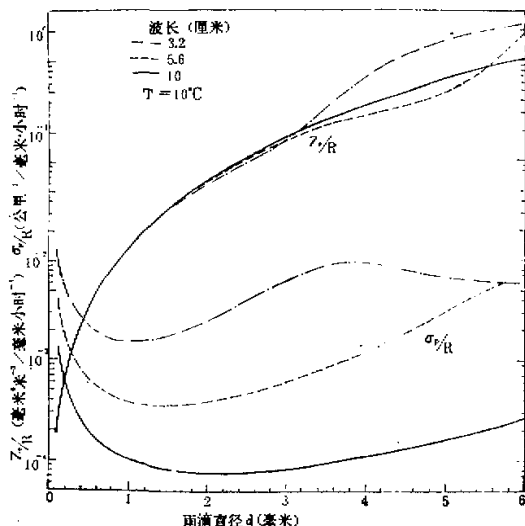


图 2 三个测雨波长上匀谱降水的 Z_e/R 和 σ_{dp}/R 随雨滴直径 d 的变化曲线。

图 2 为三个波长上 10°C 温度下 Z_e 和 σ_{dp} 与等效雨强 R 比值随雨滴直径的变化曲线。由图可以看出两个明显的特点: 首先, Z_e/R 比起 σ_{dp}/R 来其变化要大得多。我们在表 1 中分别列出了 0.2—6.0 毫米这个雨滴总体范围以及 0.5—2.0 毫米这个常见雨滴范围内这两个比值的变化范围与变化倍数。由表可见, 在整个雨滴范围内, Z_e/R 的变化在三个量级以上, 而 σ_{dp}/R 的变化在一个量级左右, 其中 3.2 厘米波长上变化更小, 约 6 倍。在 0.5—2 毫米的常见雨滴范围 Z_e/R 变化达 20 倍, 而 σ_{dp}/R 变化仅在 2 倍左右。3.2 厘米波长上仅为 1.6 倍。第二, 从图中可以看出, Z_e/R 为随 d 值单向迅速变化, 大滴起着极大的作用。与之相反, σ_{dp}/R 则呈现双向变化。

综合以上两个特点可以看出, σ_{dp}/R 与 d 的关系远较 Z_e/R 与 d 关系变化小, 特别在实际雨滴谱情况下, 无论是大滴比例的随机变化或是雨滴平均尺度的移动, (在相同降水强度情况下) 所引起的 σ_{dp}/R 变化远比 Z_e/R 变化为小。

图 3 为三个波长上 0°C 温度下 k 值与 d 的关系。可以看出, 除 3.2 厘米波长时 $d > 4$ 毫米的雨滴, $k < 0.9$, 其余情况下 k 值与 1 十分接近。由此证明 (8) 式近似的合理性。

2. 实际降水雨滴谱的有关散射特性

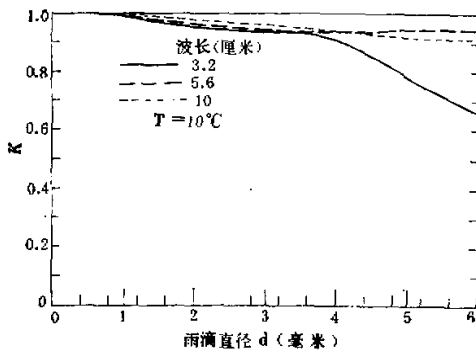
为了实际考察两种测雨方法的稳定性, 我们用三种雨滴谱计算了 Z_e-R 和 $\sigma_{dp}-R$ 关系。一种是国际上常采用的 Marshall-Palmer 谱(简称 M-P 谱), 它比较符合连续性降水情况。第二种是北京夏季降雨滴谱实际取样, 计有 1963、1964、1973、1976 四年共 289 份

表 1 不同雨滴范围内 Z_e/R 和 σ_p/R 的比较 (10°C)

波长(厘米)		3.2			5.6			10.0		
参 数	d (毫米)	最小值	最大值	比值	最小值	最大值	比值	最小值	最大值	比值
Z_e/R	0.2—6.0	0.006	23.2	3867	0.006	17.9	2983	0.006	9.9	1650
	0.5—2.0	0.032	0.58	18.1	0.032	0.62	19.7	0.032	0.64	20
σ_p/R	0.2—6.0	0.0016	0.010	6.2	0.00037	0.0078	20.5	0.00008	0.00055	6.9
	0.5—6.0	0.0016	0.0026	1.6	0.00037	0.00065	1.76	0.00008	0.00019	2.4

样品。第三种是新疆天山地区的高山降水雨滴谱(1963年共541份样品)

我们把1976年北京地区的雨滴谱资料按阵性和连续性降水分别处理,再一次证明了

图 3 三个波长上的 $R-d$ 关系

尽管个别谱型与 M-P 相差很大,但它们所计算的 σ_p-R 的关系,与 M-P 谱所算得的很相近,尤其是连续性降水十分吻合(参见图 4)。因此,对于大面积连续性降水,可根本不考虑具体谱型,采用 M-P 谱的 σ_p-R 关系就可达到足够高的近似程度。

其次,系统地计算了 M-P 谱的 Z_e-R 和 σ_p-R 的关系。雨强取 0.1—100 毫米/小时范围,同样计算了 3.2, 5.6, 10 厘米三个波长的情况,

由于经验公式(2),(6)中的参数又是随波长和温度而变,因此我们对于每一个波长,求经验参数 a , b 与温度的回归方程,具有形式为

$$a = f_0 + f_1 t + f_2 t^2$$

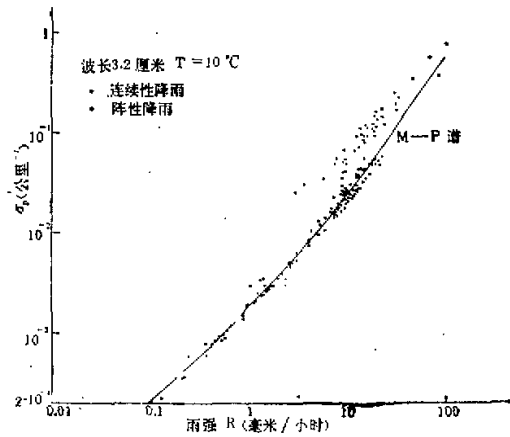
$$b = g_0 + g_1 t + g_2 t^2$$

这里 $f_i, g_i (i = 0, 1, 2)$ 为经验回归系数。三种波长下的 M-P 谱的计算结果见表 2。其中 S 值为(2),(6)两式中相应的回归均方差在 $-10-20^\circ\text{C}$ 内的变化范围。

表 2 M-P 谱的 f_i, g_i 和 S 值

	波长(厘米)	f_0	f_1	f_2	g_0	g_1	g_2	S
Z_e-R	3.2	1.627×10^4	-0.2665	5.799×10^{-3}	1.501	3.701×10^{-4}	-5.054×10^{-4}	0.062—0.098
	5.6	1.633×10^4	-8.222×10^{-2}	1.997×10^{-3}	1.456	-6.740×10^{-4}	9.131×10^{-4}	0.025—0.036
	10	1.658×10^4	-4.806×10^{-3}	3.433×10^{-4}	1.468	-3.298×10^{-5}	2.009×10^{-4}	0.0361—0.0366
σ_p-R	3.2	2.450×10^{-3}	-4.654×10^{-4}	3.850×10^{-7}	1.093	5.476×10^{-3}	-2.442×10^{-5}	0.063—0.106
	5.6	6.483×10^{-4}	-1.795×10^{-3}	2.395×10^{-7}	1.804	1.771×10^{-3}	-4.963×10^{-5}	0.05867—0.0788
	10	1.763×10^{-4}	-5.302×10^{-4}	8.273×10^{-8}	0.9096	8.224×10^{-5}	-0.8515×10^{-5}	0.0331—0.0339

10°C 时三种波长三种雨滴谱的 Z_e-R 和 σ_p-R 关系中的 a, b 值和相应的回归均方差 S 列于表 3。

图4 北京实测降雨的 σ_p - R 计算值和 Marshall 谱计算值的比较表3 三种波长上 Z_e - R , σ_p - R 与谱的关系

波长(厘米)	Z_e - R				σ_p - R		
	谱型	a_1	b_1	s	a	b	s
3.2	M-P 谱	1.600×10^4	1.504	0.085	2.027×10^{-3}	1.145	0.088
	北京谱	2.04×10^3	1.56	0.355	2.14×10^{-3}	1.20	0.184
	新疆天山谱	1.86×10^3	1.26	0.244	2.02×10^{-3}	1.00	0.083
5.6	M-P 谱	1.626×10^4	1.450	0.028	4.942×10^{-4}	1.017	0.076
	北京谱	2.46×10^3	1.47	0.297	4.41×10^{-4}	1.11	0.133
	新疆天山谱	1.89×10^3	1.26	0.242	4.71×10^{-4}	0.942	0.066
10	M-P 谱	1.658×10^4	1.468	0.036	1.323×10^{-4}	0.908	0.034
	北京谱	2.53×10^3	1.48	0.308	1.11×10^{-4}	0.965	0.065
	新疆天山谱	1.93×10^3	1.27	0.247	1.22×10^{-4}	0.907	0.0765

由表3可以看出: 三种谱型下的 σ_p - R 关系比较相近, 离散度都不算大。而相应的 Z_e - R 关系不仅谱型之间其回归参数有差别, 并且离散度也大大增加。这里, 我们用实际滴谱的计算证实了 σ_p - R 关系较为稳定。这就是微波辐射计测雨的优点所在。

三、两种方法的测雨能力比较

我们用等雨强分布情况下某一雷达或辐射计的最远可测距离 r_M 作为考察测雨能力的指标。在这种情况下, 雷达或辐射计在某一方向上可测路径总降水强度为 $r_M R$ 。

1. 对于雷达, 若其最小可测回波功率为 $\bar{P}_{rm}$, 则由(1)、(2)、(6)三式可以解得 r_M 满足下式:

$$r_M = \left(\frac{C_A |K|^2 a_1}{\bar{P}_{rm}} \right)^{1/2} R^{b_1/2} \exp(-a R^b r_M) \quad (12)$$

(12)式所解的 r_M - R 关系显然与具体雷达性能有关, 下面我们对三个波长的典型雷达进

表 4 三种波长雷达参数

型 号	λ (厘米)	P_t (千瓦)	$h = CT/2$ (米)	$\theta(^{\circ})$	$\phi(^{\circ})$	G	$\bar{P}_{rm}$
国产 711	3.2	75	150	1.45	1.5	41.6db	2.5×10^{-13} 瓦
国产 713*	5.6	250	300	1.3	1.3	38db	-107 dBm(有参放) -98 dBm(无参放)
美 WSR-57 ⁽²⁾	10	450	75;600	1.8	1.8	38.5db	10^{-16} 瓦

* 713 雷达参数引自原说明书,正式产品性能略有出入。

行了具体计算。所选三种雷达参数见表 4。

图 5 给出了三种雷达的计算结果。从它们之间的相互比较看,显然 WSR-57 雷达最好,这由其 λ , P_t , $\bar{P}_{rm}$ 三个因子的好处所决定的,而 711 雷达性能最差,这也是由这三个因子所决定的。由于衰减的作用和 $\bar{P}_{rm}$ 的限制,三种雷达的测雨距离都是在 R 的中间值上最大,而在两边偏小。由于衰减在短波长更为严重,3 厘米的 711 雷达在大雨时的测雨能力所受限制更大,特别是无法不作衰减订正而仅根据回波强度来定出远处的雨强。这一点是已经熟知的事实,就是 5 厘米雷达在大雨时也必须作出衰减订正。然而单部雷达本身是较难作自己的衰减订正的。

在小雨情况,雷达的测雨距离受到 $\bar{P}_{rm}$ 的限制,明显地不合要求。

以上的计算,没有考虑波束填充系数,也略去了大气吸收(当然是很小的),当然只是一种近似的估计。

2. 对于微波辐射计的测雨能力的考察,首先可将(9)式改写为

$$r_M a R^b = -\ln \left(\frac{\Delta T_{Bm}}{\bar{T} - T_{BS}} \right)$$

其中 $\Delta T_{Bm} = \bar{T} - T_{BS}$, 表示最小可分辨温度差,这是一个由 $\bar{T}$ 取值与实测情况的误差及辐射计对 T_{BS} 的探测精度两个因子确定的一个参数。根据上式可简单得到

$$r_M = -\frac{1}{a} \ln \left(\frac{\Delta T_{Bm}}{\bar{T} - T_{BS}} \right) R^{-b} \quad (13)$$

(13) 式所解 r_M-R 关系显然亦与具体仪器性能有关,还与观测时的背景状态(反映在 $\bar{T} - T_{BS}$ 这个因子上)有关。我们对几个典型波长和典型背景情况亦进行了计算,和三个波长雷达相对应,我们选了仰角 1° 和 3° 两种情况,其相应的 T_{BS} 用北京夏季平均温湿层结计算求得,其值见表 5。 $\bar{T}$ 取 273 K, 在取 $\bar{T} > 273$ K 时,所得 r_M 值会更大。所用的雨滴谱统计参数均按 Marshall-

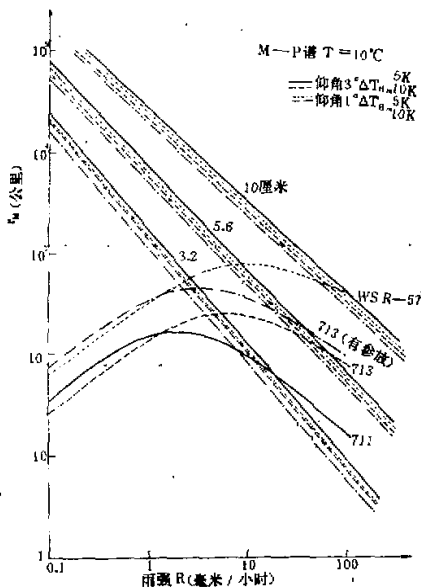


图 5 几个波长雷达和辐射计测雨能力比较计算结果。由于受地球曲率限制,极限距离以上的计算值并无实际意义,图中绘出的目的是提供一种趋势参考。

Palmer 谱的计算结果给出。

图 5 中的直线即为三个波长, 二个仰角以及两组 ΔT_{Bm} 情况下的计算结果。可以看出微波辐射计测雨距离随 R 值单调下降。三个波长相比, 则较长波长的测雨距离亦明显地优于短波长。此外仰角稍最则 r_M 值大, 这时因为高仰角 T_{B5} 小, 但实际情况仰角高, 测雨距离就是受到明显的几何限制, 因此是需要权衡确定的。

表 5 北京夏季 T_{B5} 平均值

仰角 $T_{B5}K$ λ	3.2 厘米	5.6 厘米	10.0 厘米
1°	179.2	156.8	148.5
3°	115.2	101.1	99.7

3. 雷达和辐射计测雨能力的比较。从图 5 可以对比看出, 大面积小雨时, 辐射计测雨范围会优于雷达, 亦即大面积中、小雨时, 辐射计可监视更大范围的实际降水, 并可作出路径总雨强的可靠估计。就是在大雨时, 辐射计测雨距离仍较相同波长雷达的测雨距离大, 只是在暴雨情况, 其值接近甚至偏小(不过当 ΔT_{Bm} 精度提高时, 辐射计测雨 r_M 值又会有提高, 现在所定 $\Delta T_{Bm} = 5K$ 是对仪器较低的要求)。可以看出, 当雨区对于二者最大测雨距离的共同范围内, 则雷达和辐射计可感测同一个对象。在暴雨情况, 则二者的测雨能力均受到限制。但对实际情况中可能出现的雨强分布而言, 波长 10 厘米的雷达的测雨距离受衰减影响很小, 更多地受地球曲率和大气折射的几何限制。同波长的辐射计亦是如此。

四、两种方法的联合应用

由前三节的讨论可以看出, 两种方法测雨各有长处与局限。辐射计测雨稳定性较高, 对小雨较为敏感, 这是它具有独特价值的一面。但辐射计测雨的最大局限是缺乏距离分辨率, 采用扫(仰)角法观测会使情况略有改善, 但无论如何无法和雷达相比。反之, 雷达测雨具有良好的空间分辨能力, 但其测雨稳定性则较辐射计差。由此可以设想联合应用两种测雨方法, 以改善降水分布测量。

我们这里提出一个联合测量的求解方案。概括地说, 用雷达和辐射计进行同时测量, 利用辐射计测得某方向上的降水总衰减 τ_p , 再利用雷达回波强度在该方向上的分布 $p(r)$ 求出该方向路径上降水衰减系数的分配 $\sigma_p(r)$, 由 σ_p-R 关系就求得了雨强分布 $R(r)$ 。由于 τ_p 的测定对路径总降水强度有了一个可靠的估算值, 降水强度分布的确定就不至于有过大的偏离, 特别对许多实用要求来说能得到合理的满足。具体计算步骤如下

1. 由辐射计测得 T_{B5} , 由(9)式求取 τ_p 。关于这方面的细节可参阅[1]。

2. 由雷达测得 $p(r)$ 。根据(1)式可知在降水近端(设 $r = r_1$), $\int_0^{r_1} \sigma(r) dr \approx 0$, 在降水远端(设 $r = r_N$), $\int_0^{r_N} \sigma(r) dr = \tau_p$ 。我们采用(4)式 Z_e 与 σ_p 的基本关系, 又留下 c_1 作为可调节参数, 使之更符合实测降水情况下的 $Z_e-\sigma_p$ 关系式。在求解时可先定一 c_1 值, 例

如用前节的计算值作为初始值 c_{10} 。由此在将 $p(r)$ 取分立值 $p(r_i)$, $r_i = 1, \dots, N$ 时, 可以得到 $\sigma_p(r)$ 分布的零级近似值

$$\begin{cases} \sigma_0(r_1) = (r_1^2 p(r_1) / C_A |K|^2 c_{10})^{1/4} \\ \sigma_0(r_2) = (r_2^2 p(r_2) / C_A |K|^2 c_{10})^{1/4} \exp\left(\frac{2}{d_1} \sigma_0(r_1)(r_2 - r_1)\right) \\ \dots\dots\dots \\ \sigma_0(r_N) = (r_N^2 p(r_N) / C_A |K|^2 c_{10})^{1/4} \exp\left(\frac{2}{d_1} \sum_i \sigma_0(r_i)(r_{i+1} - r_i)\right) \\ \tau_0 = \sum_i \sigma_0(r_i)(r_{i+1} - r_i) \end{cases} \quad (14)$$

由此得到一个降水路径总衰减 τ_0 。将 τ_0 与 τ_p 值作比较, 取 $\gamma_1 = \tau_0 / \tau_p$, 再令 $c_{11} = \gamma_1 c_{10}$, 重新进行(14)式的迭代运算, 当第 k 次满足 $|\gamma_k - 1| < \varepsilon$ 时 (其中 ε 为根据仪器误差及实际降水测量要求定下的误差控制量), 则可认为得到计算结果。由此得到的 c_{1k} 即可认为是该次降水的 c_1 值。而根据计算得到的 $\sigma_p(r_i)$ 分布, 很容易由(4)式换算得到雨强分布 $R(r)$ 。

对于上述联合探测求解雨强的方案, 还需要作出一些限制和说明。

首先, 联合探测求解方案的适用范围是要求雷达和辐射计具有相同的测量范围, 也就是要在波束方向上的所有雨区二者都能感测到。具体要求辐射计所测 T_B 值不能接近其饱和值 $\bar{T}$ (一旦接近会造成所推算的 τ_p 误差偏大), 同时雷达回波的路径衰减作用也不能太大以致使远处雨的回波强度低于 $\bar{P}_{rm}$ 。前一点易于判断, 而回波是否被淹没则难于判断, 但在实际使用中也可能得到一些经验。总之, 在使用短波长(3厘米甚至5厘米)测大雨和暴雨时需要注意到这一限制。从前面测雨能力分析一节中可以看出, 利用10厘米波长探测则基本不受这方面的限制。

第二, 联合求解所得 $\sigma_p(r_i)$ 分布并不是真正的衰减系数分布, 而只是一种近似估计, 因此由此所得的单点雨强的精确度比真正由实测 (如果可能的话) 该处 σ_p 值所算得的雨强要差一些。但比起单由雷达测雨来, 联合求解所得雨强精确度将由于以下两方面原因而获得改善: 一方面通过迭代求解使 $Z_e - \sigma_p$ 关系中的 c_1 得到符合实际情况的调整 (以 τ_p 值满足实测值为约束条件), 这比预先定下 $Z_e - R$ 关系求解雨强显然要更符合实际一些。事实上, $Z_e - R$ 关系的离散性分别分配于 $Z_e - \sigma_p$ 和 $\sigma_p - R$ 两个关系的离散性之中, 因此通过调整 c_1 改善 $Z_e - \sigma_p$ 关系的离散性事实上也就等价于改善 $Z_e - R$ 关系式的经验系数值, 使之平均地符合实际情况。另一方面联合求解所得较远处的 R 值会比单部雷达推算值获得更大的改善, 这是因为路径衰减订正是一个积分效应, 显然单部雷达在估计远处雨强时更易造成大误差, 而联合求解恰恰对路径衰减作用的估算颇有成效。当然, 远处所测对象离地较高这个缺陷是雷达和辐射计都避免不了的, 只能用其他方法解决。

第三, 上述联合探测求解方案显然要求这个雷达-辐射计系统带有数据处理装置。但一旦数据处理装置具备, 实现计算方案是不难的。

最后, 在上述定量处理中还有一个值得注意的优点就是在求解过程中实际上并不需要预先知道雷达常数 C_A 的绝对数值, 因为在运算中 C_A 与 c_1 是构成一个乘积出现的。因

此,我们可以将 $C_A c_1$ 合成一个待定因子而通过求解得值。除了要求 c_1 在路径中保持稳定外,只要求观测期间 C_A 值基本稳定,亦即只要求仪器的短时间稳定度,这样将大大降低对雷达稳定性及绝对标定的要求。这在实用上是很有利的。

结 论

1. 微波辐射计在地面定量降水分布测量中可以发挥重要的作用。在原理上它具有较雷达测雨更高的稳定性。在技术上它比起雷达来单元少、耗电省、维护较简单、特别是能真正长时间连续工作,因此很有利于区域内总降水量测量。这方面我们已进行了初步的实际试验^[1],结果是有意义的。

2. 将雷达和辐射计同时测量从而求出区域内的降水强度分布将充分发挥两者各自的长处,提高测雨的准确度。在原理和求解方案上我们已经论证了可行性。在技术上,同一波长的雷达和辐射计完全可以使用同一个天线系统,特别对已配备有数字电子计算机的雷达来说只是增加了一个不大的辐射计单元。这样构成的雷达-辐射计系统将会是一个既可独立使用、又可联合使用的有效测雨装备。这是一项值得发展的遥感技术。

参 考 文 献

- [1] 大气物理所 105 组,地面微波辐射计测定区域性降水的初步试验,大气科学,1978 年 4 期。
- [2] Battan L. J., Radar Observation of the Atmosphere, 1973。
- [3] “激光测定大气消光系数及其在能见度探测上的可能应用”,见“激光在气象探测中的应用”32—42 页,科学出版社,1973。
- [4] 林海等,雨滴的微波辐射特征(尚未发表)。

COMPARISONS AND COMBINED USES OF RADAR AND RADIOMETER IN THE REMOTE SENSING OF RAINFALL DISTRIBUTIONS

Lü Da-ren Lin Hai

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

The merit and limitation of rainfall measurements by radar and by radiometer were discussed respectively and the quantitative analysis of their reliability and probing ability were made and compared with each other on the basis of the computations of the microwave radiation characteristics of the model and actual raindrop spectra. There of we proposed a possible program of the combined uses of radar and radiometer for rainfall measurement. It is proved that this combined use may be helpful for improving the remote sensing of precipitation.