

雨滴的微波辐射特征

林海 魏重 吕达仁

(中国科学院大气物理所)

一、前言

雨滴对微波有强烈的衰减,因此实现微波通讯以来,雨天是通讯的一大障碍。但另一方面,它也是一个微波发射体和散射体,有关雨滴的这些微波辐射特性是大气微波遥感探测中需要预先考察的问题。长期以来,出于微波工程、气象雷达的需要,已对雨滴微波辐射特征作过大量的研究^[1-3],尤其近年来,资源卫星和气象卫星采用了微波辐射计后,对大气微波辐射特征的研究,提出了新的要求,需要清楚地了解不同地区、不同降水类型中各种实测雨滴谱对微波吸收的影响。国内这方面的理论工作研究不多,也不系统。我们力图由此开始系统地研究我国各地降水的微波辐射特征,为各方面的需要提供定量的各个降水辐射特性值,并在此基础上建立我国云雨大气的微波辐射模式。这与我国晴空大气微波辐射模式一起,向大气遥感探测研究以及其他微波工程提供一套较完整的基础资料^[4]。

本文,我们从收集到的我国四个地区(北京、新疆天山、江西庐山和湖南长沙等地)的1600余份实际雨滴谱资料中,分别计算了波长为0.86, 1.35, 1.55, 2.0, 3.2, 5.6和10厘米,温度为 -10° , 0° , 10° , 20°C , 滴谱的衰减系数、吸收系数、雷达反射率因子以及用回归统计方法建立了上述几个量与雨强、含水量的关系,并在相应的波长和温度下,考察了单个雨滴的辐射特征。本文总结了这方面的计算方法,概括叙述了理想匀谱降水和实际降水雨滴谱的辐射特征,列出了一部分数值结果,并同国外某些同类型的计算结果作了比较。考察了不同地区的雨滴谱对衰减系数、雷达反射率因子的影响。与此同时,我们对 Marshall-Palmer (简称 M-P) 谱的辐射特征重新作了计算。为更切合实际起见,对计算方法作了改进,与实际谱型的计算结果相比较,发现 M-P 谱的有关结果仍具有一定的代表性。

二、计算方法

计算的基础是球形粒子电磁波散射的 Mie 解。这一部分的计算程序是在我们原先计算气溶胶对激光的消光时业已完成^[5]。这次仅稍作改动。所用的公式是 Van de Hulst 的表达式和 Deirmendjian 的递推关系表达式。其中水在微波段的复折射指数是采用了 Ray^[6]的经验公式。计算中所用的雨滴谱有两大类:一类为 Marshall 和 Palmer 所给出的,

其公式为

$$N(D) = N_0 e^{-bD} [\text{米}^{-3} \text{毫米}^{-1}] \quad (1)$$

式中 $N(D)$ 为单位直径间隔、单位体积内直径为 D 的水滴个数, $N_0 = 8.10^3$ 个/米³毫米, D 为雨滴直径(毫米), 系数 b 与降水强度 R (毫米/小时) 有关, 即

$$b = 4.1 R^{-0.21} [\text{毫米}^{-1}] \quad (2)$$

另一类为实际离散型的滴谱, 其滴谱的范围一般从 0.1 至 6 毫米。在对 M-P 谱进行计算时, 为了同实际滴谱统一比较起见, 我们也取相对应的积分上下限, 起始直径为 0.1 毫米, 最大直径受式(2)中的雨强 R 所控制。显然, 这样做更加切合实际, 这是我们与过去许多作者在对 M-P 谱作计算时所考虑的不同之处。由此, 当然结果数值上会略有出入。至于雨滴末速一般都用公认的 Gunn & Kinzer^[7] 的实际测量值, 但 Soote 等人^[8] 根据这个测量值已总结出雨滴末速的公式, 这两者相差不大, 在滴径从 0.1 毫米到 5.8 毫米内, 最大误差为 0.03 米/秒, 所以我们有时也用后者。

用 Mie 散射公式计算出在相应 D_1 到 D_2 范围内单个雨滴的吸收截面 Q_a (毫米²)、衰减截面 Q_e (毫米²) 和后向散射截面 β (毫米²) 以后, 则每一份雨滴谱的体吸收系数、衰减系数以及等效雷达反射率因子分别为

$$\alpha_a = 10^{-3} \int_{D_1}^{D_2} Q_a N(D) dD [\text{公里}^{-1}] \quad (3)$$

$$\alpha_e = 10^{-3} \int_{D_1}^{D_2} Q_e N(D) dD [\text{公里}^{-1}] \quad (4)$$

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5} \int_{D_1}^{D_2} \frac{\beta N(D) dD}{|K|^2} [\text{毫米}^6/\text{米}^3] \quad (5)$$

式中 λ 为波长(毫米), $|K|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2$, m 为水的复折射指数。

如果将上述微波辐射特性参数与降水特征量如雨强或含水量都一一对应点在双对数坐标图上, 则它们大致呈线性, 因此可用一个指数形式的经验公式去逼近,

$$A = aB^b \quad (6)$$

式中 A 代表微波辐射特性, B 为雨强或含水量, a 、 b 为相应的回归系数。

三、资料来源

除了 M-P 谱以外, 我们收集了我国四个地区的雨滴谱资料, 取样方法绝大部分为滤纸法, 其中新疆地区的滴谱中有一部分为油盘法。所用的订正和处理方法大致相同。北京地区有 4 年夏季的资料, 其中包含了一部分 1963 年 8 月特大暴雨的滴谱, 总共 289 份中阵雨占 166 份, 其他均为连续性降水。新疆的滴谱为我国西北高山地区的典型谱^[9], 取样地点处在海拔 3500 米的天山天喀尔峰, 谱型大多为窄型, 大滴少, 小滴多, 最大滴径不超过 4 毫米。另外江西和湖南均为南方夏季的典型降水, 降水云层种类比较多, 其中很大一部分为混合型滴谱。不同的是江西滴谱取自庐山离云底的不同位置, 有些属于云底附近的雨滴谱, 而湖南那一部分真正代表了南方平原地带地面雨滴谱特征。有关这些滴谱参数详见表 1。其中北京的滴谱作了分档处理, 相应的结果见表 2。从表 2 可知, 一般中

小雨的滴谱居多,大雨暴雨较少。这主要是受取样方法的限制,大雨的滴谱很难取到,即使有一些其误差相对比较大,这是资料中的不足之处。但总的说来,还是反映了各地的降水特征,具有一定的代表性。

表 1 雨滴谱参数统计

地 点	年 份	滴谱份数	雨强范围 (mm/hr)	浓度范围 (个/ m^3)	最大直径 (mm)
北京	1963, 1964, 1973, 1976	289	0.072—99.37	7—43,898	6.0
新疆天山	1963	541	0.001—60.86	2—22,231	4.0
江西庐山	1962, 1963	705	0.001—108.04	14—330,896	8.7
湖南长沙等地	1977, 1978	146	0.067—116.1		5.3

表 2 北京地区雨滴谱

雨强范围 (mm/hr)	份 数	平均雨强 (mm/hr)	平均含水量 (g/m^3)	平均浓度 (个/ m^3)	最大直径 (mm)
0.001—1	33	0.58	0.05	574.5	3.4
1—5	95	2.37	0.14	1364.9	4.1
5—10	67	7.80	0.40	3840.0	5.5
10—30	82	15.84	0.74	5991.9	5.3
30—50	7	35.91	1.46	4363.4	6.0
50—80	3	58.19	2.11	1997.2	5.9
80—100	2	94.26	3.41	5859.6	5.7

四、理想匀谱的辐射特征

有关单粒子的计算已有很多了,比较完整的数 Medhurst^[10]的工作,他计算了波长范围从 0.3 到 15 厘米的相同直径 D 的滴组成 1 毫米/小时降水强度的衰减系数值,由此可以从理论上给出任一波段上可能出现的极限衰减系数值(见图 1)。我们进一步对理想匀谱的微波辐射特征作了计算和分析,其主要结果如下。

1. Rayleigh 近似适用范围

在 Rayleigh 近似条件下,雨滴的衰减就与谱型无关。但雨滴对微波的衰减一般不符合 Rayleigh 近似。从图 2 可以看出,在大多数情况下 Rayleigh 近似是不适用的。但可以找到一定的条件,即在小雨一般雨滴直径不大于 1 毫米、波长在 5.6 厘米以上,可用 Rayleigh 近似来计算降水的衰减值。

长期以来在计算雷达反射率因子时,总是用 D^6 的关系,这时得到的 $Z-R$ 关系与波长、温度无关。这也是 Rayleigh 近似的必然结果。事实上,也有一定的条件,计算结果表明(见图 3),对于直径不大于 1 毫米的小雨,在我们所考察的波长、温度范围内一般都可认为是适用的。即使对于中雨,降水直径不超过 2.5 毫米左右,那末大于 3 厘米波长时,也可用 $Z \approx D^6$ 。另一方面,从温度影响看也是波长越长越有利。因此,对于 5 公分或 10 公分雷达的定量测雨,在计算 Z 值时,一般无需考虑波长和温度的影响。

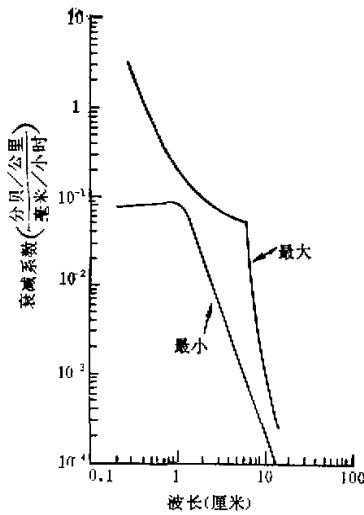


图1 相同直径 D 的滴组成单位降水强度的最大衰减和最小衰减(20℃)

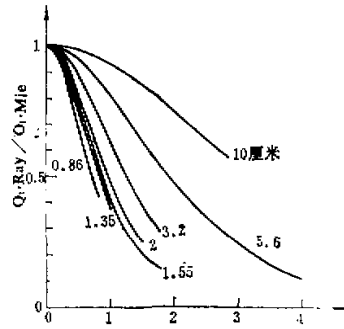


图2 不同波长下, Rayleigh 衰减截面与 Mie 衰减截面的比值随雨滴直径的关系(10℃)

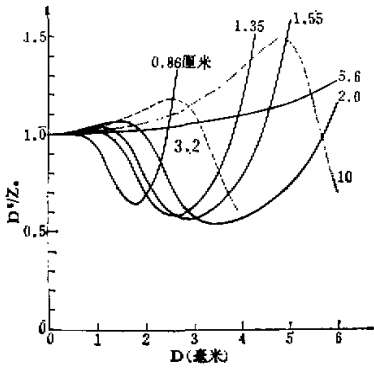


图3 不同波长下比值 D^2/Z_0 随滴径的关系(10℃)

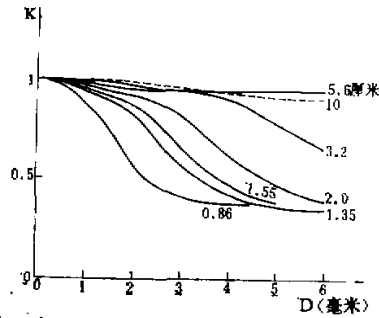


图4 不同波长下, 吸收截面与衰减截面之比(10℃)

2. 雨滴的散射效应

在被动微波遥感中, 是否要考虑散射影响是一个很重要的问题。令比辐射率 $k = Q_a / Q_t$, 它表示吸收在总的衰减中所占的比例。从图4中可以看到, 当波长大于2厘米时, 水滴的散射作用明显小于吸收, 当波长为5.6厘米时, 吸收占总衰减量的99.5%, 甚至 $D = 6$ 毫米时, k 也达0.94。而当波长小于1.55厘米时, 水滴的散射效应才应该考虑了。因此, 在一般情况下, 只要不是大雨和暴雨, 降水直径不超过2.5毫米左右, 则当波长不小于1.55厘米时, 雨滴的散射就可忽略, 所带来的误差不大于10%。在不同温度下, 上述结论

同样是成立的。

3. 比值 Z_e/R 和 Q_e/R 的稳定性

在降水遥感探测中, Z_e 和 Q_e 是两个重要的物理量, 它的稳定性直接影响到测雨方法的可靠^[1]。我们计算了由相同直径的雨滴构成单位雨强时的微波衰减和等效雷达反射率因子。图 5 和图 6 是 10℃ 情况下的计算结果。由图可以看出两个明显的特点: 首先, Z_e/R 比起 Q_e/R 来其变化要大得多。在整个雨滴范围 (0.2—6 毫米) 内, Z_e/R 的变化幅度都在两个数量级以上。在 3 厘米波长上都达数千倍, 而 Q_e/R 的变化约在 20 倍以下, 除 5.6 厘米外, 都在 7 倍以下。在 2.5—2 毫米的常见雨滴范围内, Z_e/R 的变化也达 20—30 倍, 而 Q_e/R 仅在两倍以上^[11]。第二, Z_e/R 变化随 D 值单调上升 (除 8.6 毫米以外),

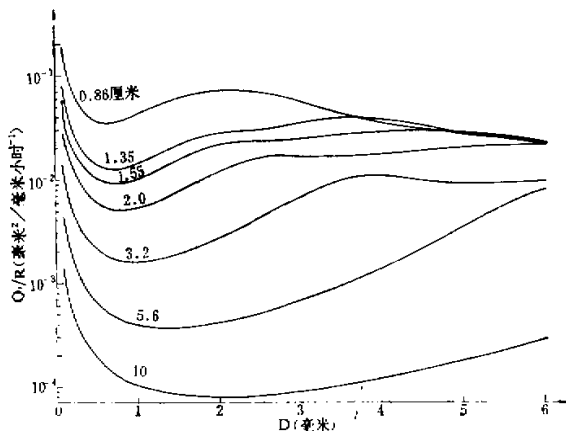


图 5 不同波长下, Q_e/R 随雨滴直径的关系 (10℃)

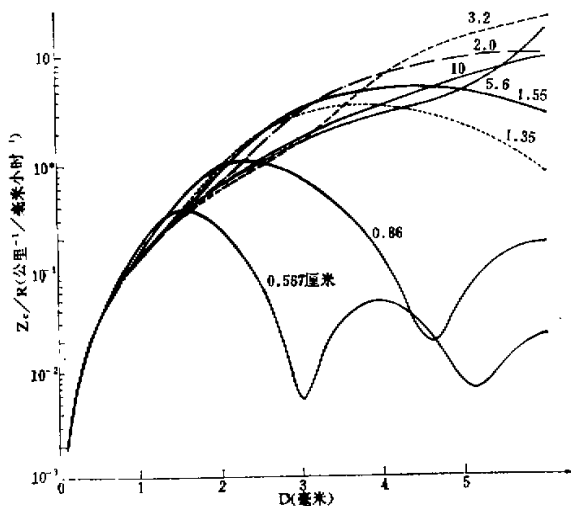


图 6 不同波长下, Z_e/R 随雨滴直径的关系 (10℃)

水滴起着很大的作用, 与之相反, Q_i/R 的变化比较平缓, 除 5.6 厘米外都在 10 倍以内。它们各自的温度效应大致相似, 对于短波而言, 温度效应可以不考虑, 波长越长, 温度造成的差别越大。

五、实际雨滴谱的辐射特征

我们对我国四个地区 1600 余份雨滴谱逐个计算各自的微波辐射特征量, 并与降水物理量联系起来, 建立如(6)式的回归方程。比较了各地的特点, 分析异同原因。同时引用了国外一些结果用于比较说明。

1. M-P 谱

Marshall-Palmer 和 Law-Parson 谱就是两类实际谱的典型代表。这两种谱型的微波辐射国外已有不少结果^[10,12,13]。我们对 M-P 谱重新作了计算, 其差别在第二节中已提到。从计算结果可知, 波长小于 2 厘米时, α_i 与 R 关系在对数坐标上基本呈线性, 在一般情况下, 两参数经验公式(6)已有足够好的近似程度了。两参数经验公式 $\alpha_i = aR^b$ 中参数 a 、 b 是波长 λ (毫米)、水滴温度 t (°C) 的函数, 利用回归分析可建立如下关系:

$$a = f_0(\lambda) + f_1(\lambda)t + f_2(\lambda)t^2 \quad (7)$$

$$b = g_0(\lambda) + g_1(\lambda)t + g_2(\lambda)t^2 \quad (8)$$

式中 f_i, g_i ($i = 0, 1, 2$) 是一些依赖于波长 λ 的经验回归系数, 其具体数值见表 3, 表 4 是 α_i-R 关系中的回归系数, 表 4 是 Z_i-R 中的系数。

表 3 $\alpha_i = aR^b$ 式中的回归系数

波长 (cm)	f_0	f_1	f_2	g_0	g_1	g_2
0.86	4.729510^{-1}	-2.165210^{-4}	7.482210^{-4}	1.0538	1.148610^{-3}	-4.260710^{-5}
1.35	1.744910^{-1}	-1.163510^{-4}	3.666510^{-4}	1.0909	2.464610^{-3}	-3.216310^{-5}
1.55	1.285410^{-1}	-9.810910^{-5}	2.473010^{-4}	1.0935	3.122210^{-3}	-2.250510^{-5}
2.0	7.278510^{-2}	-7.618710^{-5}	1.041410^{-4}	1.0968	4.470110^{-3}	-7.907310^{-5}
3.2	2.449710^{-2}	-4.654410^{-5}	3.850910^{-5}	1.0925	5.475610^{-3}	-2.441910^{-5}
5.6	6.483110^{-3}	-1.794810^{-5}	2.395110^{-5}	1.0044	1.770710^{-3}	-4.963410^{-5}
10	1.763410^{-3}	-5.301610^{-6}	8.273210^{-6}	0.9096	8.224310^{-4}	-8.515110^{-5}

表 4 $Z_i = aR^b$ 式中的回归系数

波长 (cm)	f_0	f_1	f_2	g_0	g_1	g_2
0.86	185.23	0.83710	-8.107510^{-4}	1.3457	7.396410^{-4}	-2.340810^{-5}
1.35	182.25	0.22621	-3.478810^{-3}	1.5216	1.343010^{-3}	-7.822610^{-5}
1.55	178.01	6.699310^{-2}	-4.211710^{-3}	1.5414	1.460110^{-3}	-3.903910^{-5}
2.0	170.51	-0.15744	-4.196210^{-3}	1.5468	-1.492210^{-3}	-2.400610^{-5}
3.2	162.65	-0.26646	5.799310^{-4}	1.5005	3.700810^{-4}	-5.054010^{-5}
5.6	163.25	-8.221910^{-2}	1.997410^{-3}	1.4561	-6.739910^{-4}	9.131210^{-5}
10	165.84	-4.806010^{-3}	3.433310^{-4}	1.4680	-3.298210^{-4}	2.008510^{-5}

2. 实际谱型的计算结果

用相同的方法对我国四个地区的雨滴谱作了处理。本文列出的仅是通过回归统计得到的最终结果。现就某些特点分析于后：实际滴谱的回归系数不仅是波长，温度的函数，而且也同不同地点，不同降水类型有关。对于同一类降水中，也会造成 a 、 b 值的不同，这种差异多半是雨滴谱型的变化所造成。当然由于这些关系的密切程度不同，势必造成回归参数的差别也大不相同。总的说来， α_r-R 关系比起 Z_r-R 关系来以上各种差别都要小得多。

首先，从降水类型看，我们把北京 1976 年的资料和江西的全部滴谱都分成阵性和连续性降雨两类，分别进行统计回归，结果见表 5。其中北京的结果还绘有图（见图 7、8）。图中实线是 M-P 谱在相应波长和温度下的计算结果，由此看出，连续性降水的 α_r-R 关系十分接近 M-P 谱的值，而 Z_r-R 关系要离散得多。阵性的结果明显偏离 M-P 谱，这是很显然的，因为阵性的雨强偏大，大滴偏多，谱型变化剧烈，但即使如此， α_r-R 关系仍然离散性不太大。

表 5 α_r-R 和 Z_r-R 随降水类型的变化 (3.2 cm, 0°C)

地点	降水类型	α_r-R	Z_r-R
北京	阵 性	$0.00278R^{1.233}$	$280R^{1.529}$
北京	连 续 性	$0.00233R^{1.046}$	$98R^{1.430}$
江西	阵 性	$0.00282R^{1.098}$	$284R^{1.514}$
江西	连 续 性	$0.00269R^{0.992}$	$116.3R^{1.469}$
	M-P 谱	$0.00245R^{1.09}$	$162R^{1.30}$

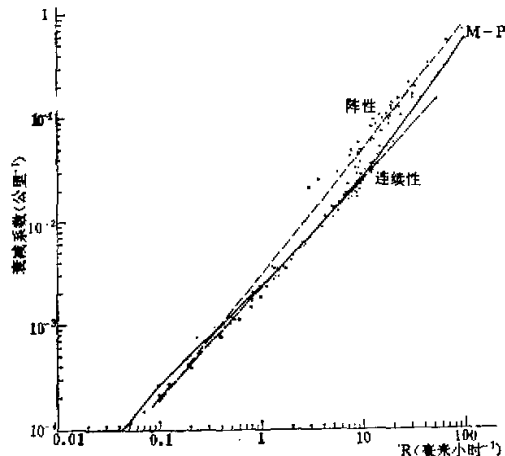


图 7 1976 年北京雨滴谱 α_r-R 关系比较 (3.2 厘米, 0°C)

其次，我们把四个地区 3.2 厘米 10°C 的结果列于表 6，可见同样的情况。 α_r-R 的结果随地区变化也比较小，而 Z_r-R 相反。在表 7 中我们列出各种波长下的 α_r-R 结果，并

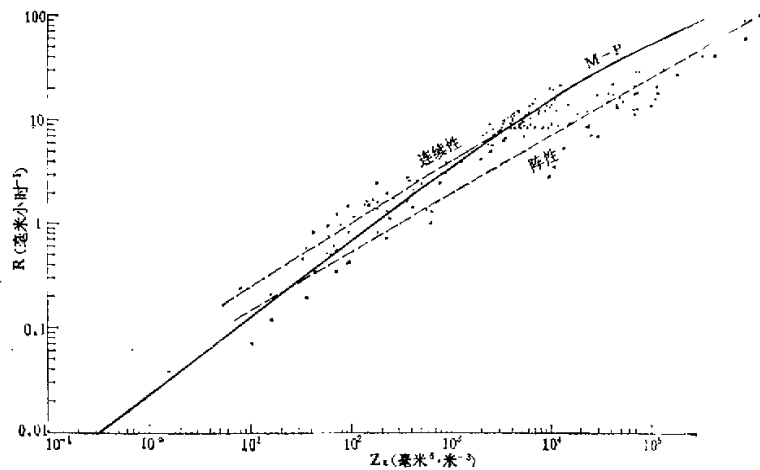


图 8 1976 年北京雨滴谱 Z_0 - R 关系比较(3.2 厘米, 0℃)

表 6 不同地区的 α_r - R 和 Z_0 - R 关系 (3.2 cm, 10℃)

地 点	α_r - R	Z_0 - R
北京	$0.00215R^{1.209}$	$234.1R^{1.561}$
江西庐山	$0.00246R^{1.037}$	$165.8R^{1.577}$
新疆天山	$0.00202R^{1.000}$	$186.0R^{1.561}$
湖南长沙等地	$0.00203R^{1.41}$	$255.8R^{1.48}$
M-P 谱	$0.00203R^{1.143}$	$160R^{1.504}$

与国外某些结果相比较,就不难最后得出结论: α_r - R 关系是相当稳定的,随雨滴谱型是不大敏感的。在我们的计算中,某一地区任一波长、任一温度下, α_r - R 关系中的回归均方差一般小于 15%,个别最大不超过 20%,而 Z_0 - R 关系中一般在 30~40% 之间最大可达 45%。因此, Z_0 - R 结果明显反映出地区性和滴谱特征。另外,雨中含水量 M 和衰减参数

表 7 不同波长不同谱型的 α_r - R 关系

波长(cm)	0.86	1.35	1.55	2.0	3.2	5.6	10.0
M-P谱(0℃)	$0.047R^{1.05}$	$0.017R^{1.09}$	$0.013R^{1.09}$	$0.0073R^{1.10}$	$0.0025R^{1.09}$	$0.00065R^{1.0}$	$0.00018R^{0.99}$
北京谱(0℃)	$0.052R^{1.03}$	$0.019R^{1.11}$	$0.014R^{1.12}$	$0.0077R^{1.13}$	$0.0025R^{1.13}$	$0.00058R^{1.09}$	$0.00015R^{0.97}$
新疆谱(0℃)	$0.049R^{1.02}$	$0.018R^{1.01}$	$0.013R^{1.01}$	$0.0073R^{1.00}$	$0.0024R^{0.98}$	$0.00062R^{0.96}$	$0.00016R^{0.97}$
江西谱(0℃)	$0.052R^{1.00}$	$0.020R^{1.02}$	$0.015R^{1.02}$	$0.0085R^{1.01}$	$0.0029R^{1.00}$	$0.00074R^{0.92}$	$0.00019R^{0.84}$
湖南谱(0℃)	$0.053R^{1.03}$	$0.0188R^{1.11}$	$0.014R^{1.12}$	$0.0075R^{1.13}$	$0.0024R^{1.13}$	$0.00055R^{1.09}$	$0.00014R^{0.97}$
Muller-Jones* (0℃)	$0.090R^{1.0}$				$0.0042R^{1.0}$		$0.00021R^{1.0}$
Gunn-East* (10℃)					$0.0017R^{1.32}$		$0.000069R^{1.0}$
变型 M-P*谱 (0℃)	$0.071R^{1.07}$				$0.0030R^{1.15}$		$0.00019R^{1.0}$

* 取自文献[14]。

α_i 之间关系对滴谱也比较敏感。表 8 中列出了国内外各地的雨滴谱计算结果,从中可以看出,北京夏季降水大多为一种阵性降水,所以北京的 α_i-M 结果接近美国伊利诺斯的阵雨,而江西的结果则比较接近 M-P 谱,与国外许多地方都很相近。新疆和湖南的 a 、 b 值相对偏小些,但也不同于夏威夷的地形云降水。

从实际谱型的计算结果看出,它们的微波辐射特征的稳定性是很不相同的,其中衰减系数或吸收系数同雨强的关系的稳定性最好,可以说 M-P 谱的结果已有很好的代表性,而 Z_e-R 或 α_i-M 关系稳定性差,随谱型有很大的变化。因此,基于这些关系的遥感探测必须全面考察它们的地区性及其谱型特点。

表 8 各地雨滴谱的 α_i-M 关系 (3.2 cm, 10°C)

地 点	雨 型	$M-R$	α_i-M
渥太华(加)	层状云降水为主 (M-P 谱)	$0.072R^{0.88}$	$0.06244M^{1.377}$
夏威夷(美)	缓性地形云降水	$0.150R^{0.70}$	$0.001374M^{1.115}$
伊利诺斯(美)	大阵雨	$0.052R^{0.97}$	$0.2138M^{1.082}$
伊利诺斯(美)			$0.08316M^{1.2107}$
北卡罗林那(美)			$0.06068M^{1.394}$
新泽西(美)			$0.07362M^{1.409}$
北京	混合型(夏季)	$0.0663R^{0.87}$	$0.1135M^{1.325}$
江西	南方山区混合降水	$0.084R^{0.77}$	$0.07580M^{1.365}$
新疆	以连续性小雨为主	$0.075R^{0.89}$	$0.03894M^{1.158}$
湖南	混合型	$0.0616R^{0.88}$	$0.03336M^{1.247}$

国外资料取自文献[15]。

六、结 论

我们以上的理论计算结果为大气微波遥感提供了一份很有价值的资料,对其他微波通信,地球资源卫星遥感可能也有一定参考价值。并经分析,可归纳成下列几点看法:

(1) 对于雨滴来说,在微波段的衰减一般不符合 Rayleigh 近似,只有在小雨,波长在 5.6 厘米以上才可用。但对计算雷达反射率因子来说,当波长大于 3 厘米时,在一般中小雨情况下,不妨用 D^6 来近似估计 Z 值,同时也无须考虑温度的影响。

(2) 当波长小于 1.55 厘米时,水滴的散射效应就应该考虑了。反之,当波长大于 2 厘米时,雨滴的散射就可忽略,所带来的误差不大于 10%。

(3) 理想匀谱和实际滴谱的计算都表明,吸收系数 α_a (或衰减系数 α_i) 与雨强 R 之间的关系比较稳定,随不同滴谱,不同地区的变化较小。比雷达反射率因子与雨强之间关系要稳定得多。与国外的一些计算结果比较,结论不变。

从考察降水滴谱的微波辐射特征与降水类型、谱型、地区之间的关系来看,我们以上的资料仍有较大的局限性,缺乏大雨、尤其是暴雨的滴谱;所收集资料的地区代表性还不够广泛。今后要在此基础上,收集我国更多的降水资料,更系统地去考察降水辐射特征。

对中央气象局研究院天控所、天气气候所、新疆气象局和中国科学院大气所三室的大

力协助,提供滴谱资料以及北京大学 74 级毕业生李太宇同志参加部分计算工作一并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Hogg, D. C. & Chu, T. S., *Proc. IEEE*, **63**(9), 1975.
- [2] Bleuis, B. C., *J. Recherches Atmosphériques*, **VIII**(1-2), pp. 5-21, 1974.
- [3] Battan, L. J., *Radar Observation of the Atmosphere*, 1973.
- [4] 大气物理所微波遥感组,我国晴空和云雨大气的微波辐射和传播特性,国防工业出版社, 1981.
- [5] 吕达仁、魏重, *大气科学*, **2**(1), pp. 145-152, 1978.
- [6] Ray, P. S., *Appl. Opt.*, **11**(8), pp. 1836-1844, 1972.
- [7] Gunn, R. & Kinzer, G. D., *J. Meteor.*, **6**, pp. 243-248, 1949.
- [8] Sooter, G. B. & du Toit, P. S., *J. Appl. Meteor.*, **8**, pp. 249-253, 1969.
- [9] 新疆气象局,天山天格尔峰雨滴谱观测(1963 年 6-8 月)结果的初步分析,人工影响天气研究报告集, p. 57, 1974.
- [10] Medhurst, R. G., *IEEE Tran. Ant. Propag.*, **AP-13**(4), 1965.
- [11] 吕达仁、林海, 雷达和微波辐射计测雨特性比较及其联合应用, *大气科学*, **4**(1), 1980.
- [12] Paris, J. F., *Transfer of Thermal Microwave in the Atmosphere*, Vol. I, II, AD 736581-736582, 1971.
- [13] Setzer, D. E., *The Bell System Technical Journal*, **49**(8), 1970.
- [14] Wexler, R. & Atlas, D., *J. Appl. Meteor.*, **2**(2), pp. 276-280, 1963.
- [15] Atlas, D. & Ulbrich, W., *J. Recherches Atmosphériques*, **VIII**(1-2), pp. 275-298, 1974.

MICROWAVE RADIATION CHARACTERISTICS OF RAINDROP SPECTRA

Lin Hai, Wei Chong, Lü Da-ren

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

The attenuation coefficients, absorption coefficients and radar reflectivity factor of rain at 0.86, 1.35, 1.55, 2.0, 3.2, 5.6 and 10 cm wavelengths and at temperatures -10, 0, 10 and 20°C are given on the basis of Mie calculations of Marshall-Palmer distribution and near 1500 drop size spectra sampled in Beijing, Tianshan Mountain and Mount Lushan Mountain. Empirical relationships between these coefficients and rainfall rate or rain liquid water content are obtained by use of regression analysis.

In this paper microwave radiation characteristics of actual raindrop spectra and Marshall-Palmer distribution are discussed. All these empirical relationships and those relationships obtained by other workers are compared with each other.