

差分反射率 Z_{DR} 和反射率 Z_e 测雨精度的对比分析*

张鸿发 王致君 徐宝祥** 刘黎平 楚荣忠

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州 730000)

蔡启铭

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要

本文根据大量不同类型降雨的雨滴谱资料, 分析了两种雷达测雨与滴尺度分布的关系, 模拟计算了双线偏振雷达可测到的 $(R/Z_H)-Z_{DR}$ 和常规天气雷达可测到的 $Z-R$ 经验关系和它们在测量降雨率精度的对比分析。表明差分反射率 Z_{DR} 对改进雷达测雨的精度有着明显的优势。

关键词: 双线偏振雷达; 差分反射率; 测雨精度。

一、引 言

定量遥测降雨一直是雷达气象工作者长期追求的目标。通常采用直接测量雷达反射率 Z_e 。与由地面雨滴谱计算得到降雨率 R 和反射率因子 Z 之间的关系, 这些经验关系在实际应用中会产生大的误差, 误差的来源有: (1) $Z-R$ 关系的不确定性; (2) 天气系统和降雨类型及地形的影响; (3) 降雨率的易变性; (4) 雷达系统本身的误差。经过雷达气象工作者大量观测和实验表明: 常规偏振雷达测量的反射率不能反映降水粒子谱分布形式的特征, 因为反射率因子和降雨率仅取决于雨滴尺度分布的谱宽和浓度。如果我们能估算出尺度分布的形状就可以有效地提高降雨率的测量精度。

近期发展的双线偏振波天气雷达测量的差分反射率 Z_{DR} (dB)和反射率因子 Z_H ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$)可以推测到滴尺度的分布形式变化对降雨率的影响^[1,2]。我所于1989年在713型气象雷达上发展成双线偏振波天气雷达, 并在监测暴洪和识别雹云上应用。这里我们用多年不同类型降雨的雨滴谱资料的模拟计算结果, 论证 Z_{DR} 在测量降雨中对滴尺度分布的敏感性, 及对有效提高测雨精度的关系, 为双线偏振波天气雷达在定量测雨的应用和理论提供依据。

1993年5月24日收到, 12月1日收到修改稿。

* 本工作得到国家85攻关的85-906-01-03支持。

** 现在中国气象局气象科学研究院中尺度研究所工作。

二、雷达测量和理论

本文用到的差分反射率 Z_{DR} 技术是 Seliga 和 Bringi^[3]用来与常规雷达估算降雨率进行比较时引进的。 Z_{DR} 定义为

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (\text{dB}),$$

式中 Z_H 、 Z_V 是水平和垂直线偏振波的雷达反射率因子。常规雷达只能收发水平线偏振波 Z_H (或 Z)，得

$$Z_{H,V} = \frac{\Lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{\min}}^{D_{\max}} \sigma_{H,V}(D) N(D) dD \quad (\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}),$$

这里 $D_{\max}$ 和 $D_{\min}$ 是谱的最大和最小滴尺度， $\sigma_{H,V}$ 是水平和垂直偏振波的后向散射截面(cm^2)， $N(D)$ 是雨滴尺度分布($\text{mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$)。

常规雷达反射率因子 Z 是以等效球形滴直径的 $\sum D^6$ 来估算降雨参量的。差分反射率雷达是根据下落水滴具有各向异性的电磁波散射特性来估算降水参量的。观测事实表明：水滴在下落过程中接近扁椭球形，它的椭圆随等效滴尺度增大而增加，并且水滴下落时对称轴是沿垂直方向具有优势定向度的^[4,5]，所以随着雨滴尺度增大它的水平和垂直偏振的后向散射截面差别增加。也就是说在 Rayleigh 区，水平线偏振雷达测出的降水平均功率要大于垂直线偏振波。这种效应用双线偏振雷达 Z_{DR} 技术估算降雨率时尤为明显^[3]。

通常假定雨滴尺度分布是二个参量的指数分布形式，即

$$N(D) = N_0 \exp \left(- \frac{3.67}{D_0} D \right).$$

近些年为大家公认的自然降雨的谱分布是三个参数的 Γ 谱型^[6]，则

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp \left(- \frac{3.67}{D_0} D \right).$$

当 $\mu=0$ 时，谱即是指数形式，定义 $\Lambda = 3.67 / D_0$ 为归一化谱分布参量。相应于雨滴谱可求出的雷达反射率因子和降雨参量，有

$$Z_{H,V} = \frac{\Lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \sum_{i=1}^{M(D_{\max})} \sigma_{H,V}(D_i) N(D_i) \Delta D_i \quad (\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}),$$

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \sum_{i=1}^{M(D_{\max})} D_i^3 V(D_i) N(D_i) \Delta D_i \quad (\text{mm h}^{-1}),$$

式中 i 为滴尺度档序， D_i 为第 i 档滴尺度的直径， ΔD_i 是滴尺度的间隔， $M(D_{\max})$ 是谱的最大滴的档序， $V(\text{m s}^{-1})$ 是雨滴下落末速度^[6]。

三、雨滴谱测量，谱参数和雷达测量的关系

计算中用到的雨滴谱资料是 1983—1990 年的汛期，在甘肃平凉雷达观测试验站下

设的雨量点, 用滤纸法 (取样面积 780 cm^2), 从 112 次不同类型降雨过程取得, 其中包括大范围或层状云降雨 24 次, 阵雨 54 次, 雷阵雨 34 次。各类降雨的谱分布参数, 降雨参数和雷达参数在表 1 中列出。

表 1 雨滴谱各参数的变化范围和平均值

		层状云降雨		阵雨		雷阵雨	
		变化范围	平均	变化范围	平均	变化范围	平均
谱参数	谱宽 (mm)	0.4—4.6	2.1	0.4—5.4	2.4	0.6—7.8	3.4
	浓度 ($\text{个}/\text{m}^3$)	2.8—2702	335.8	2.1—3359	369.3	0.4—25027	385.8
	N_0 ($\text{mm}^{-1}\text{ m}^{-3}$)	2.8— 1.0×10^{11}	1.5×10^8	0.4— 3.2×10^{10}	4.1×10^7	0.1— 7.4×10^8	2.6×10^7
	Λ (mm^{-1})	-3.1—-1.2	-3.2	-2.9—-9.4	-3.1	-2.4—-1.6	-1.8
	D_0 (mm)	0.21—2.49	1.15	0.21—3.38	1.23	0.23—6.34	1.94
降雨参数	W (g m^{-3})	1.0×10^{-4} — -1.21	0.16	3.0×10^{-4} — -2.03	0.18	2.0×10^{-4} — -23.58	0.51
	R (mm h^{-1})	8.5×10^{-4} — -27.5	3.01	2.0×10^{-3} — -55.0	3.42	1.8×10^{-3} — -587.3	12.40
雷达参数	Z ($\text{mm}^6\text{ m}^{-3}$)	0.03— 2.5×10^4	1424	0.08— 1.7×10^5	2609	0.04— 3.4×10^6	5256
	A ($1/\text{km}$)	6.3×10^{-11} — -5.7×10^{-5}	3.3×10^{-6}	1.8×10^{-10} — -3.9×10^{-4}	6.0×10^{-6}	8.8×10^{-10} — -7.9×10^{-3}	1.2×10^{-4}
	Z_{DR} (dB)	0.03—2.2	0.73	0.04—3.3	0.78	0.03—6.1	1.61

1. 雨滴尺度分布与反射率的关系

不同 Z_e 值的雨滴尺度分布在图 1 给出。图中随着 Z_e 的增强, 雨滴谱的谱宽和总浓度相应增加, 中大滴的增长趋势远大于小到中滴的增长, 各 Z_e 值的谱分布形式变化不

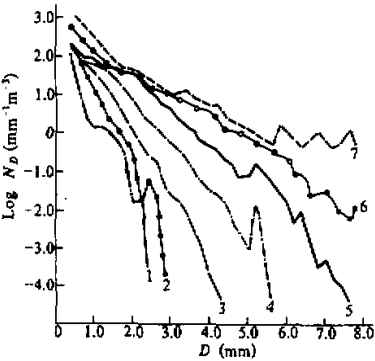


图 1 不同 Z_e 值的雨滴谱分布和谱型变化
(1) $0 < Z_e \leq 10\text{ dBz}$; (2) $10 < Z_e \leq 20\text{ dBz}$;
(3) $20 < Z_e \leq 30\text{ dBz}$; (4) $30 < Z_e \leq 40\text{ dBz}$;
(5) $40 < Z_e \leq 50\text{ dBz}$; (6) $50 < Z_e \leq 60\text{ dBz}$;
(7) $Z_e > 60\text{ dBz}$

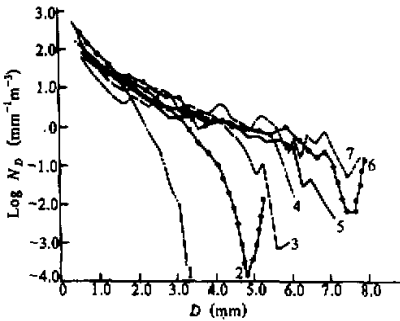


图 2 不同 Z_{DR} 值的雨滴谱分布和谱型变化
(1) $0 < Z_{DR} \leq 1.0\text{ dB}$; (2) $1.0 < Z_{DR} \leq 2.0\text{ dB}$;
(3) $2.0 < Z_{DR} \leq 3.0\text{ dB}$; (4) $3.0 < Z_{DR} \leq 4.0\text{ dB}$;
(5) $4.0 < Z_{DR} \leq 5.0\text{ dB}$; (6) $5.0 < Z_{DR} \leq 6.0\text{ dB}$;
(7) $Z_{DR} > 6.0\text{ dB}$

相关。这说明用雷达反射率估算降雨率仅以降雨的滴尺度和所含尺度的数浓度大小来权重的, 因此限制了它在测雨中对降雨的尺度分布形式从一刻到另一刻变化的反应^[7]。对含有不同雨滴尺度具有不同下落速度而产生的延滞性和 Doppler 漂移会造成假像^[8,9], 并且由于谱的雨滴尺度增大会造成水平垂直和后向散射的平均功率的差异。这些现象已由小到中降雨率的反射率偏高, 中到大降雨率的反射率偏低的观测事实证明。

2. 雨滴尺度分布与差分反射率的关系

不同 Z_{DR} 值的雨滴、尺度分布在图 2 给出。从图中可看出, Z_{DR} 增大谱宽也增大, 分布的形式由上凸向下凹变化, 即谱的尺度分布中含中大滴的增长引起谱型变化, 与 Z_{DR} 值的大小是相应的。还可看出, 随着 Z_{DR} 的增大, 谱的滴尺度增大和谐型的变化趋于一定限度, 不象随着 Z_e 的增强单一对大滴的依赖性, 这说明雨滴分布中滴尺度的

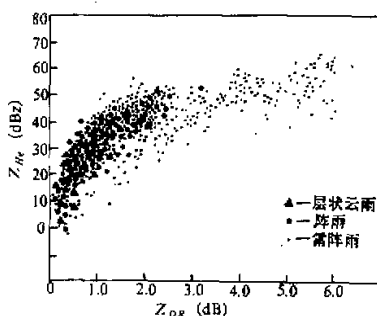


图 3 雨的 Z_{DR} — Z_e 关系分布图

的增大与谱分布变化的形式是相互制约的, 这也不象随着 Z_e 增强、谱的大滴数浓度无限制上升趋势。

以上关系表明 Z_{DR} 可以推测到滴尺度分布的变化形式, 并可从雨中区别大粒子区的潜在能力。这可由雨滴谱算出的 Z_{DR} — Z_e 关系图来解释 (见图 3) 雨的 Z_{DR} 值都大于等于零, 雨滴谱中 95% 的 Z_{DR} 值在 0—2.6 dB, 平均值为 1.1 dB; 雨的 Z_e 值上限可达 60 dBz 以上, 和 Richardson 推断雨的最大 Z_e 可达 65—70 dBz 是一致的, 大于 60 dBz 的出现概率 0.35 略高于他给出的

0.2; 根据 Z_{DR} 与滴尺度大小的相应关系, 从 Z_{DR} — Z_e 平面图可划分出雨的 Z_{DR} 与 Z_e 的函数关系:

$$F_{\text{雨}}(Z_{DR}) = \begin{cases} \leq 24 \text{ (dBz)} & Z_{DR} \leq 0.2 \text{ dB} \\ 16Z_{DR} + 24 \text{ (dBz)} & 0.2 < Z_{DR} \leq 1.6 \text{ dB} \\ \geq 50 \text{ (dBz)} & Z_{DR} > 1.6 \text{ dB} \end{cases}$$

由此函数关系给我们提供了从雨中区别大滴和非雨谱分布形式的粒子区的依据。

四、 Z_{DR} 对谱型变化的敏感性与测雨的关系

为说明 Z_{DR} 在测雨上的优势, 图 4 给出了 D_0 与 Z_{DR} 关系, 表明 Z_{DR} 值与 D_0 的大小是相关的, 并随着它们的增大离散增大, 这结果与 Ulbrich 和 Bringi^[11]用 Γ 谱的不同 μ 值计算结果十分相似, 图中曲线是他们用 $\mu=4, 2, 0, -2, -4$ 值的 Z_{DR} 与 D_0 关系。从这结果证明我们取得的大多数自然降雨的尺度分布形式可以用 $-2 \leq \mu \leq 3$ 的 Γ 分布形式表示。我们得到的 Z_{DR} — D_0 线性关系 (图 4a 中虚线) 和指数关系 (图 4b 中实

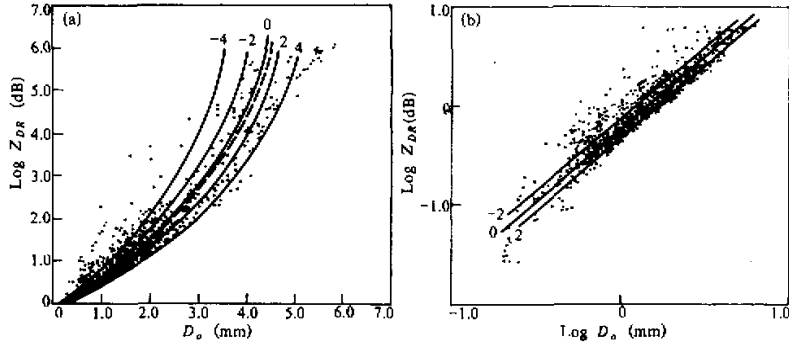


图4 (a) Z_{DR} — D_0 的线性关系, (b) Z_{DR} — D_0 的指数关系

线) 分别为

$$Z_{DR} = 1.0668D_0 - 0.4897 \quad r = 0.94,$$

$$Z_{DR} = 0.5834D_0^{1.37} \quad r = 0.96.$$

从图 4a 可看出, 占降雨出现谱 96% 的 $D_0 \leq 3.0$ mm, 在这区间各 μ 值谱型变化的 Z_{DR} 值偏离小于 0.2dB, 相当于 μ 从 0 到 2 降雨率减小 14%, μ 从 0 到 -2 增加 20%。

为证实 Z_{DR} 在测雨中对谱型变化敏感性, 我们给出双线偏振雷达测雨的 R/Z_H — Z_{DR} 与 R/Z_H — D_0 关系图, 图 5a 和 b 的分布关系说明: 用 Z_{DR} 技术测量降雨率与该降雨率的尺度分布变化的形式是一致的, 证明 Z_{DR} , Z_H 测量降雨比 Z 要精确得多。

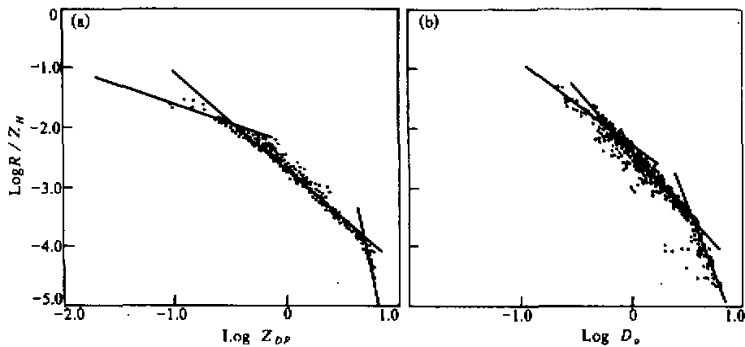


图5 (a) R/Z_H — Z_{DR} 关系图, 图中三条线为三个 Z_{DR} 区域的拟合线;

(b) R/Z_H — D_0 关系图, 与(a)相似

五、模拟雷达测量

表 1 中各参数表明, 不同类型降雨过程雨滴谱分布的变化。下面我们用雨滴谱求出的经验关系模拟两种雷达可测到的 R/Z_H — Z_{DR} 和 R — Z 在测量降雨率的精度, 比较

按不同情况下雨滴谱回归求出经验关系的系数 A , 指数 B 和相关系数 r . 计算雷达可测到得 x_{ci} 和对应实际雨滴谱算出的 x_{Di} 的标准偏差 SG , 平均偏差 AD 和绝对平均偏差 AAD , 定义为

$$SG = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_{ci} - \bar{x}_D)^2} \times 100(\%),$$

式中 n 为样本数, $\bar{x}_D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_{Di}$,

$$AD = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{x_{ci} - x_{Di}}{x_{Di}} \times 100(\%),$$

$$AAD = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{x_{ci} - x_{Di}}{x_{Di}} \right| \times 100(\%),$$

1. 不考虑降雨类型的雷达测量

表 2 中数值说明: 在不考虑降雨类型情况下, 常规雷达用单一的经验关系测量降雨率会产生巨大的误差, 标准偏差达到 180% 以上, 尽管大量资料的平均使得 AD 和 AAD 偏小, 与 $R/Z_H - Z_{DR}$ 的结果比较, 标准偏差减小约 100 倍, AD 和 AAD 的误差减小 4.3 和 3.0 倍。

2. 不同类型降雨的雷达测量

考虑不同类型降雨的滴尺度分布和形式变化, 计算的结果说明: 用不同类型降雨的经验关系分别测到的精度比不考虑降雨类型的要高, 常规雷达的测雨偏差随降雨类型变化而增大, 用 $R/Z_H - Z_{DR}$ 测得的没有这种特点。与表 2 比较看, 考虑了降雨类型用 R/Z_H 比 $R-Z$ 关系测雨偏差还要小, 大范围或层状云降雨的 AD 和 AAD 减小 3.5 和 2.2 倍, 阵雨减小 6.2 和 3.1 倍, 雷阵雨减小 8.0 和 4.7 倍。由这表明在考虑不同降雨类型的滴尺度分布情况时, 用 $R/Z_H - Z_{DR}$ 技术测量降雨率反而对降雨性质变化剧烈的测雨精度提高幅度大。

表 2 不分降雨类型两种雷达测雨偏差

$R = AZ^B$						$R = AZ_H Z_{DR}^B$					
A	B	r	SG	AD	AAD	A	B	r	SG	AD	AAD
3.04×10^{-2}	0.622	0.93	185.5	24.8	58.9	1.82×10^{-3}	-1.476	0.97	1.9	5.7	19.3

表 3 不同类型降雨两种雷达测量偏差

降雨类型	$R = AZ^B$						$R = AZ_H Z_{DR}^B$					
	A	B	r	SG	AD	AAD	A	B	r	SG	AD	AAD
层状云降雨	2.25×10^{-2}	0.697	0.96	139.6	7.8	31.2	2.19×10^{-3}	-1.17	0.96	0.96	2.2	14.3
阵雨	2.87×10^{-2}	0.655	0.94	241.8	12.1	41.3	2.02×10^{-3}	-1.27	0.97	0.51	2.0	13.5
雷阵雨	2.79×10^{-2}	0.613	0.91	257.9	37.0	79.1	1.82×10^{-3}	-1.74	0.98	2.38	4.7	6.7

3. 考虑滴尺度分布形式的雷达测量

由图 5 知, Z_{DR} 将自然降雨中具有不同滴尺度分布形式的降雨率随反射率因子 Z_H 的变化分成三个区间。从这三个区间计算的结果说明: 按不同滴尺度分布形式或不同 Z_{DR} 值测量降雨, 无论用 $Z-R$ 还是 R/Z_H-Z_{DR} 关系测雨精度, 比不考虑尺度分布形式或只考虑降雨类型的都有较大改进。用 R/Z_H-Z_{DR} 技术测雨精度提高尤其明显, 除占降雨出现谱 1.7% 的 $Z_{DR} \geq 5.0$ dB, 测雨精度提高幅度偏低外 (AD 和 AAD 分别减小 3.0 和 2.1 倍), 占自然降雨 94.5% 谱的 Z_{DR} 值在 0.25–5.0 dB 之间, 比用 $R-Z$ 测雨的 AD 和 AAD 减小了 19.0 和 5.0 倍, 这对定量测量降雨是十分重要的。

表 4 不同 Z_{DR} 值区间两种雷达测雨偏差

Z_{DR} 区间	$R = AZ^B$						$R = AZ_H Z_{DR}^B$					
	A	B	r	SG	AD	AAD	A	B	r	SG	AD	AAD
$0.0 < Z_{DR} < 0.25$	2.64×10^{-2}	0.886	0.97	18.2	4.87	26.2	5.75×10^{-3}	-0.61	0.95	0.29	0.66	9.1
$0.25 < Z_{DR} < 5.0$	2.42×10^{-2}	0.664	0.95	0.12	17.55	48.6	1.88×10^{-3}	-1.58	0.99	0.07	0.92	9.7
$Z_{DR} \geq 5.0$	2.06×10^{-2}	0.885	0.94	177.8	12.87	46.2	8.05	-0.58	0.80	0.01	4.28	21.7

六、实例观测

为验证以上结果, 图 6 给出 1992 年 7 月 10 日凌晨 4:01 (北京时) 由我所双线偏振数字化雷达观测到一次弱雷 (暴) 阵雨的实时数字回波的 Z_H 和 Z_{DR} 的 CAPPI 图, 图中数字网格点为 2×2 km, 该雷达系统主要性能指标为: C 波段, 发射功率 250 kW, 重复频率 500 Hz, Z_H 和 Z_{DR} 的取样误差分别为 1.0dBz, 0.2dB。

为比较 Z_H 和 Z_{DR} 的测雨精度, 先按 CAPPI 的等值线内的网格点进行平均, 后分别用表 2, 3, 4 算出降雨率, 分析不同 Z_H (dBz) 值内的 Z_{DR} (dB) 大小对测雨的偏差, 并与地面雨量点实测进行比较。由图可看出: (1) 在雷达站西北角的地物回波, Z_H 和 Z_{DR} 都显示出高值, 这与雷达测雨 CAPPI 定高在 1 km (相对海拔高度 2650 m) 的低仰角有关。(2) 东南面的雨区, Z_H 高值区与 Z_{DR} 高值区基本对应甚好, 特别是 Z_{DR} 高值区均处在两条 Z_H 相邻等值线之间, 并在 Z_H 强区边缘还出现少量负 Z_{DR} 值。(3) 不同 Z_H 值用 $Z-R$ 关系求出的降雨率和这些 Z_H 值内各 Z_{DR} 值得到的降雨率在表 5 中给出, 表中降雨率说明各 Z_H 的 CAPPI 等值线内的雨强分布与 Z_{DR} 值大小直接相关, 在 27.5 dBz 线内平均 Z_{DR} 为 0.75 dB, 降雨率偏高 1.2%, 在 32.5 dBz 线内平均 Z_{DR} 为 1.25 dB, 降雨率偏低 4.2%, 在 37.5 dBz 线内平均 Z_{DR} 为 2.25 dB, 降雨率偏高 1.0%, (4) 与距雷达站东南方位 30 km 和 39 km 的雨点实测到降雨率分别是 1.8 和 2.4 mm/h 对比分析, 对应的 Z_H 值应该是 23.8 dBz 和 32 dBz, 显然 Z_H 实测到的降雨率高估 15% 和 17% dBz。相应 Z_{DR} 的 CAPPI 等值线内的平均 Z_{DR} 值是 0.78 dB 和 2.3 dB, 用表 4 反演出的降雨率分别为 1.49 和 2.83 mm/h, 这结果与表 5 中 27.5 dBz 时 Z_{DR} 在 0.75 dB 和 37.5 dBz 时 Z_{DR} 在 2.25 dB 的降雨率十分接近。与地面实测误差在

10%—18%之间, Z_{DR} 等值线内区域测雨误差在 22%—40%之间, 而 Z_H 的实测误差在 11%—167%, 区域误差在 45%—93%之间。

以上实测结果证明: Z_{DR} 值的大小对降水云的状态有较好反映实际值, 同时说明用 Z_{DR} 测量降雨, Z_{DR} 的精度要求高, 误差应小于 0.2dB。由于这次降雨区内只有二个雨量点, 区域测雨仅以这二点外推估算出。

表 5 图 6 中各 Z_H 值对应不同 Z_{DR} 值的降雨率

Z_H-R		$Z_{DR}-R/Z_H$				
Z_{He} (dBz)	R (mm h ⁻¹)	Z_{DR} (dB)				
		0.25	0.75	1.25	1.75	2.25
27.5	1.62	9.43	1.64	0.74	0.44	0.29
32.5	3.48	29.82	5.26	3.34	1.38	0.93
37.5	7.48	94.29	16.62	7.41	4.36	2.93

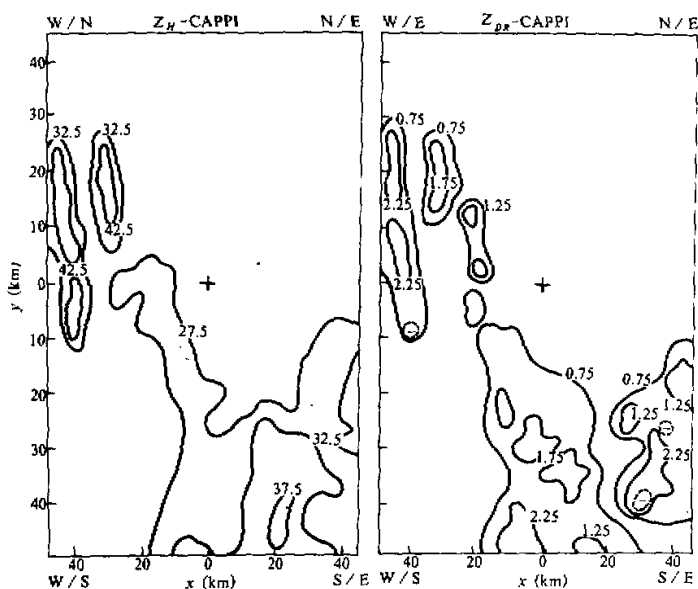


图 6 (a) Z_H 的 CAPPI 数字回波图; (b) Z_{DR} 的 CAPPI 数字回波图

七、结 论

通过以上计算和实例验证结果证实, 不同滴尺度分布引起分布形式的变化, 对雷达测量起着至关重要的作用, 这种变化在常规雷达上是难以探测的, 而双线偏振雷达可以探测到由于滴尺度分布的形状变化对测雨的影响, 对改进雷达测雨的精度十分显著。

致 谢: 参加雨滴谱资料取样和处理的有中国科学院兰州高原大气物理研究所雷达组和部分研究生。在此对关怀本工作的言穆弘研究员谨表谢意。

参 考 文 献

- [1] Hauser, D. and P. Amayenc, 1983, Exponention size distribution pointing-Doppler radar date using a new method, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 407—418.
- [2] Ulbrich, C.W. and D. Atlas, 1984, Assesment of the Contibution of differential polarization to improved rain-fall measurements, *Radio Sci.*, **19**, 49—57.
- [3] Seliga, T.A. and V.N.Bringi, 1976, Potential use of differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation, *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69—76.
- [4] Pruppacher, H.R. and R.L. Pitter, 1971, A semi-empirical determination of the shape of cloud and raindrop, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 86—94.
- [5] Ulbrich, C. W., 1981, Effect of size distribution Variation on precipitation parameters determined by dual-measurement techniques, 20th Conf. on radar Meteor., Boston, Amer. Meteor. Soc., 270—281.
- [6] Ulbrich, C.W., 1983, An empirical method of accounting for variation in the form of the raindrop size distribution in dual measurement techniques, Proc. 21th Conf., on radar Meteor., 317—322.
- [7] Waldvogel, A., 1974, The No jump of raindrop spectra, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067—1078.
- [8] Rogers, R.R., 1984, Areview of multiparaementer radar observations of Precipitation, *Radio Science*, **19**, 23—35.
- [9] Vlbrich, C.W., 1992, Algorithms for determination of precipitation paramenters using reflectivity factor and mean Doppler fall speed at vertical incidence. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **9**, 120—128.
- [10] Richardson, S., B.L.Barge and R.G.Humphries, 1983, Hailfall probability based on rader reflectivity. 21st Conf., on Radar Meteor., Edmonton, Amer. Meteor. Soc., 421—425.
- [11] 张鸿发、徐宝祥、蔡启铭, 1989, 由雨滴谱型订正雷达测量降水的一种方法, *高原气象*, **8**, 75—79.

A Comparative Analysis of Rainfall Accuracy by Using Dual Linear Polarization Radar and the Conventional Weather Radar

Zhang Hongfa, Wang Zhijun, Xu Baoxiang, Liu Liping and Chu Rongzhong

(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Abstract

In this paper, by using the large amounts of raindrop size distribution data of various type rainfall, the relation between rainfall measurements of two kinds of radar and drop size distribution has been analysed. By simulation calculations of the formula of $R/Z_H - Z_{DR}$ dual linear polarization radar and $Z - R$ the conventional weather radar, we have compared their measuring accuracy of rainfall rate. The results show that the differential reflectivity Z_{DR} is sensitive to variation of raindrop size distribution. This is useful to improve the accuracy of rainfall measurements by radar.

Key word: dual linear polarization radar; differential reflectivity; accuracy of rainfall rate measurements.