

雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析

陈万奎 严采霖

(人工影响天气研究所)

提 要

本文用一次个例观测分析了水平距离上雨滴谱及其特征值的不均匀性。结果表明：西安春季层状云降水，在60km水平距离上（海拔高度1.6—1.7km），有三个明显的雨滴数浓度和雨强峰值，雨强峰值主要是由直径大于0.083cm的雨滴数浓度增加造成的，它们占雨强的80%以上。

在雨强峰、谷值处，对应的雨滴谱及其特征值明显不同；雨强峰值时，雨滴数浓度较大，尺度谱较宽，各种大小粒子（ $D \geq 0.034\text{cm}$ ）数浓度空间不均匀性较小，而在雨强谷值时，则相反。

各瞬时雨滴谱可用指数分布 $N = N_0 \exp[-\lambda D]$ 来拟合，但相关显著水平 $\alpha < 0.01$ 的样本仅占总样本的71.8%。

一、前言

1982年以前，由于观测条件的限制，国内没有进行过较长水平距离上雨滴谱分布的连续观测。然而雨滴谱水平分布资料在雷达定量测量降水、人工增雨效果评估等方面有重要实用意义，有必要开展这方面的分析和研究。本文是一次飞机观测雨滴谱水平分布的个例分析。观测时间是1983年5月24日，观测点迹在西安—武功一线，观测高度海拔1600—1700m（相当于降水层状云底以上800m），水平飞行观测12分钟相当于水平距离60km。机载测量仪器是二维降水粒子探头（2D-P），测量粒子尺度的下、上限为0.014—0.65cm，等分为32间隔，每间隔尺度为0.02cm。在12分钟里获取了167份瞬时雨滴谱资料，每份资料取样时间2—30秒不等，对应水平距离约为160—2400m。

二、雨滴谱分布函数

对167份雨滴谱资料分别用指数关系 $N = N_0 \exp[-\lambda D]$ 进行拟合，并对相关系数作 α 显著性水平检验，结果是 $\alpha \leq 0.01$ 的样本110份，约占总样本数的71.8%， $\alpha \leq 0.05$ 的样本147份，占总样本数的88.0%。它和1982年7月8日（内蒙古）降雨层状云

中，3km垂直厚度层中雨滴谱观测结果是相近的（ $\alpha \leq 0.01$ 样本数占73.7%， $\alpha \leq 0.05$ 样本数占85.0%）。相关显著性水平 α 高的样本数和较大雨强有关。本文中，雨强大于1mm/h时， $\alpha \leq 0.01$ 样本数占72.8%， $\alpha \leq 0.05$ 样本数占90.4%。当雨强小于1mm/h， $\alpha \leq 0.01$ 样本数仅占57.1%， $\alpha \leq 0.05$ 样本数仅占80.9%。1982年7月8日内蒙古降雨层状云中也有类似结果。对瞬时雨滴谱按5km水平长度（相当于一分钟飞行时间）进行平均，由平均谱按 $N = N_0 \exp[-\lambda D]$ 拟

合出 N_0, λ 值，求取数浓度 $N_C = \int_{0.034}^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} dD$

$= N_0 \frac{e^{-0.034\lambda}}{\lambda}$ ，并和实测平均谱数浓度

$N_R = \sum_{0.034}^{D_M} N_i \Delta D$ 相比较，其相对误差是比

较小的（ $|N_R - N_C|/N_R \leq 13.5\%$ ），看来平均谱拟合值是较接近实测值的。

三、雨滴谱及其特征值的水平不均匀性

云滴谱及其特征值水平分布不均，早在50年代 Warner (1955)^[1], Squires (1958)^[2] Левин(1961)^[3] 就注意到。60

年代初我国气象学家顾震潮^[4]、周秀骥^[5]、黄美元^{[6][7]}等在野外观测、理论研究方面作了大量工作。雨滴谱观测也作了不少工作，但受观测条件限制仅有单点资料。尽管雷达观测和野外目测早已发现降水在水平方向是不均匀的，但缺乏实测资料，云中连续测量

雨滴谱水平分布，国内是从1982年后开始的。本文给出的分析结果表明：在60km水平距离上，雨滴谱及其特征值是不均匀的，在观测序号3、5、8处有明显的雨强峰值、在观测序号3、7和11处还有明显的数浓度峰值，见图1。

计算了表示雨强 I 、数浓度 N_R 水平不均匀的变异系数 $\delta_I = \frac{S_I}{\bar{I}}$ 、 $\delta_{N_R} = \frac{S_{N_R}}{\bar{N}_R}$ ，

S_I 、 S_{N_R} 是雨强和数浓度标准偏差， \bar{I} 、 \bar{N}_R 是平均值。 δ_I 为 0.85、 $\delta_{N_R} = 0.37$ ，看来雨强比数浓度在水平距离上更不均匀。

雨滴谱分布在雨强峰、谷值处明显不同；雨强峰值时，数浓度较大、尺度谱较宽、谱分布参数 λ 较小、各大小间隔的数浓度 n_i 变异系数 δ_{n_i} 亦较小；而在雨强谷值处则相反，见图2和表1。

各大小间隔数密度 n_i 和对应的雨强 I_i 也呈现出和 I 、 N_R 相似的峰值和谷值。特别是直径 $D_i \geq 0.083\text{cm}$ 雨滴数密度 n_i 和 I_i 和总雨强峰、谷值相当一致（见表2）。在雨强峰值处大滴数浓度 $N_L = n_i(0.083 \leq D_i \leq$

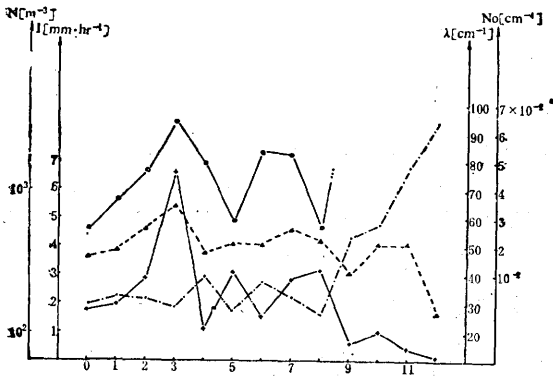


图1 5km长度上平均雨滴谱特征分布
+—+表示雨强 (I)，▲---▲表示数浓度 (N_R)
点划线和 ·—· 线分别表示指数关系拟合的斜率 (λ) 和截距 (N_0)

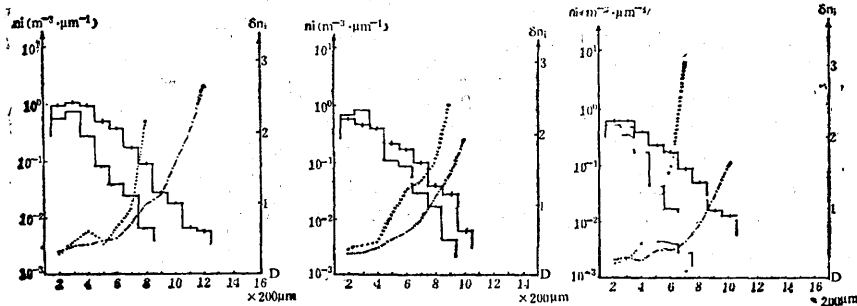


图2 雨强峰、谷值处雨滴谱分布和 δ_{n_i}

—+—+ 各表示雨强峰值处雨滴谱分布和 δ_{n_i}
--- 各表示雨强谷值处雨滴谱分布和 δ_{n_i}
a、b、c 分别对应观测序号3、4、5、6和8、9。

表1 雨强峰、谷值处雨滴谱特征值

观测序号	雨强峰值 mm/h	N_R m^{-3}	λ cm^{-1}	ΔL^* cm	观测序号	雨强谷值 mm/h	N_R m^{-3}	λ cm^{-1}	ΔL cm
3	6.60	781	28.0	0.24	4	1.11	361	39.3	0.16
5	3.07	412	27.1	0.20	6	1.53	411	37.6	0.18
8	3.14	434	26.0	0.20	9	0.55	259	53.5	0.14

* ΔL 是尺度谱宽，指尺度谱中连续出现的最大雨滴直径。

表2 雨强峰、谷值处数密度 n_i 与对应雨强 I_i

观测 序号	雨强 (I)	n_3	n_6	n_e	n_7	n_8	n_9	$\frac{\sum_{i=4}^9 N_i}{\sum_{i=2}^{30} N_i}$ (%)	I_4	I_6	I_e	I_7	I_8	I_9	$\frac{\sum_{i=4}^9 I_i}{\sum_{i=2}^{30} I_i}$ (%)
3	6.60	0.798	0.512	0.392	0.182	0.091	0.029	50.9	0.73	0.96	1.37	1.08	0.85	0.41	81.8
4	1.11	0.284	0.089	0.042	0.026	0.007	0.000	25.0	0.26	0.17	0.15	0.15	0.06	0.00	71.8
5	3.07	0.431	0.221	0.177	0.100	0.038	0.028	47.5	0.38	0.41	0.62	0.59	0.36	0.39	89.6
6	1.53	0.368	0.106	0.084	0.028	0.016	0.004	29.6	0.34	0.20	0.29	0.16	0.15	0.06	78.4
8	3.14	0.392	0.227	0.174	0.090	0.051	0.016	43.4	0.36	0.43	0.61	0.53	0.48	0.11	80.3
9	0.55	0.179	0.044	0.018	0.003	0.000	0.000	18.8	0.16	0.08	0.06	0.02	0.00	0.00	58.2

表中 雨强 I_i 、 I_i 单位是 mm/h, 数密度 n_i 单位是个/ $m^3 \cdot \mu m$,
 $i = 4 \dots 9$ 对应的雨滴平均直径 \bar{D}_i 为 0.084, 0.103, 0.123, 0.143, 0.163, 0.183cm.

0.183) 值大约占总数密度 $N = n_i (0.034 \leq D_i \leq D_m)$ 的 40.5—50.9%, 而对应的大滴雨强 I_L 占总雨强 I 的 80.3—89.6%。在雨强谷值处, $N_L (0.083 \leq D_i \leq 0.183)$ 、 I_L 值明显低于雨强峰值处对应值, 其所占总数密度和总雨强的百分比值也低于雨强峰值处。由上述分析可得出: 雨强由谷值向峰值跃增时, 主要是较大直径雨滴 (本文指 0.083—0.183cm 雨滴) 增加形成的。

数密度 n_i 在水平距离上也是不均匀的, 其变异系数 $\delta_{n_i} = \frac{S_{n_i}}{\bar{n}}$ 随雨滴直径增大而增加 (见图 2), 即使是同样大小直径雨滴数密度变异系数 δ_{n_i} 在水平距离上亦呈现出明显峰、谷值, 它们和雨强 I 、数浓度 N 峰、谷值不重合, 除个别值外 δ_{n_i} 峰值和雨强 I 谷值相配合, 见表 3。

表3 雨强峰、谷值处数密度变异系数 δ_{n_i}

观测 序号	雨强 (I)	雨滴平均直径 \bar{D}_i				
		0.084	0.103	0.123	0.143	0.163
3	6.60	42	47	51	72	101
4	1.10	63	43	68	96	218
5	3.07	38	50	59	74	108
6	1.53	46	84	119	131	110
8	3.14	25	40	40	53	77
9	0.55	54	96	167	327	—

四、雨强和雷达反射因子 Z 的关系

飞机观测的空中雨强 I 是由实测的雨滴

数密度 n_i 按如下关系计算的:

$$I = \frac{\pi}{6} \sum_{0.034}^{D_m} n_i D_i^3 \rho V(D_i) \Delta D$$

式中 ρ 、 $V(D_i)$ 是雨滴密度和末速度, ΔD 是测量间隔大小 ($\Delta D = 0.02cm$), $V(D_i)$ 选取了 Lin 和 Orville (1969) (8) 值 $V(D_i) = 2100D^{0.8}$ 。从图 1 实测结果看出: I 和拟合的谱分布斜率 λ 呈负相关, 而和截距并不都呈正相关。雷达反射率因子 Z 计算公式是

$$Z = \sum_{0.034}^{D_m} n_i D_i^6 \Delta D$$

指数关系 $Z = CI^C$ 回归, 结果是: 相关系数 $R = 0.986$ 、 $C = 213$ 、 $C_1 = 1.72$, 和 Marshall 和 Palmer (1948) (9) 在地面观测结果相近。

五、谱分布参数 N_0 、 λ 间的关系

飞机观测表明雨滴谱参数 N_0 、 λ 间有 (10、11), 我们首先给出了它们之间的幂指数关系: $N_0 = B\lambda^{B_1}$ (12)。本文 110 份 $\alpha < 0.01$ 资料中, $B = 1.37 \times 10^{-4}$ 、 $B_1 = 1.60$, 相关系数 $R = 0.64$ 。而在 1982 年 7 月 8 日内蒙古层状云 3000m 垂直层中结果是 $B = 8.00 \times 10^{-5}$ 、 $B_1 = 1.56$ 、 $R = 0.80$, 两地结果相近。

参数 B 、 B_1 值随雨强和水平距离位置不同亦是不均匀的。如在相邻水平距离段 (观测序号 1、2、3), 雨强相近时, B 、 B_1 值相近。当雨强显著增大时 (序号 3) B 值明显增大, 而 B_1 值减小 (见表 4)。

B 、 B_1 值与雨强有关, 用 $B = CI^{C_1}$ 、

表4 相邻水平距离段 B、B₁ 值

观测序号	雨强 I	B	B ₁
1	1.98	2.11×10^{-6}	2.14
2	2.87	1.85×10^{-6}	2.23
3	6.60	3.73×10^{-4}	1.50

B₁ = FI^F关系回归, 结果是: B 和 I 正相关, 相关系数 R = 0.87, 相关显著水平 $\alpha < 0.01$, C = 1.37×10^{-6} , C₁ = 3.39。B₁ 和 I 呈负相关, R = -0.81, $\alpha < 0.01$, F = 2.83, F₁ = -0.38。

谱分布参数 N₀、λ 间的相关关系对研究降水物理过程具有一定意义。上述结果有待更多的资料验证。如果上述关系在一定条件下比较稳定的话, 还可能方便地应用在降水数值模式中有关谱分布的参数化方面。

参考文献

[1] Warner, J., The Water content of cumuliform cloud, *Tellus*, 7, 1955, p449-457.
 [2] Squires, P., The spatial variation of liquid water and droplet concentration in cumuli., *Tellus*, 10, 1958, p372-380.

[3] Левин. Л. М., Исследования по физике грубодисперсных Аэрозолей, 1961.
 [4] 顾震潮、詹丽珊, 起伏条件下云雾的重力碰并生长, *气象学报*, 32卷4期, 1962, p301-307。
 [5] 周秀骥, 暖云降水微观物理机制的统计理论, *气象学报*, 33卷1期, 1963, p97-107。
 [6] Хуан Мэй-Юань (黄美元), Исследование микроструктуры кумевых облака. Диссертация, Москва, 1961.
 [7] 詹丽珊、陈万奎、黄美元, 南岳和泰山云中微结构起伏资料的初步分析, *中国科学院地球物理研究所集刊*第10号, 1965, p30-40。
 [8] Lin, J. V. and H. D. Orville, Numerical modeling of precipitation and cloud shadow effects on mountain-induced cumuli. *J. Atmos. Sci.*, 26, 1969, p1283-1298.
 [9] Marshall, J. S. and Palmer, W. Mck., The distribution of raindrops with size, *J. Met. S.*, 165, 1948.
 [10] Lo, K. K., R. E. Passarelli., Jr., The growth of snow in winter storms, an air-born observational study, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1982, p697-706.
 [11] Gorden, G. L., J. D. Marwitz., M. Bradford., Hydrometeor distributions in California rainbands, *Conference on cloud physics, Amer. Met. Sci*, 1982, p207-210.
 [12] 陈万奎、游来光, 融化层附近降水粒子微物理特征的个例分析, *气象科学研究所院刊*, Vol. 2, No.2 1987.

A case study of raindrop spectra and its characteristic parameters along horizontal level

Chen Wankui Yan Caifan

(Institute of Weather Modification, A.M.S.)

Abstract

This paper analysed variety of raindrop spectra and their characteristic parameters along a horizontal level. Within horizontal scale ranging 60km (elevation 1.7-1.8km) existed apparently three peaks of raindrop concentration and precipitation intensity. Raindrop spectra and their characteristic parameters were different at peaks and troughs of precipitation intensity. Raindrop spectra may be fitted with exponential form $n(D) = N_0 \exp(-\lambda D)$. Samples of correlation signification level $\alpha < 0.01$ hold 71.8% of total samples.