

2002年秋季河南省层状云降水的雨滴谱特征

石爱丽 郑国光 黄 庚

周毓荃

(中国气象科学研究院,北京 100081)

(河南省人工影响天气办公室)

提 要

采用滤纸色斑法对2002年10月17~20日河南省层状云降水过程在6个观测点进行雨滴谱取样,获得214份雨滴谱资料。分析了此次层状云降水过程中不同地点的雨滴谱分布、微物理参量及其起伏特征,发现:这次降水过程的Z-I关系式为 $Z=298.4I^{0.8}$,雨滴谱分布基本符合M-P分布。

关键词: 层状云 雨滴谱 微物理参量

引 言

雨滴谱是指对应于不同半径的雨滴个数的分布^[1]。观测降雨雨滴谱,分析其微物理特征,对进一步了解自然降水的微物理过程,研究其成雨机制,评估人工增雨云水条件、检验效果以及为数值模拟提供科学依据有着很重要的意义。许多研究表明,雨滴谱分布一般呈指数分布,多采用Marshall-Palmer^[2]表达式(简称M-P分布):

$$n = n_0 \exp(-\lambda D) \quad (1)$$

其中 n 为雨滴密度分布函数, n_0 为常数^[2],其值为 $8000\text{m}^{-3}\cdot\text{mm}^{-1}$, λ 为参数,与雨强 I 有如下关系^[2]: $\lambda = 41I^{-0.21}\text{cm}^{-1}$ 。由于M-P

分布具有一般雨滴谱的特点,从而应用较广,适用于比较稳定的层状云降水。对于波动性较大的降水,如对流云降水,M-P分布在小滴端和大滴端的拟合误差较大。Takeuchi^[3]和Ulbrich^[4]用 Γ 分布拟合实际雨滴谱,结果大大提高了在两端的拟合精度。 Γ 分布的表达式为:

$$n = n_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (2)$$

其中 μ 为新增参数, $\mu > 0$ 表示曲线向上弯曲, $\mu < 0$ 表示曲线向下弯曲。我国从20世纪60年代开始就重视雨滴谱的观测研究工作,80年代以来,这项工作不断深入,取得了一些成果。陈万奎^[5]等对雨滴谱进行过详尽

的分析,但是未对降水云分型。陈宝君等^[6]利用 GBPP-100 型地面雨滴谱仪资料对沈阳夏季积雨云、层状云和积层混合云降水雨滴谱进行 M-P 分布和 Γ 分布拟合分析,讨论了两种分布适用范围,并给出了分布参数随雨强的变化关系。周毓荃等^[7]利用唐河站 17 次降水资料分析了河南省干旱年地面雨滴谱特征,对层状云和积状云降水雨滴谱的特征分别进行分析得出,干旱季节,河南省层状云降水雨滴小,雨强小,雨滴含水量小,雨滴数密度较大,基本符合 M-P 分布,但用 Γ 分布拟合误差更小。樊玲等^[8]利用 GBPP-100 型地面雨滴谱仪资料分析了哈尔滨地区春夏季层状云降水的雨滴谱分布特征,分析得出的结论除雨滴数密度较小外,其他的特征与河南省基本一致。陈德林等^[9]和李珊^[10]用 4 种不同的研究方法对雨滴平均谱进行拟合分析得出,用雨滴直径分档求平均浓度来拟合指数方程的方法与实际雨滴谱分布最接近。以往对于雨滴谱的研究工作已经很成熟,但大多数研究都局限于对单一测站资料的分析,而本文利用河南省 2002 年秋季一次层状云降水过程中 6 个测站的雨滴谱资料,分析了河南地区的层状云降水的雨滴谱特征,取得了一些有意义的结果。

1 天气形势概述

受高空低槽、低涡和地面冷锋的共同影响,河南省产生了一次范围和强度较大的层状云降水过程,来自西南方向和黄海的水汽输送为这次降雨提供了源源不断的水汽。随着冷锋和低槽从西北向东南移动,受槽前西南气流控制,10 月 17 日河南省南部出现了大范围的中到大雨,新县气象站 17 日 05 时到 17 日 17 时雨量达 53mm。从 17 时开始,雨区逐渐东移,南部的雨强略有减小,东部地区出现了小到中雨,19 日在河南省西北部地区出现了小到中雨。20 日 08 时的 500hPa 天气图上,高原脊发展,地面冷锋和高空低槽移出河南,河套北部到郑州转为一致的西北气流,降水逐渐结束。

2 观测取样方法

GBPP-100 是利用光阵排列法对雨滴谱进行全谱观测。当粒子通过探测器观测区域

时,就会留下阴影,并通过光学二极管感应而被探测出来。滤纸色斑法是通过雨滴落在一定面积滤纸上的斑迹大小逐个读数并由事先做好的检定曲线转换为雨滴的大小,通过一定的计算得出雨滴谱的各类特征值的方法。由于条件限制,滤纸色斑法不能对地面雨滴谱进行连续不间断的观测。光阵法可以弥补这一不足。游来光等^[11]曾对比分析得出,由于雨滴重叠和形变造成 GBPP-100 过高估计了大雨滴的贡献。

2002 年 10 月 17~20 日,河南省产生了一次大范围的层状云降水,采用滤纸色斑法对河南省 6 个地区进行了取样,共取得 214 个样本,本文用雨滴直径分档求平均浓度的方法,对不同观测地点的雨滴谱进行 M-P 分布和 Γ 分布拟合分析,讨论不同地区的雨滴谱特征。主要观测时段集中在 19 日,观测时间一般半小时一次,取样暴露时间视雨强不同而不同。对雨滴斑迹按 1~3 格、3~5 格、5~7 格等分组读数,转换成雨滴时取其中值直径,分档间隔为 0.2mm。观测期间,飞机作业 4 个架次,雷达、卫星也进行了同步观测,确定降水云类型。其中,唐河县 30 个样本均为层状云降水,太康县 45 个样本中,层状云降水样本为 38 个,开封市 34 个样本中,层状云降水样本 31 个,新密市、新郑市、西平县均为层状云降水,样本数分别为 33、37、35。

3 雨滴谱分布及其起伏特征

3.1 微物理特征参量平均值

表 1 为各观测地点的微物理特征参量平均值,表中 N 、 I 为空间雨滴数密度及雨强, Q 为平均含水量。 $\overline{D_1}$ 、 $\overline{D_2}$ 、 $\overline{D_3}$ 、 $\overline{D_{max}}$ 分别为雨滴平均直径、均方根直径、均立方根直径、最大直径。这次过程主要是蔽光高层云 As op、Ns 降水。由表中可见,这次秋季层状云降水雨滴小,平均直径为 0.48mm,平均最大直径为 1.63mm;雨强小,平均雨强为 0.87 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$;雨滴含水量小,平均含水量为 0.07 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$;雨滴数密度不大,一般为 1000 m^{-3} 以下。空间雨滴数密度、雨强、雨滴平均直径、均方根直径、均立方根直径的最大值出现在

太康测站,其值分别为 1020.3m^{-3} 、 $2.62\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 、 $0.19\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 、 0.58mm 、 0.618mm 、 0.70mm 。原因是随着锋面和槽线东移经过太康站时,太康站的雨滴谱资料中包括了锋前、锋上、锋后的降水资料,处于锋区时,上升气流较大,云内湍流混合大,而其他测站的雨滴谱资料是在锋面已经过境后采集到的,因而降水比较均匀,各微物理特征量分布比较接近。

表1 2002年10月17~20日河南省6个测站层状云降水滴谱观测的微物理特征参量分布

观测地点	N / m^{-3}	I / $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	实测 I / $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	Q / $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$	\bar{D}_1 / mm	\bar{D}_2 / mm	\bar{D}_3 / mm	\bar{D}_{\max} / mm
唐河站	398.6	0.52	0.57	0.04	0.44	0.476	0.52	1.51
太康站	1020.3	2.62	0.42	0.19	0.58	0.618	0.70	1.60
开封站	468.7	0.50	0.65	0.04	0.46	0.498	0.54	1.50
西平站	691.2	0.62	0.63	0.06	0.46	0.481	0.56	2.03
新密站	278.2	0.67	0.83	0.04	0.52	0.567	0.63	1.90
新郑站	346.8	0.28	0.68	0.02	0.44	0.458	0.49	1.26
平均值	534.0	0.87	0.76	0.07	0.48	0.516	0.57	1.63

表2计算了各档雨滴所占比例以及它们对雨强的贡献。其中,1mm以下、1~2mm、2~3mm、大于3mm的雨滴数密度为 n 、 N_{12} 、 N_{23} 、 N_3 及小于1mm、1~3mm、大于3mm的雨强为 I_{01} 、 I_{13} 、 I_3 ,同时根据公式 $Z = \sum ND_i^6$ 计算出雷达反射率因子 Z ,再由 $10\lg Z$ 可算出雷达回波强度。由表2可见,此次降水过程对雨强贡献最大的是3mm以下的雨滴,平均达到97.47%,其中1~3mm的雨滴起主要作用,平均贡献达59.35%,小于1mm的雨滴对雨强的平均贡献为38.12%;但是从数密度贡献来看,小于1mm的雨滴占数密度的95.75%,平均贡献最大,大于1mm的雨滴数密度较小,对数密度的平

表2 各档雨滴对数密度和雨强的贡献

观测地点	n/N /%	N_{12}/N /%	N_{23}/N /%	N_3/N /%	I_{01}/I /%	I_{13}/I /%	I_3/I /%	回波强度/ dBz
唐河站	97.6	2.3	0.10	0.005	28.6	61.2	2.4	23.9
太康站	92.6	7.4	0.03	0.000	39.9	61.1	0.0	27.6
开封站	97.7	2.3	0.02	0.000	38.9	59.7	0.0	21.5
新密站	94.4	5.6	0.09	0.006	30.9	67.5	1.5	23.9
新郑站	94.6	1.5	0.02	0.000	52.7	47.4	0.0	18.9
西平站	97.6	1.7	0.04	0.005	37.7	59.2	3.1	23.5
平均值	95.8	3.5	0.05	0.003	38.1	59.4	1.2	23.2

均贡献较小,仅为3.52%,大于3mm的雨滴比例极小,几乎为零。计算出的雷达回波强度的平均值为23.2dBz,与雷达实测的值20~30dBz比较吻合,在一般层状云降水的回波强度范围内。

图1给出了6个测站的平均雨滴谱分布,从图中可以看出,当测站处于冷锋的不同位置时,雨滴谱的分布有差别,唐河站、新密站、太康站、西平站测得的雨滴谱是位于锋前时的,平均谱宽较大,雨滴平均数浓度较大,最大雨滴直径为3.6mm,其中唐河站和太康站的谱型出现了双峰结构(II型),太康站的雨滴数浓度最大;唐河和西平站的雨滴数浓度也相对较多。处于锋区时,开封站、新郑站的雨滴谱较窄,最大直径仅为2.4mm,雨滴数密度也相对较小。新密站位于锋后,其谱型出现了双峰结构,最大雨滴直径也达到了3.6mm,但大滴的数目相对来说比锋前后的云中水滴数目少一些。其他测站的雨滴谱都呈线性递减的单峰型(I型)分布。顾震潮等和魏绪林^[12]60年代初曾对南岳雨滴谱资料进行过分析,他们认为,在连续性层状云降水中,I型出现的频率最高,含水量一般在 $0.1\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 以下,雨强一般在 $0.3\sim 0.6\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$,雨滴直径平均小于1.0mm。从表1可以看出,本文的结论与这些结果一致。

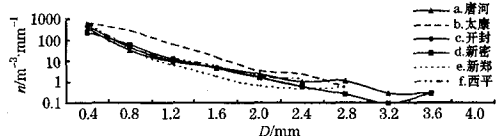


图1 6测站的平均雨滴谱

3.2 微物理特征参量随时间的变化

图2给出了不同测站19日的微物理参量雨强 I 、数密度 N 、最大直径 D_{\max} 随时间的演变。从图中可以看出一个明显的特点,即在大部分测站, N 和 I 的变化一般是同相的,他们的峰值位置基本是一致的,但 D_{\max} 和 I 的变化有时一致,有时则不相同。从图中还可以看到, D_{\max} 有超前出现的趋势,例如图a中15:30、21:50处,图2b中19:50处,图2c中13:30、16:30、20:30处,图2d中19:00处,图2e中12:30、20:30处,图2f中12:

30处, D_{max} 出现峰值,紧接着 N 、 I 出现峰值, D_{max} 出现低谷,这就是说,在 N 、 I 增大之前往往有特大滴下落,这种现象与以前的工作中所得到的结果基本一致。

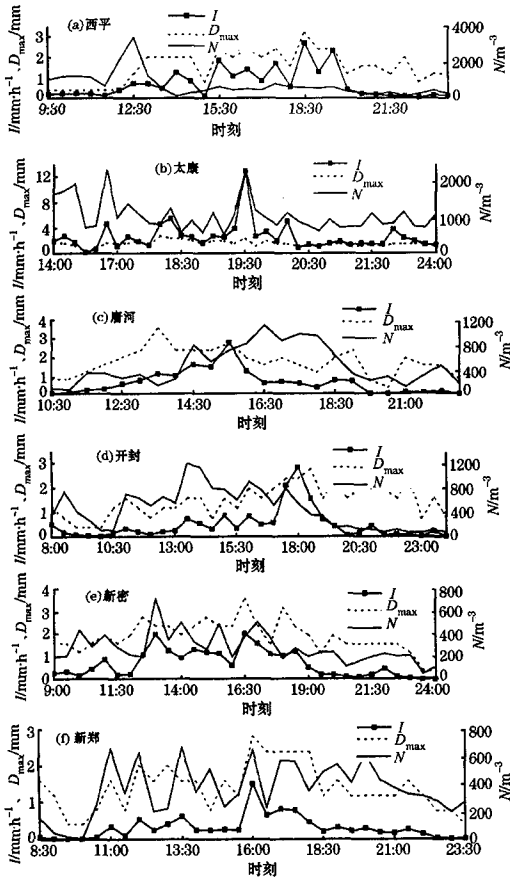


图2 2002年10月17~20日河南省6个测站微物理特性参量随时间的分布

3.3 Z-I 关系特征

由雷达反射因子 Z 和降水强度 I 的定义可知,它们都与滴谱分布有很大关系,故有可能在它们之间建立某种关系 $Z = aI^b$ 。由于滴谱分布在一般情况下随时间和空间,特别是随不同的降水类型而变,即使在同一次降水过程中,其 a 和 b 值也是变化的。现阶段,在比较合理的假设基础上,从理论和大量滴谱资料统计的平均结果推导出层状云降水常用的 $Z-I$ 关系式^[13]为:

$$Z = 200I^{1.6} \quad (3)$$

根据公式 $Z = aI^b$,利用平均雨滴谱资料拟合

出这次降水过程的 $Z-I$ 关系式:

$$Z = 298.4I^{0.8} \quad (4)$$

可以看出, a 值比常用关系中的 200 要大, b 值则比常用关系中的 1.6 要小。图3给出了实际的 $Z-I$ 关系、拟合的 $Z-I$ 关系、常用的 $Z-I$ 关系曲线。从图中可以看出,三种 $Z-I$ 关系的走势比较一致, Z 随着 I 的增大而增大。在雨强 I 相同时,对应着不同的 Z 值。在 I 小于 $1.25\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时,拟合关系式的 Z 值比常用关系式的 Z 值大,而在 I 大于 $1.25\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时结论相反。其可能原因是, Z 值的大小直接和滴谱有关,而 I 除与滴谱有关外还与下落末速度有关,所以同样的降水强度 I 就可能对应于不同的滴谱分布,这样也就与不同的 Z 值相对应。从图中还可以看出,实际的雨滴谱分布比常用公式推导时假设的雨滴谱分布宽,因为 Z 与 D^6 成正比, I 与 D^3 成正比,在 I 小于 $1.25\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时,滴数较少的大滴使 Z 值增大,而对 I 贡献较小;在 I 大于 $1.25\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 时,小滴对 I 的贡献比对 Z 的贡献大。Jorgensen 等^[14] (1982) 对飞机穿越大西洋上的热带气旋获得的 PMS 资料分析得出不同高度的 $Z-I$ 关系式分别为 $Z = 300I^1$, $Z = 300I^3$, $Z = 300I^5$,通过与经典的 M-P 关系得到的 $Z-I$ 关系式比较发现在雨强大的地方两者有差别,而与以前的研究结果几乎完全一致。

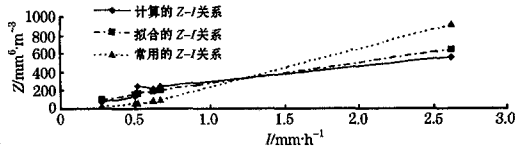


图3 各种 $Z-I$ 关系图

3.4 雨滴谱分布特征

3.4.1 雨滴谱空间分布特征

利用不同地点降水云的平均雨滴谱,采用最小二乘法进行 M-P 分布和 Γ 分布拟合分析,结果见表3。图4给出了不同地点雨滴谱分布图形和拟合谱。从图中可见,太康县的雨滴谱 M-P 分布拟合得最好,在大滴和小滴端均能较好地拟合,其拟合相对误差最小,而其他地方的雨滴谱 M-P 分布拟合均不如 Γ 分布拟合效果好。而在其他地方,拟合

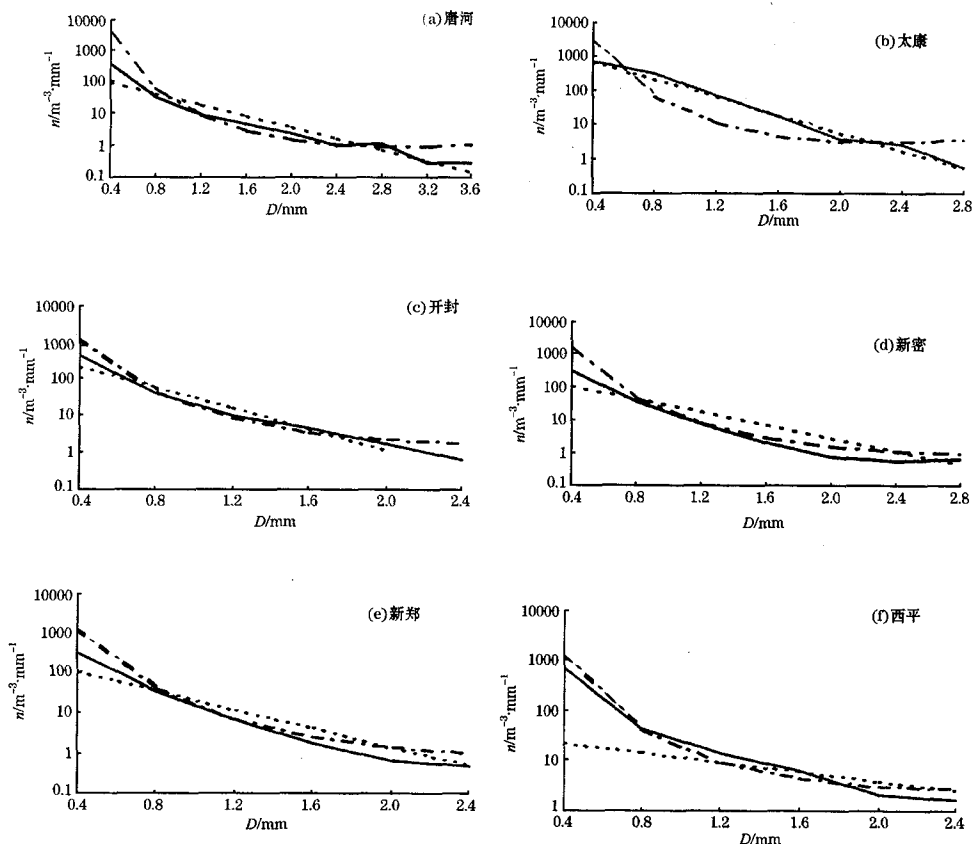


图4 2002年10月17~20日河南省6个测站平均雨滴谱分布
(实线为实际谱、点线为拟合的M-P分布,点划线为拟合的Γ分布)

误差较大,可能原因是样本数有限、自然变率或者读数记录误差。

表3 不同地点的M-P和Γ谱分布参数

观测地点	M-P分布		Γ分布		
	n_0 /m ⁻³ ·mm ⁻¹	λ /mm ⁻¹	n_0 /m ⁻³ ·mm ⁻¹	μ	λ /mm ⁻¹
唐河站	199.74	1.999	1.697	-7.274	-2.461
太康站	2272.33	2.969	0.852	-7.528	-3.295
开封站	880.07	3.308	1.540	-6.301	-2.377
新密站	247.89	2.282	1.983	-6.442	-2.071
新郑站	285.15	2.615	2.012	-6.169	-1.996
西平站	35.06	1.078	1.235	-6.387	-2.683
平均值	653.37	2.375	1.552	-6.684	-2.481

3.4.2 雨滴谱时间分布特征

用M-P分布拟合雨滴谱时,不同时刻的谱分布的参数 n_0 、 λ 的变化趋势基本一致。

3.5 微物理参量的起伏特征

为定量研究降水的起伏特征,计算了起

伏量: $\delta(x) = \sigma(x)/\mu(x)$,式中 $\sigma(x)$ 为变量 x 的均方差, $\mu(x)$ 为 x 的数学期望。计算结果如表4,由表可见,层状云降水的起伏量总体比较小,雨强起伏量最大,平均为0.134,平均尺度起伏量最小,为0.042,数密度介于两者之间,平均为0.089。从表4中还可以看出,太康县的降水起伏量是最小的,各起伏量均小于平均值。

表4 微物理参数起伏量

地点	δN	δD	δI
唐河站	0.123	0.010	0.168
太康站	0.043	0.013	0.080
开封站	0.104	0.176	0.145
新密站	0.071	0.021	0.138
新郑站	0.093	0.011	0.126
西平站	0.097	0.020	0.147
平均值	0.089	0.042	0.134

4 主要结论

本文根据对2002年10月17~20日河南省层状云降水滴谱观测资料分析,得出以下主要结论:

(1) 这次河南省秋季层状云降水雨滴小,平均直径为0.48mm,平均最大直径为1.63mm;雨强小,平均雨强为 $0.87\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$;雨滴含水量小,平均含水量为 $0.07\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$;雨滴数密度不大,一般为 1000m^{-3} 以下。

(2) 雨滴谱分布基本符合M-P分布,但在大滴和小滴端误差较大,用 Γ 分布来拟合效果更好。太康站M-P分布拟合雨滴谱与实际雨滴谱最为接近。

(3) 用M-P拟合时,不同时刻 n_0 、 λ 的分布基本一致。

(4) 降水的起伏量总体比较小。

(5) 通过雨滴直径和数密度计算的雷达回波强度与实际观测值接近。

(6) 利用平均雨滴谱资料拟合出这次降水过程的Z-I关系式为 $Z=298.4I^{0.8}$ 。

致谢:本文得到科技部“十五”科技攻关项目“人工增雨技术研究及示范”(2001BA610A-06)资助,所用资料由河南省气象局人工影响天气办公室提供。在此表示感谢。

参考文献

1 王鹏飞,李子华编著.微观云物理学.北京:气象出版社,1989:169~171.

2 Marshall J S and Palmer W M. The distribution of raindrops with size. *J Meteor.* 1948(5):165~166.
 3 Takeuchi D M. Characterization of raindrop size distribution. *Preprints of Conference on Cloud Physics and Atmospheric Electricity*, Issaquah, Amer Meteor Soc, 1978: 154~161.
 4 Ulbrich C W. Effect of size distribution variations on precipitation parameters determined by dual-measurement techniques. *Preprint of 20th Conference on Radar Meteor.* Boston, Amer Meteor Soc, 1981. 276~281.
 5 陈万奎,严采繁.雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析. *气象*, 1989, 14(1):8~11.
 6 陈宝君,李子华,刘吉成等.三类降水云雨滴谱分布模式. *气象学报*, 1998, 56(4):506~512.
 7 周毓荃,刘晓天,周非非等.河南干旱年地面雨滴谱特征. *应用气象学报*, 2001, 12(增刊):39~47.
 8 樊玲,袁成,张云峰.哈尔滨地区层状云降水微物理特征. *气象*, 27(12):42~46.
 9 陈德林,谷淑芳.大暴雨雨滴平均谱的研究. *气象学报*, 1989, 47(1):124~127.
 10 李珊.湛江一次降水过程的最佳雨滴谱分析. *广西气象*, 2001, 22(1):30~34.
 11 You Laiguang and Liu Yangang. Error analysis of GBPP-100 Probe. *Atmospheric Research*. 1994. 34:179~187.
 12 顾震潮等著.我国云雾降水微物理特征问题.北京,科学出版社,1962:16~20.
 13 张培昌,戴铁丕,杜秉玉等编著.雷达气象学.北京,气象出版社,1988:156~158.
 14 Jorgensen, David P. Z-R relation for hurricanes. *Journal of Applied Meteorology*, March, 1982, 21(3):356~366.

Characteristics of Raindrop Spectra of Stratiform Cloud Precipitation in Autumn 2002 in Henan Province

Shi Aili Zheng Guoguang Huang Geng

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Zhou Yuquan

(Weather Modification Office of Henan Province, Zhengzhou 450003)

Abstract

Based on the observations of raindrop spectra of stratiform-cloud precipitation during October 17—20, 2002 in Henan Province, the distribution of raindrop size, microphysics parameters and its fluctuation features in different sites are analyzed, and it is found that the relation between Z and I in this process is $Z=298.4I^{0.8}$ and the distribution of raindrop spectra is basically in accord with M-P distribution.

Key Words: stratiform cloud raindrop spectrum microphysical parameter