

一次梅雨锋降水的雨滴谱分析*

卞礼智 邢克溥 蒋年冲

(安徽省气象科学研究所)

周文贤 章澄昌 李子华

提 要

本文根据1981年6月27—28日梅雨锋暴雨过程的雨滴谱观测资料,初步分析了这次梅雨暴雨的雨滴谱特征、演变情况,着重分析了雨团**内外的雨滴谱特征,得到了一些有意义的结果。

一、引 言

梅雨锋降水是长江中下游地区重要的水资源。以往,国内着重于梅雨锋降水的天气学研究;日本除致力于梅雨锋降水的天气学研究外,还研究了地形对梅雨的影响,梅雨锋积层镶嵌云降水的微物理机制,並提出了一些粗略的模式^[1]。但对于梅雨锋云系的雨滴谱特征尚缺少观测研究。梅雨锋降水雨滴谱的观测分析,对了解梅雨锋降水的微结构特征、降水机制,以及梅雨锋降水的数值模拟,都是有意义的。

1979至1981年,我们观测了梅雨雨滴谱。其中1981年6月27—28日,对一次梅雨暴雨过程进行了雨滴谱序列观测,並有711测雨雷达配合。对这次暴雨过程的天气形势和逐时雨量分布图(略)分析表明,27日白天,测站(在庐江县白湖农场)受梅雨锋南部西南气流雨团影响;18时以后,低层锋面过境並很快在测站南面的沿江一带静止,测站受锋际雨团影响。试验区10分钟雨量分布图(略)分析表明,暴雨中心在桐城—岳西一带,从中不断有雨团扩展东移,八个西南气流雨团中有两个影响测站,时间分别为27日08时48分至09时02分和09时26分至10时18分。雨团移速约为50公里/小时,移经测站后减慢为30公里/小时,天气现象为雷阵雨。20时33分至22时01分测站受锋际雨团影响,雨团由西北方向移来,中心在21时40分移经测站,雨强为8.5厘米/10分,天气现象为强阵性降水。图1表示在雨团影响时,测站附近十分钟雨量变化情况。图中的顺岗在测站西北7公里,黄姑位于测站东南8.6公里。

* 安徽省气象局王根明、夏增义、赵雯等同志参加了雨滴谱观测和资料整理工作。

** 雨团标准定为:雨强 $I > 8.0$ 毫米/小时或 $I > 2.0$ 毫米/10分钟。

雨滴谱观测从27日07时23分开始, 28日07时20分停止, 持续23小时57分钟。取样用吸水纸法, 时间间隔一般为2分钟; 取样面积900平方厘米, 读数面积400平方厘米。共取样本681个。一般样本在读数面积内含有直径0.3毫米以上的滴120到300个(由于溅散影响, 直径小于0.3毫米的雨滴很难作准确统计, 故未计入。这样处理仅对雨滴浓度有影响, 而对雨强、含水量影响很小, 对谱宽基本上没有影响)。

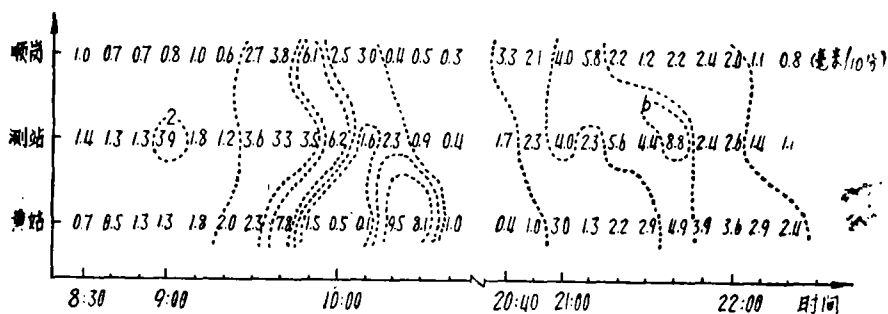


图1 雨团影响时测站附近十分钟雨量变化图

本文分析这次梅雨暴雨的雨滴谱特征及其演变情况, 着重分析雨团内外的雨滴谱特征。由于是单点观测, 所以, 所谓雨团内的雨滴谱特征, 实际上是雨团的不同部位经过测站时的雨滴谱特征。

二、资料处理

用吸水纸法取雨滴谱, 会由于各种因素而造成误差, 使计算出的雨滴直径与真实直径之间出现误差。与近摄法测定雨滴谱相比较*, 我们的校正误差和读数误差: 直径0.3—0.5毫米的滴为18%, 0.7毫米的滴为12%, 直径大于0.7毫米的滴均小于6%。这说明观测结果是可靠的。

对雨滴数密度的落速订正, 采用气压为1013毫巴、温度为20℃时的静止空气里的水滴下落的末速度^[2]。

把某10分钟内所取样本的瞬时雨强的算术平均值作为这10分钟的雨强。从测站雨量自记纸上读出实测的10分钟雨强。比较两者随时间的变化(图2), 明显可见, 两者的变化十分接近。这说明计算结果能够反映自然降水的真实情况。

27日07时23分至28日07时20分, 实测降水量为120.4毫米(测站雨量计记录); 用观测样本计算的相应时段的降水量为138毫米, 比实测值高14.6%, 差值不大。

关于雨滴谱峰值的确定。当某档的雨滴数密度明显高于相邻档时, 则很容易确定该档为峰。当某档数密度稍高于相邻档、但难以确定该档是否为峰时, 则可将观测误差过滤后用下式加以判断^[3]

$$\frac{f_1}{f_2} > \frac{1+\epsilon}{1-\epsilon}$$

* 雷连科、许绍祖, 近摄法测定雨滴谱(油印本)。

式中 f_1 为雨滴数密度较高档的相对数密度; f_2 为数密度较高档之前的较低档的相对数密度; ε 为雨滴观测读数误差,直径大于0.7毫米的滴其 ε 均小于9%。取 $\varepsilon=9\%$,则当 $f_1/f_2>1.198$ 、且较高数密度档的雨滴绝对数密度多于1个/米³时,确定该档为峰。

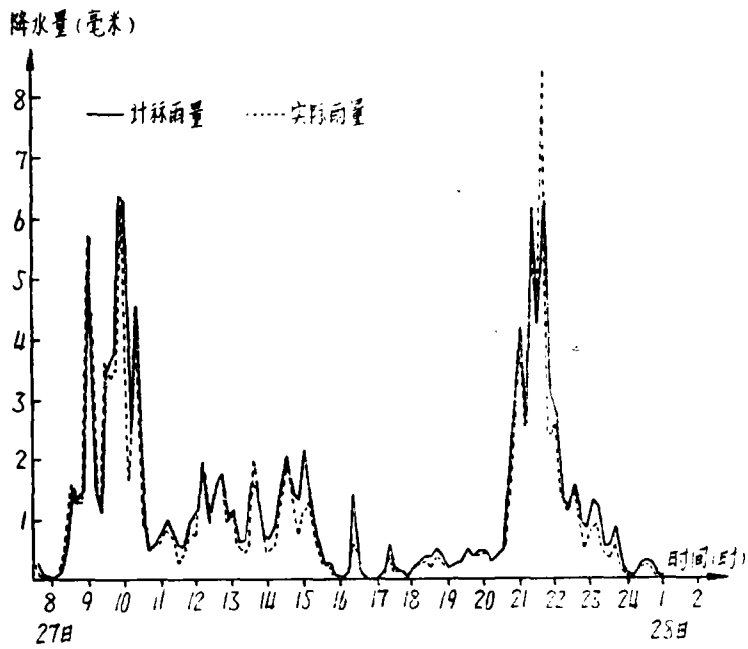


图2 十分钟降水量随时间变化曲线

三、梅雨锋降水的雨滴谱特征

(一) 梅雨雨滴谱概况

1. 平均谱 681个样本中,谱宽最小为0.7毫米,最大为5.9毫米,平均为2.52

表1 各种雨强类型的雨滴特征量

类别	样本数 n (个)	平均雨强 $\bar{I}$ mm/hr.	λ (毫米)			Q (克/米 ³)			N (个/米 ³)		
			Max	min	$\bar{\lambda}$	Max	min	$\bar{Q}$	Max	min	$\bar{N}$
$I < 1.0$	141	0.4671	3.1	0.7	1.9	0.52	0.01	0.19	447	13	141.2
$1.0 \leq I < 5.0$	323	2.5790	4.1	1.5	2.5	1.80	0.29	0.76	1777	79	411.1
$5.0 \leq I < 10.0$	112	6.9638	4.3	1.9	2.8	2.92	0.99	1.75	3366	100	776.5
$10.0 \leq I$	105	23.7773	5.9	2.3	3.2	12.13	1.68	4.54	5817	280	1474.1
总体	681	6.1314	5.9	0.7	2.53	12.13	0.01	1.39	5817	13	579.2

毫米;含水量最小为0.0146克/米³,最大为12.13克/米³,平均为1.39克/米³;瞬时雨强最小为0.012毫米/小时,最大为81.39毫米/小时,平均为6.1314毫米/小时;雨滴数密度最小为13个/米³,最大为5817个/米³,平均为579.2个/米³。

把样本按雨强(I)的大小进行分类,分别统计各类的谱宽(λ)、数密度(N)、含水量(Q),统计结果见表1。由表可见,随着雨强增大,谱宽、含水量、数密度的极大值、极小值以及平均值都随之增大,平均值偏向于极小值(图3)。

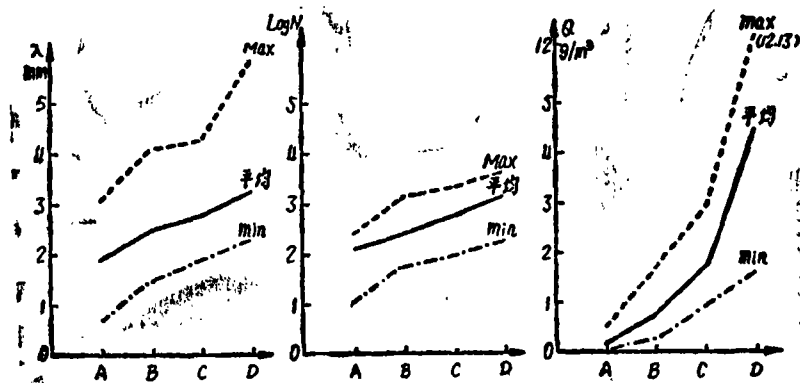


图3 λ 、N、Q随雨强的变化 (A、B、C、D分别对应雨强:
 $I < 1.0$, $1.0 \leq I < 5.0$, $5.0 \leq I < 10.0$, $10.0 \leq I$)

云物理研究指出,雨滴谱分布一般呈负指数形式。马歇尔、帕麦尔(Marshall、Palmer)于1948年找到了下面的表达式^[2]

$$N(D) dD = N_0 \exp(-\lambda D) dD$$

式中 N_0 、 λ 两个参数可以用下面的式子表示

$$N_0 = 0.08 \text{ 厘米}^{-4}$$

$$\lambda = 41 I^{-0.21} \text{ 厘米}^{-1}$$

$N(D)dD$ 表示直径在D和D+dD间隔中的雨滴数密度, I为雨强(毫米/小时)。

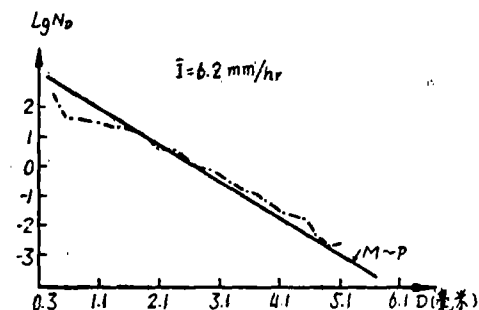


图4 梅雨平均谱与M—P分布的比较

I型谱,即无峰型:随着雨滴直径的增大,相应的滴数密度呈指数递减;

681个样本的平均谱分布与相应雨强的M—P分布相比较,直径0.5毫米到1.5毫米的小滴数密度偏低,其中直径 $D = 0.5$ 毫米的滴数密度比M—P分布偏少近一个量级,这与南岳的雨滴谱不同^[4];直径大于2.7毫米的大滴数密度则比M—P分布略高些。其它滴的数密度与M—P分布比较相近(图4)。

2. 谱型 根据雨滴谱分布情况,将它们分成三种谱型(图5),

I 型谱,即单峰型:随着雨滴直径的增大,滴数密度大小有起伏,有一个数密度峰值;

II 型谱,即多峰型:雨滴数密度出现双峰或多峰。

I、II、III 型谱的特征,分别以27日10时20分、08时46分、09时38分的瞬时速为例,表示于图5中。

这次梅雨锋降水以III型谱为主。681个样本中,有III型谱336个,占总数的49.3%;I型谱最少,有110个,占16.1%(表2)。

由表2可见,I型谱随着雨强增大,所占比例迅速减少,当雨强大于10毫米/小时就没有I型谱出现;II型谱在雨强小于5毫米/小时出现较多,雨强大于5毫米/小时出现较少;III型谱随着雨强增大出现的几率迅速增大。

图5 雨滴谱谱型分类图

I型: 27日10时20分

II型: 27日08时46分

III型: 27日09时38分

表2 梅雨滴谱谱型统计表

类 别	谱 型	I 型		II 型		III 型	
		样本数(个)	百分比%	样本数	百分比%	样本数	百分比%
I < 1.0毫米/小时		60	42.5	51	36.2	30	21.3
1.0 ≤ I < 5.0		47	14.6	140	43.3	136	42.1
5.0 ≤ I < 10.0		3	2.7	28	25.0	81	72.3
10.0 ≤ I				16	15.2	89	84.8
总 体		110	16.1	235	34.5	336	49.3

比较梅雨锋降水、泰山雷雨^[5]、吉林暖锋雨带降水^[6]的谱型。三种类型的降水中,梅雨锋降水的I型谱最少,为16.1%;泰山雷雨的为28.9%,吉林暖锋雨带的最多,为36.5%;梅雨和泰山雷雨的II型谱出现的几率接近,分别为34.5%、33.6%;III型谱则是梅雨的最多,占49.3%,泰山雷雨的占37.5%;吉林暖锋雨带的II、III型谱未分开,共占63.5%。

梅雨的I、II、III型谱的平均雨强分别为1.5、3.5、9.4毫米/小时;平均雨滴数密度分别为141.9、199.6、295.3个/米³(直径D ≥ 0.5毫米的滴);平均谱宽分别为2.0、2.3、2.8毫米;平均含水量分别为0.5、0.9、2.0克/米³。三种谱型的平均数密度均为10²量级,但III型的比I型的大1倍;平均含水量以III型谱为最大,比II型的大1倍,比I型的大3倍;III型谱的平均雨强比II型的大近2倍,比I型谱的大5倍。总之,比较三种谱型的平均

雨强、数密度、谱宽、含水量，都是Ⅰ型的最小，Ⅱ型的居中，Ⅲ型的最大。

从平均谱分布来看(图6)，随着雨滴增大，Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型谱的平均谱分布均递减。

Ⅰ型谱递减最快，Ⅲ型谱递减缓慢。

Ⅱ、Ⅲ型谱的平均谱没有表现出峰值，是由于各个样本峰值位置不全相同造成的。直径0.5—0.9毫米的滴，三种谱型的平均数密度相当；直径为1.1—1.9毫米滴，Ⅲ型谱的数密度是Ⅰ型谱2倍以上；直径大于2.1毫米的大滴数密度，Ⅲ型谱比Ⅰ型谱的大1个数量级以上。而Ⅲ型谱的雨强及含水量均较大，所以说，直径大于1.1毫米的雨滴，特别是大滴的数密度的大小，对雨强和含水量的影响很大。

统计表明，Ⅱ型谱峰值位置集中在直径 $D \leq 1.5$ 毫米的小滴处。直径0.7、0.9、1.3、1.5毫米档出现峰值的几率相差不大。Ⅲ型谱中，最多出现6个峰。主峰主要位于直径为0.7、0.9毫米档(64.3%)；次峰主要位于1.5毫米档；三峰主要位于2.3毫米档；四峰、五峰很分散，分别出现在直径大于1.9、2.5毫米的大滴处。

(二) 雨团内外雨滴谱特征

这次梅雨暴雨过程中，影响测站的三个雨团分别为8时48分至9时02分、9时26分至10时18分以及20时33分至22时01分。雨团影响时间占过程总降水时间的12.8%，其降水量则占实际总降水量的51.25%。所以，着重分析雨团内的降水雨滴谱特征。我们把三个雨团影响时的滴谱样本作为雨团内滴谱样本，其余的则作为雨团外样本。

1. 雨团内外的平均谱 就平均状况而言，雨团内外的雨滴数密度分别为617.3、186.7个/米³，雨团内是雨团外的3倍多；雨团内含水量比雨团外大4倍(分别为4.9、1.0

克/米³)，雨强大7倍以上(分别为25.7、3.0毫米/小时)；平均谱宽也是雨团内的大，为3.3毫米，雨团外的为2.4毫米。

雨团内外的平均谱分布有明显差别(图7.a)：(1)雨团内平均谱在 $D = 1.5$ 毫米处为峰值数密度，而雨团外平均谱无峰值；(2)无论是大滴还是小滴数密度，都是雨团内大于雨团外，小滴部分相差3—5倍， $D \geq 1.9$ 毫米的大滴部分相差1—2个量级。

由于雨团内的平均雨强比雨团外大1个量级，而直径小于1.5毫米的滴的数密度相差仅

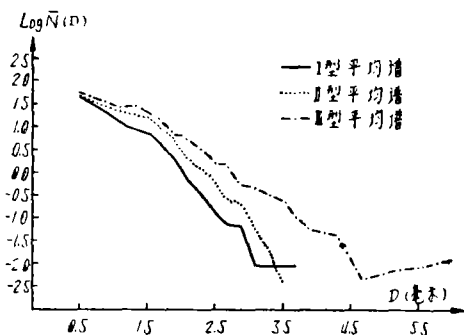


图6 Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ型谱的平均谱分布

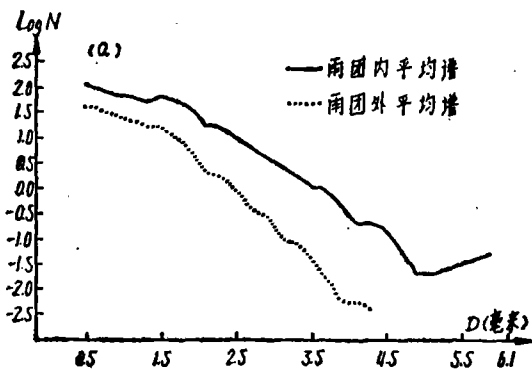


图7 a 雨团内外雨滴平均谱分布

为2—3倍, 且直径大于3.5毫米的滴绝对数密度都很小(小于1个/米³), 所以可以认为, 直径在1.5—3.5毫米雨滴(这些滴数密度都较大, 且雨团内外数密度相差1个量级), 对雨强的贡献是很大的。

2. 雨团内外的谱型 雨团外雨滴谱有三种谱型, I、II、III型谱分别占18.3%、36.2%、45.5%; 雨团内雨滴谱没有I型谱, 仅有II、III两种谱, 它们分别占18.5%、81.5%, III型谱的比例比雨团外的高出36%。

表3 雨团内外II、III型谱 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{T}$ 值

类 别		$\bar{N}$	$\bar{\lambda}$	$\bar{Q}$	$\bar{T}$
II	内	548.3	2.9	3.5764	15.7676
	外	175.5	2.3	0.7589	2.6365
III	内	663.0	3.4	5.1795	27.9971
	外	213.7	2.7	1.2062	4.9619

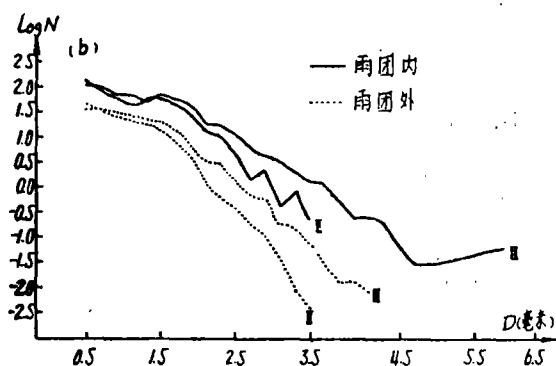


图7b 雨团内外雨滴平均谱分布

比较雨团内外的II型谱、III型谱, 其平均谱有明显差异(表3、图7.b): (1)雨团内的II、III型谱的 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{T}$ 值分别大于雨团外II、III型的相应平均值; (2)雨团内的II、III型谱的平均谱均在 $D = 1.5$ 毫米处出现数密度峰值, 而雨团外的II、III型谱的平均谱均无峰值; (3)不论雨团内外, 在 $D = 0.5$ 毫米档, III型谱的数密度均小于II型谱滴

的数密度, 直径大于0.5毫米的滴的数密度都是III型的大; 而各种大小滴的数密度都是雨团内的大。

雨团活动期间, 雷达回波为絮状。雨团内回波最大强度在40db以上, 雨团外仅为30db, 比较雨团内外回波特征(表4): 雨团内的平均回波顶高、最大回波强度均高于雨团外, 30db强回波高、厚、宽亦都大于雨团外, 这说明雨团内上升气流强, 因而谱宽, 大滴数密度高。

3. 西南气流雨团与锋际雨团的滴谱特征 西南气流雨团与锋际雨团滴谱有一些共性: (1)都没有I型谱, 且以III型谱为主; (2)两种雨团的 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{T}$ 值都相差不大; (3)大、小滴数密度也相当, 平均谱在 $D = 1.5$ 毫米附近都出现峰值数密度; (4)两种雨团中的III型谱 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{T}$ 值都比II型的大(表5)。

由于雨团性质不同, 雨滴谱也有些不同之处(见表5、图8): (1)西南气流雨团中的

表4 雨团内外雷达回波平均状况

类 别	一 般 回 波		强 回 波 中 心					0℃层高 度(米)	-20℃层 高度(米)
	平均顶高 (米)	顶部温度 (℃)	强 度 (db)	顶 高 (米)	顶部温度 (℃)	厚 度 (米)	宽 度 (米)		
雨团内	9600	-27.5	40	3770	6.6	1740	6640	4650	8550
			30	5400	-2.2	4240	17400		
雨团外	8700	-20.7	30	5163	-1.1	1415	14940		

表5 西南气流雨团、锋际雨团滴谱的 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{I}$ 值

类 别	谱 型	占百分比%	$\bar{N}$	$\bar{\lambda}$	$\bar{Q}$	$\bar{I}$
西南 气 流 雨 团	I	10.8	671.93	3.1	3.8160	19.8053
	II	89.2	643.20	3.5	5.1885	30.5340
	总 体	100.0	646.31	3.46	5.0401	29.3741
锋 雨 际 团	I	25.0	503.40	2.8	3.4893	14.2994
	II	75.0	622.80	3.2	5.1704	25.4601
	总 体	100.0	592.95	3.12	4.7502	22.6699

I、II型谱的 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{I}$ 值分别大于锋际雨团的

I、II型谱的对应值;

(2)除 $D=0.5, 1.3, 1.5$ 毫米外,其余档滴数密度都是西南气流雨团的数密度大;(3)西南气流雨团中II型谱所占的比例高达89.2%,锋际雨团II型谱少些,占75%;(4)西南气流雨团中,II型谱小滴($D=0.9$ 毫米)数密度

小于I型谱的相应值,中、大滴($D \geq 1.9$ 毫米)数密度都是II型谱的大。而在锋际雨团中,II型谱各档数密度基本上都比I型谱的大。

4. 雨团内雨强变化时谱型变化 在雨团内,雨强增大时的小滴数密度($D \leq 1.7$

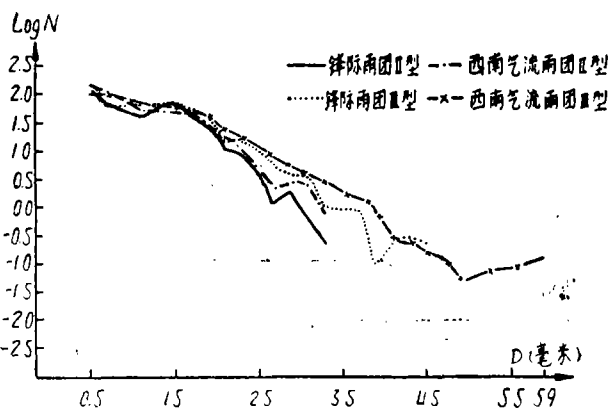


图8 西南气流雨团和锋际雨团I、II型谱的平均谱

毫米)都小于雨强减小时的小滴数密度,大滴数密度($D \geq 2.3$ 毫米)的变化情况相反。造成这种情况的原因,可能是当雨强增大时,大滴数量增多,重力碰并加强,结果小滴数密度明显减少;而雨强减小时,由于大滴减少,重力碰并减弱,小滴数密度增大。

(三) 雨强与含水量、滴数密度、谱宽之间的关系

用最小二乘法,计算出降雨强度与含水量、滴数密度、谱宽之间的关系式(从 $D = 0.5$ 毫米滴起算)。结果,雨强与含水量的关系很好,相关系数除阵雨为0.93外,其余均在0.96以上。过程总体雨强与数密度的相关系数为0.87,雷阵雨、阵雨、雷阵雨加阵雨在0.72—0.79之间。雨强与谱宽的相关系数较低,过程总体为0.74,雷阵雨、阵雨、雷阵雨加阵雨仅为0.59(表6)。

表6 I与Q、N、 λ 之间的关系

关系式类别	雨型	过程总体	雷阵雨	阵雨	雷阵雨加阵雨
		n=681	n=193	n=85	n=278
I—Q	关系式	$I=0.0011Q^{1.19}$	$I=0.0011Q^{1.189}$	$I=0.0036Q^{1.04}$	$I=0.0012Q^{1.179}$
	相关系数	0.97	0.96	0.93	0.96
I—N	关系式	$I=0.002N^{1.40}$	$I=0.0114N^{1.13}$	$I=0.0042N^{1.31}$	$I=0.0083N^{1.19}$
	相关系数	0.87	0.72	0.79	0.76
I— λ	关系式	$I=0.0957\lambda^{3.696}$	$I=0.5896\lambda^{2.35}$	$I=0.9543\lambda^{2.26}$	$I=0.6422\lambda^{2.38}$
	相关系数	0.74	0.59	0.59	0.59

表中I为雨强(毫米/小时)、Q为含水量(毫克/米³)、N为数密度(个/米³)、 λ 为谱宽(毫米)、n为样本数。

从 $D=1.1$ 毫米的滴起算(为便于与泰山资料比较),阵雨雨强与数密度的关系式为 $I=0.0507N^{1.005}$ 。对应于1、10、100毫米/小时的雨强,计算出相应数密度分别为19、192、1901个/米³。与泰山观测资料($I=0.048N^{1.16}$)^[5]相比较,分别是泰山的1.4、1.9、2.6倍。可见,在雨强相同情况下,梅雨锋中阵雨雨滴数密度要比泰山阵雨的大。

表7 $I=aQ^b$ 式中a、b的比较

雨型	a	b	$\bar{\lambda}$
泰山雷阵雨	0.017	1.07	3.3
南岳阵雨	0.011	1.14	3.1
Best各种雨平均	0.07	1.18	
夏威夷地形雨	0.001	1.33	1.0
吉林层状云连续性降水	0.0087	1.136	
梅雨锋降水	0.0011	1.19	2.5

$I = aQ^b$ 式中, 系数 a 、指数 b 的比较见表 7^{[5][7]}。由表可见, 平均谱越宽, 系数 a 越大, 指数 b 越小。当 $Q=1000$ 毫克/米³ 时, 梅雨锋降水雨强与 Best 各种雨平均、吉林层状云降水有倍数之差, 与泰山雷雨、南岳阵雨有量级上的差别。

四、小 结

通过以上分析, 得出以下结论:

1. 与 M—P 分布相比, 梅雨滴谱小滴偏少, 大滴略偏多;
2. 梅雨滴谱以 III 型谱最多(占 49.3%), 随着雨强增大, I 型谱出现的几率迅速减少, III 型谱迅速增多;
3. $D \geq 1.7$ 毫米的滴出现峰值数密度的几率, 随着雨强增大而增大。按谱型分类, III 型谱的峰值集中在 $D \leq 1.5$ 毫米的小滴部分, III 型谱的主峰在 $D = 0.7, 0.9$ 毫米, 次峰在 $D = 1.5$ 毫米, 三峰在 $D = 2.3$ 毫米处, 第四、五峰比较分散;
4. 雨团内外平均谱有明显差别, 雨团内平均谱在 $D = 1.5$ 毫米处出现峰值数密度。直径 1.5—3.5 毫米的雨滴数密度较高, 滴较大, 对雨强的贡献最大。雨团外平均谱无峰值;
5. 雨团内上升气流强, 谱宽, 大滴数密度高。雨团内没有 I 型谱, 以 III 型谱为主;
6. 西南气流雨团和锋际雨团滴谱具有共同点, 其 $\bar{N}$ 、 $\bar{\lambda}$ 、 $\bar{Q}$ 、 $\bar{I}$ 值都相差不大, 其中 III 型谱各档数密度基本上都比 I 型谱大; 它们也有不同点, III 型谱在西南气流雨团中所占的百分率比锋际雨团的大;
7. 在雨团内, 雨强增大时, $D \leq 1.7$ 毫米的小滴数密度小于雨强减小时的小滴数密度; $D \geq 2.3$ 毫米的滴数密度变化情况则相反;
8. 雨强和含水量之间相关很好, 关系式为: $I = 0.0011 Q^{1.19}$, 相关系数为 0.97。雨强与数密度之间关系式为: $I = 0.002 N^{1.40}$, 相关系数为 0.87, 雨强相同时, 梅雨锋中阵雨雨滴数密度比泰山阵雨的数密度大。

王鹏飞教授对本文提出宝贵意见, 谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] 中央气象局气象科学技术情报研究所, 国外暴雨专题参考资料, 国内外暴雨的分析预报与研究附集二, 1977年9月。
- [2] B·J·梅森, 中国科学院大气所译, 云物理学, 1978年4月。
- [3] 洪钟祥、黄美元, 南岳云滴谱第二极大及其重要特征, 中国科学院地球物理研究所集刊第10号, 1965年。
- [4] 朱珍华、石可昭、黄美元, 南岳锋面云系和降水(1982年4—5月)的微结构特征, 中国科学院地球物理研究所集刊第10号, 1965年。
- [5] 阮忠家, 泰山两次雷雨云降水微结构的一些特征, 中国科学院地球物理研究所集刊第10号, 1965年。
- [6] 唐长保、陈德林、谷淑芳, 暖锋雨带中的雨滴谱特征, 吉林省气象科学研究所科研报告, 1980年第3号。
- [7] 陈德林、谷淑芳, 层状云雨滴谱分布及其参数, 吉林省气象科学研究所科研报告, 1980年第3号。

ANALYSIS OF RAINDROP SIZE DISTRIBUTIONS IN A PLUM-RAIN FRONTAL PRECIPITATION

Bian Lizhi* Xing Kepu* Jiang Nianchong*

Zhou Wenxian Zhang Chengchang Li Zihua

ABSTRACT

Based on the raindrop size distribution in a rainstorm due to the Plum-rain front of June 27—28, 1981, a preliminary study is made of the features of the distribution and the evolution with more effort devoted to the size distribution within and beyond the rain mass. Some significant results have been acquired.

* The Research Institute of Anhui Meteorological Administration