第 26 卷第 4 期　　南 京 气 象 学 院 学 报　　Vol. 26 No. 4
2003 年 8 月　　Journal of Nanjing Institute of Meteorology　　Aug. 2003

文章编号: 1000-2022(2003) 04-0465-08

新疆天山山区雨滴谱特性及分布模式

李艳伟,　杜秉玉,　周晓兰
(南京气象学院 应用气象学系, 江苏 南京　210044)

摘　要: 利用 2001 年 6、7 月份的新疆天山山区降水资料, 对其山区中雨滴谱谱型进行了 M-P 分布和 Γ 分布拟合分析, 研究了微结构参量演变特征同时分析了各档雨滴对总数密度、总雨强的贡献, 及大滴的破碎、小滴的形成情况, 讨论了天山山区的降水与其他地区降水的异同点。

关键词: 雨滴谱; 微结构参量; M-P 分布; Γ 分布
中图分类号: P426.51　　文献标识码: A

雨滴谱观测是微观云降水物理的重要内容之一。通过对雨滴谱特性的研究, 可以深入探索成云成雨机制。同时, 对有针对性的进行人工增雨作业并进行效果检验, 有重大的理论意义和实际意义。我国从 20 世纪 60 年代以来, 就陆续进行了这方面的观测和研究, 并取得了一些重要的成果[1-4]。然而也有不足之处, 如过去的研究大多数为锋面云系、切变线降水或台风降水, 缺乏对山区降水的系统观测和研究。山区降水的重要性是不可忽略的, 特别是西北地区, 干旱问题非常严重。增加山区降水是解决干旱问题的重要途径之一, 为了使人工增雨作业能有更好的效果, 深入研究山区降水特点很有必要。

2001 年 6、7 月, 利用美国 PMS 公司生产的 GBPP-100 地面光阵雨滴谱仪, 在新疆天山山区获取了丰富的降水资料。天山山区的地理位置具有其特殊性[5], 天山对当地气温影响巨大, 从而成为北疆和南疆的气候分界线, 即山北准噶尔盆地是中温带气候, 山南塔里木盆地是暖温带气候, 天山是重要的干湿气候分界线。鉴于天山山区特殊的地理位置及气象意义, 研究该地的降水具有重要的价值。在本次观测中, 测点设在乌鲁木齐附近的小渠子气象站和牧试站。乌鲁木齐附近地区基本上能代表天山北坡中段的广大地区, 面迎西北来的湿润气流, 属迎风坡。此次在迎风坡取得的降水资料很有代表性, 有利于尽可能充分分析天山山区的降水特点。

本文利用这两个月的观测资料详细分析了山区中的降水特点。发现山区降水大多为积云降水, 但与平原地区上空典型的积云降水又有所不同, 山区积云降水强度较弱, 微结构参量和雨滴谱分布都有其自身特色。本文详细研究了天山山区的降水与平原地区上空典型的积云降水的异同点。

收稿日期: 2002-10-23; 改回日期: 2003-03-25
基金项目: 国家科技攻关计划项目(2001BA610A); 国家自然科学基金项目(37028)
作者简介: 李艳伟(1973-), 女(满族), 辽宁锦州人, 讲师, 硕士, 研究方向: 微观云降水物理.

1 仪器介绍及观测

GBPP-100 地面光阵雨滴谱仪由美国 PMS 公司生产, 可以进行连续观测。本仪器具体的工作原理请参考文献[6]。其测量雨滴谱分布的情况基本上是可靠的, 但也存在着一定的非随机误差, 如雨滴形变误差和重叠误差。对形变误差的订正请参考文献[7-8], 而对重叠误差尚无较好的订正办法, 暂不考虑这种误差的影响。

这次观测共设了两个测点, 6 月份设在小渠子气象站(海拔 2 160 m) , 7 月份设在牧试站(海拔高度不明) , 每次观测均同时进行常规气象要素的记录。

2 资料情况

通过 2 个月的观测, 获得了 80 多个时段的降水资料。根据常规气象要素的观测, 发现大多数降水都是积云降水。由于资料繁杂, 无法将所有时段的降水资料在本文一一列举, 现选取有代表性的 8 个时段的资料进行分析, 资料情况见表 1。

表 **1** 资料概况

Table 1 Survey of data

资料名称	观测日期	采样时间	采样间隔/ s	样本数	云状
06121629	2001 年 6 月 12 日	16: 29—17: 39	30	116	Sc, Cb
06121750	2001 年 6 月 12 日	17: 50—19: 00	30	106	Cb, Ns
06241411	2001 年 6 月 24 日	14: 11—14: 40	30	51	Sc, Ac
07032159	2001 年 7 月 3 日	21: 59—22: 38	30	64	Ci, Cc
07102017	2001 年 7 月 10 日	20: 17—20: 45	30	48	Cb, Ci, Fc
07201934	2001 年 7 月 20 日	19: 34—20: 05	30	58	Cb, Ci, Fc
07300851	2001 年 7 月 30 日	08: 51—09: 29	30	71	Cu
07302232	2001 年 7 月 30 日	22: 32—23: 20	30	124	Ac, Fn

3 微结构参量的一般特征

对 8 个时段的降水分别求微结构参量的平均值, 结果见表 2。其中 N 为雨滴总数密度, I 为雨强, Q 为含水量, D_1 为平均直径, D_2 为均方根直径, D_3 为均立方根直径, D_{max} 为最大直径的平均值, D_0 为体积中值直径, 其物理意义见文献[9] , N_1/N 表示小于 1 mm 的雨滴占总数密度的比例, I_1/I 表示小于 1 mm 的雨滴对雨强的贡献。

由表 2 可见, 山区降水的微结构参量值普遍偏小。对于数密度 N, 最大为 2 831 个/ m^3, 最小只有 90 个/ m^3。D_{max} 的最大值仅为 2. 38 mm, 最小为 1. 39 mm。对于雨强, 最大为 7. 44 mm/ h, 属于中雨的标准, 最小仅为 0. 18 mm/ h, 属于小雨或微雨。在 2 个月的观测过程中, 达到中雨标准的降水发生的次数很少, 大多数时候, 降水强度小于 2 mm/ h。对于其他特征参量, 如 Q、D_1、D_2、D_3、D_0 也都很小。微结构参量平均值普遍偏小的现象与平原地区典型积云降水 "各微结构参量较大"[9] 不同。这说明天山山区降水强度很弱, 虽然大多数降水为积云降水, 但积云发展强度弱, 所以各种微结构参量普遍偏小 。

表 **2**　微结构参量的平均值

Table 2　Averages of microstructure parameters

资料名	N /个·m^{-3}	I /mm/h	Q /g·m^{-3}	D_1 /mm	D_2 /mm	D_3 /mm	D_0 /mm	D_{max} /mm	I_1/I /%	N_1/N /%
06121629	541	2.15	0.16	0.74	0.78	0.82	0.95	1.94	46	97.7
06121750	2 831	7.44	0.58	0.73	0.75	0.78	0.82	2.15	70	97.0
06241411	90	0.18	0.01	0.61	0.64	0.67	0.82	1.39	51	99.2
07032159	107	0.89	0.05	0.71	0.77	0.84	1.22	1.86	11	98.7
07102017	183	2.24	0.12	0.90	0.95	0.99	1.13	2.05	18	89.2
07201934	227	3.57	0.19	0.92	0.96	1.01	1.14	2.38	11	94.5
07300851	186	0.38	0.03	0.66	0.69	0.71	0.74	1.47	71	99.8
07302232	173	0.70	0.05	0.62	0.66	0.69	0.89	1.50	46	98.0

I_1/I 的值不确定, 主要与 D_{max} 和 D_0 有关。当 D_{max} 和 D_0 均较大时, I_1/I 的值较小, 最小为 11 %, 说明在这种情况下, 大滴和较大滴对雨强的贡献较大, 而小滴对雨强的贡献小。虽然小于 1 mm 的雨滴数密度占总数密度的比例很大, 但是与 D_{max} 和 D_0 相比, 小滴尺度太小, 所以占雨强比例小。反之, 若 D_{max} 和 D_0 值偏小, 则小于 1 mm 的雨滴对雨强的贡献较大, 往往 N_1/N 值越大, I_1/I 的值越大。

无论对哪个时段的降水, N_1/N 的值都很大, 这说明降水质粒中, 绝大部分是小于 1 mm 的雨滴, 这种情况与平原地区积云降水相同。

4　微结构参量的演变

本文选取 06241411 与 07302232 两个时段的资料作微结构参量的演变图(图 1, 图 2)。

6 月 24 日没有典型天气系统影响测站, 其降水强度小, 时间短。由图 1 可见, I、D_{max}、N、D_1 的值普遍偏小。雨强随时间的演变与数密度随时间的演变很一致, 二者几乎是同时出现峰值和谷值, 即雨强的大小主要是由数密度决定的。D_{max} 很小, 基本是 1 mm 左右, 仅仅出现过两次大滴, 分别是4 mm、5.2 mm, 所以 D_{max} 的变化对雨强的变化影响不大。D_1 的变化比较平稳, 基本上没有较大的起伏, 只是在降水末期, 出现了一个小小的峰值, 这是因为降水末期 N 值变小, 小滴数目减少, 所以雨滴的平均尺度 D_1 会增大。

7 月 30 日测站受倒槽影响, 倒槽带来的冷空气与大陆高压西侧偏南气流带来的水汽相交汇, 在天山地区及北疆产生了大范围的降水。这次降水强度较大, 时间较长。为了研究方便, 本文只选取了 30 min 的资料进行分析。由图 2 可见, I、D_{max}、N、D_1 的值普遍偏大。I 随时间的演变不仅与 N 有关, 而且与 D_{max} 也密切相关, 在 D_{max} 的峰值出现同时或稍后一段时间, 会有 I 的峰值出现。这是因为在这次降水中, 多次出现较大的 D_{max}, 当 D_{max} 值较大时, 它对雨强的贡献也较大。而且 D_{max} 的破碎也会引起 N 的增大, 在 D_{max} 的峰值之后, 往往会有一个 N 的峰值, 这是因为大滴破碎会形成无数小滴, 使总数密度增大。D_1 的变化趋势与 N 恰好相反, 这是因为 N 大时, 小滴数目太多, 相应的 D_1 值较小。

5　平均谱分布

雨滴谱通常用两种分布进行拟合。一种是 M-P 分布, 表达式为[10]: $n = n_0 \exp(-\Lambda D)$; 另

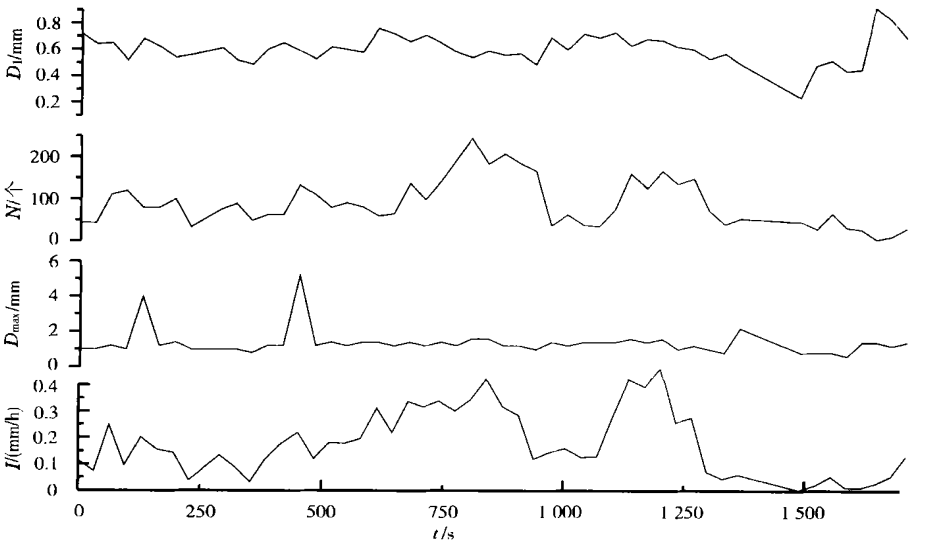

图 1 06241411 的微结构参量演变

Fig. 1 Changes of microstructure parameters in 06241411

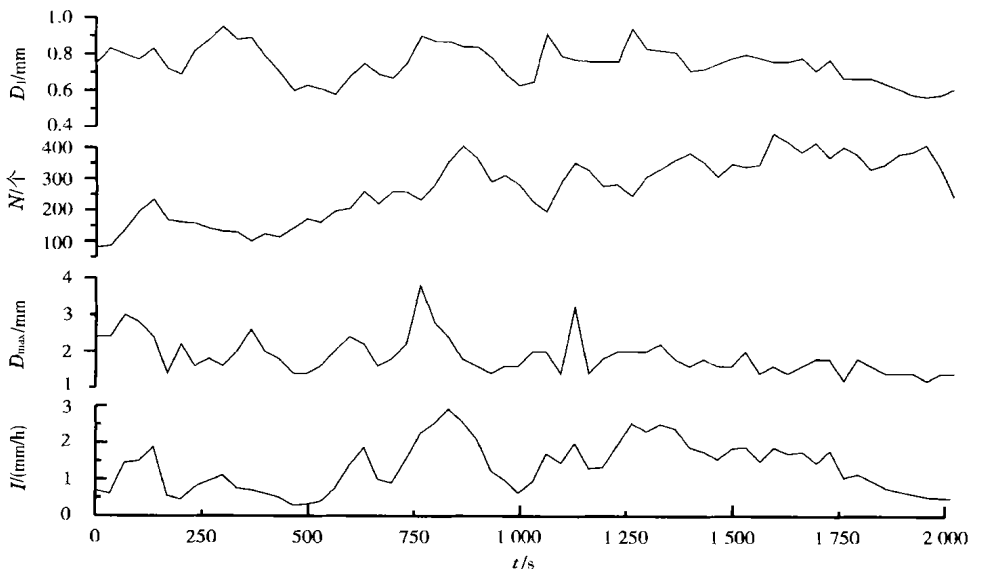

图 2 07302232 的微结构参量演变

Fig. 2 Changes of microstructure parameters in 07302232

一种是 Γ 分布, 形式为: $n = n_0 D^{\mu}\exp(-\lambda D)$ 。研究表明[11-14], M-P 分布对于稳定降水拟合效果比较好, 但对波动性较大的降水, 在小滴和大滴段偏差较大, 而 Γ 分布大大提高了在小滴和大滴段的拟合精度。

对 8 个时段的降水资料求平均雨滴谱分布, 并用最小二乘法作 M-P 分布和 Γ 分布拟合谱, 如图 3 所示。

由图可见: 雨滴平均谱分布曲线比较平滑, 无太大起伏。从两条拟合曲线看, 两种拟合都比较接近于实际谱分布。这是因为在山区降水的过程中, 大滴较少, 大滴端的起伏小, 所以用两种

谱分布拟合偏差不大。但比较而言, 用 Γ 分布比用 M-P 分布的效果更好一些。

利用 8 个时段的降水资料, 求出 M-P 分布和 分布各参数的拟合值(表 3)。

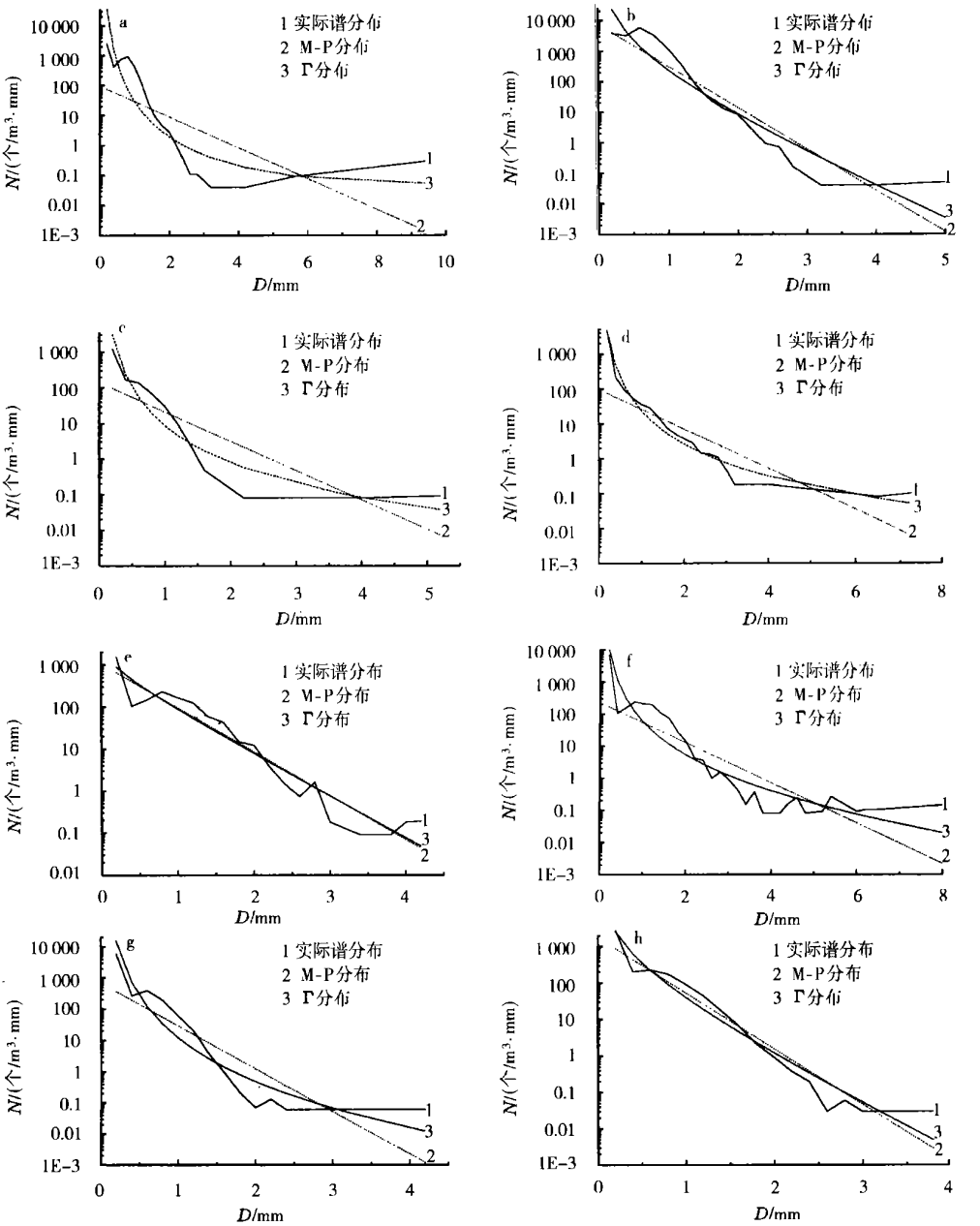

图 3　各时段的雨滴谱和拟合谱

a. 06121629; b. 06121750; c. 06241411; d. 07032159; e. 07102017; f. 07201934; g. 07302232; h. 07302232

Fig. 3　Raindrop size distributions and fitting distributions in different periods

a. 06121629; b. 06121750; c. 06241411; d. 07032159; e. 07102017; f. 07201934; g. 07302232; h. 07302232

表 3 M-P 分布和 Γ 分布各参数的拟合值

Table 3 Fitting parameters in M-P distribution and Γ distribution

时段	M-P 分布		Γ 分布		
	N_0	λ	N_0	λ	μ
06121629	95.6	1.2	18.3	-0.483 7	-4.6
06121750	7 526.4	3.1	1 932.3	2.064 8	-1.8
06241411	141.2	1.9	7.6	-0.153 7	-3.7
07032159	98.6	1.3	23.1	-0.066 1	-3.3
07102017	1 059.1	2.4	808.1	2.199 7	-0.3
07201934	226.0	1.4	69.9	0.213 2	-3.1
07300851	681.3	3.2	14.7	-0.200 5	-4.4
07302232	1 792.7	3.5	539.5	2.592 3	-1.3

6 各档直径的雨滴对总雨强的贡献

求出 8 个时段的各档雨滴对总数密度、总雨强的贡献(表 4)。

表 4 各档雨滴对总数密度、总雨强的贡献

Table 4 Contributions to total number density and rainfall intensity of raindrops in different diameter ranges

	N/个/m^{-3}	N_1/N	N_{13}/N	$N_{>3}/N$	I_1/I	I_2/I	I_3/I	$I_{>3}/I$
06121629	541	96.77	3.22	0.01	46	24	21	29
06121750	2 831	97.32	2.68	0	70	28	2	0
06241411	90	99.21	0.78	0.01	51	19	1	29
07032159	107	98.66	1.32	0.02	11	35	27	27
07102017	183	89.28	10.70	0.02	18	64	13	5
07201934	227	94.48	5.49	0.03	11	55	11	23
07300851	186	99.63	0.36	0.01	71	21	3	5
07302232	173	97.91	2.09	0	46	50	4	0

其中,N 是总数密度,N_1/N 是小于 1 mm 的雨滴占总数密度的百分比,N_{13}/N 是 1～3 mm 的雨滴占总数密度的百分比,$N_{>3}/N$ 为大于 3 mm 的雨滴占总数密度的百分比。I_1/I、I_2/I、I_3/I、$I_{>3}/I$ 分别为小于 1 mm、2 mm、3 mm 和大于 3 mm 的雨滴对总雨强的贡献。可以发现,山区降水主要以小于 1 mm 的雨滴为主,其次是 1～3 mm 档次的雨滴,大于 3 mm 的雨滴很少,所占百分比往往只有 0.01 %～0.03 %。

尽管小于 1 mm 的雨滴占总数密度的百分比最大,但它对雨强的贡献却不一定很大。在 06121750 时段的降水中,I_1/I 是 70 %,而在 07032159 和 07201934 时段的降水中,I_1/I 仅为 11 %。这主要是因为在降水中,若大滴和较大滴较多,则会减小 1 mm 之内的雨滴对总雨强的贡献;若大滴和较大滴少,则小于 1 mm 的雨滴对总雨强的贡献大。

大于 3 mm 的雨滴占总数密度的百分比很小,但它对雨强的贡献却往往很大,这是因为大

滴的数量虽然很少, 但它的尺度很大, 所以它对雨强的贡献不能忽略。

7　大滴的破碎和小滴的形成

在平原地区上空典型的积云降水中, 往往大滴、小滴的数密度都很大[9]。大滴数量多主要是由于积云内部结构不均匀造成的; 而小滴数量多往往有几个原因: 主要是由于大云滴的增长, 其次大雨滴的破碎也是一个重要的补充来源, 特别是风速大时, 小雨滴数密度占总数密度的百分比随风速增大而明显增大[15]。

但是天山山区的降水特点却与之不同。主要在于: (1) 虽然天山山区的降水大多属积云降水, 但是积云降水的强度较弱, 所以大滴的数量不是很多。(2) 由于大滴数量少, 所以由大滴破碎造成的小滴数密度的增大不明显(表 5) 可以发现, 第一通道的数密度占总数密度的百分比在静风时最小, 为 21.26 %, 有风时百分比增大, 这说明风有利于大滴的破碎。但并不是风速越大, 百分比就越大。这说明大滴的破碎对小滴数密度的贡献不是主要贡献, 降水中小滴可能更多是由于大云滴的增长。

表 **5**　风速与第一通道数密度的关系

Table 5　Relationship between wind velocity and number density in the first channel

	风速/(m/s)	第一通道数密度/(个/m^3)	第一通道数密度占的百分比/%
06121629	4	259	47.87
06121750	0	602	21.26
06241411	3	67	74.04
07032159	2.5	97	90.98
07102017	4	115	62.82
07201934	3.3	194	85.37
07300851	1	161	86.42
07302232	0.8	135	78.13

8　结　论

由 2001 年 6、7 月份在新疆天山山区观测的降水资料表明, 虽然天山山区的降水大多为积云降水, 但与平原地区的地面积云降水又有所不同, 在很多情况下平原地区积云降水特性不是很明显。

(1) 降水强度较弱, 微结构参量值普遍偏小。

(2) 微结构参量随时间的演变情况在受到天气系统影响和未受到天气系统影响时不同。在未受到天气系统影响时, 雨强的变化与数密度的变化很一致; 在受到天气系统影响时, 雨强的变化不仅与数密度有关, 而且与 D_{max} 也密切相关。

(3) M-P 分布和 Γ 分布拟合与实际平均谱情况非常接近, 但比较而言, Γ 分布比 M-P 分布更接近实际情况。

(4) 天山山区的降水主要以直径小于 1 mm 的雨滴为主, 但其对雨强的贡献不一定很大, 直径大于 3 mm 的雨滴数量很少, 但往往对雨强的贡献很大。

(5) 天山山区降水的大滴较少; 小滴数目多, 可能主要是由于大云滴的增长形成的。

致谢: 感谢郑国光教授对本文给予的帮助, 感谢新疆唯吾尔族自治区人影办提供资料。

参考文献:

[1] 阮忠家. 我国云雾降水微结构特征的研究[M]. 北京: 科学出版社, 1965: 49-61.
[2] 陈万奎, 严采蘩. 雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析[J]. 气象, 1988, 14(1): 8-11.
[3] 陈德林, 谷淑芳. 大暴雨雨滴平均谱的研究[J]. 气象学报, 1989, 47(1): 124-127.
[4] 王伟东. 人工影响天气技术体系的研究[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 237-246.
[5] 林之光. 地形气候学[M]. 北京: 科学出版社, 1995: 35-40.
[6] 陈宝君, 李子华, 刘吉成. 三类降水云雨滴谱分布模式[J]. 气象学报, 1998, 56(4): 506-512.
[7] LIU Yangang, YOU Laiguang. Error analysis of GBPP probe[J]. Atmos Res, 1994, 34(4): 379-387.
[8] 王鹏飞, 李子华. 微观云物理学[M]. 北京: 气象出版社, 1989: 406-408.
[9] 宫福久, 刘吉成, 李子华. 三类降水云雨滴谱特性研究[J]. 大气科学, 1997, 21(5): 607-614.
[10] Marshall J S, Palmer W M. The distribution of raindrops with size[J]. J Meteor, 1948, 5(1): 165-166.
[11] Joss J, Gori E G. Shapes of raindrop size distribution[J]. J Appl Meteor, 1978, 17(7): 1 054-1 061.
[12] Carbone R E, Nelson L D. The evolution of raindrop spectra in warm based convective storms as observed and numerically modeled[J]. J Atmos Sci, 1978, 35(12): 2 302-2 314.
[13] Takeuchi D M. Characterization of raindrop size distribution[R]. Preprints of Conference, Cloud Physics and Atmospheric Electricity, Issaquah, Amer Meteor Soc, 1978: 154-161.
[14] Ulbrich C W. Effect of size distribution variations on precipitation parameters determined by dual-measurement techniques[R]. Preprints of 20th Conference, Radar Meteor, Boston, Amer Meteor Soc, 1981: 276-281.
[15] 宫福久, 李子华, 陈宝君. 一次北上台风降水微结构演变特征[J]. 气象科学, 1997, 17(4): 335-343.

Features of Raindrop Size Distributions in Tianshan Area

LI Yan-wei, DU Bing-yu, ZHOU Xiao-lan
(Deparment of Applied Sciences, NIM, Nanjing 210044, China)

Abstract: The features of raindrop size distributions and evolution of microstructure parameters in mountain area are analyzed and M-P distribution and Γ distribution are developed based on the precipitation data observed in Tianshan area from June to July 2001. The contribution of the raindrops in various diameter ranges to total number density and rainfall intensity as well as the formation and brokenness of small raindrops are discussed. Moreover, similarities and differences between precipitation in Tianshan area and that in other region are also studied.

Key words: raindrop size distribution; microstructure parameter; M-P distribution; Γ distribution