

梅雨期特大暴雨的合成分析*

杨 红 梅 雷 雨 顺

(国家气象局气象科学研究所)

每年夏初,我国长江中下游以南地区常维持一条近于东西向(纬向型)的稳定暴雨带。这种稳定持久的暴雨带,就是人们熟知的梅雨期的暴雨,和经向型暴雨^[1]有明显的差异。

关于梅雨,过去已有许多人作了大量的工作,如[2-5],但其中不少工作是个例分析或综合描述。关于梅雨环流形势的最本质的共同特征是什么?还有待澄清;这种纬向型特大暴雨和常在华北出现的经向型特大暴雨^[1]有何异同,还缺乏比较研究。

为了探索这些问题,我们选了近十年来梅雨期的 10 次特大暴雨进行合成分析。所用的是以暴雨中心为空间坐标原点的准拉格朗日法,“昨日”、“起日”和“次日”的取法详见[1]。

由表 1 可见,所选 10 次纬向型特大暴雨,大多都发生在六、七月份的长江流域(只有一例发生在华南),最大 24 小时降水量几乎都在 200—300 毫米以上,它们的降水特征都呈纬向型带状分布,雨区范围长约 14 个经距以上,宽约 3 个纬距;降水持续时间约 3—5 天,甚至更长些。梅雨期间常常连日降水,但其中的特大暴雨常是集中在 6—10 小时内降落的。这些特大暴雨都是对流性降水,暴雨中心附近的测站在某个时间都可闻雷或见到闪电。降水的空间分布也很不均匀,在雨带上常有几个暴雨中心。

1. 环流形势特征

根据昨日、起日和次日 08 时的几个标准层次的合成图来看,梅雨区持续性特大暴雨的合成环流形势有以下几个突出特征(图 1)。

1. 暴雨区南侧有一强大的纬向西太平洋副热带高压脊(以下称“南方高压”),脊线在暴雨中心以南的 8 个纬距处,脊西伸到本地(图中点线区)以西约 5 个经距处。

2. 暴雨中心的西南方,即副高西侧印度地区,有一稳定的低压槽或低压(以下称为“西南低压”)。此外,自西南有一大片潜在不稳定区伸向本地。

3. 暴雨中心以北约 10—15 个纬距内的东西 30—40 个经距内,大尺度环流为平直强西风带,暴雨区位于最强风速区右后侧。另外,在起日 08 时 700 毫巴高度图(图略)上,西风带上还存在几个明显的短波槽。

4. 在高纬,位于暴雨中心稍偏东的经度上有一个阻塞高压。

* 本文于 1982 年 1 月 28 日收到,1982 年 7 月 7 日收到修改稿。

表 1 10次纬向型特大暴雨的概况

过程日期	起 日	暴 雨 中 心	过程雨量	24小时 最大雨量	降 水 面 积*	影响系统	主 要 降 水 时 段	雷暴发生时间	持续时间
66、6、27—29	27	湖南慈利	361	228	15 $\lambda \times 3 \varphi$	切 变 低 涡	27日下午—28日上午	27日凌晨	3
69、7、10—12	10	湖北五峰清水湾		369.3	14 $\lambda \times 2.5 \varphi$	切 变 线	11日03时—13时	10日夜间断雷	3
70、7、11—13	11	安徽贵池高坦		269	14 $\lambda \times 2.5 \varphi$	低槽和切变	12日14时—22时	夜间	3
72、6、20—22	20	江苏,兴化县沈伦		303.7	16 $\lambda \times 3.5 \varphi$	切 变 线	21日凌晨	20日夜间	3
73、6、20—22	21	江西南昌	308.9	221.9	15 $\lambda \times 3 \varphi$	西 风 槽	20日夜—21日上午	20日夜间	3
73、6、23—25	23	江西南昌	303	241	19 $\lambda \times 3 \varphi$	低 涡	23日夜—24日上午	23日夜	3
75、6、23—24	23	江苏,太兴县马甸港闸	378.7	378.7	16 $\lambda \times 3 \varphi$	切 变 线	24日上午	23日夜	4
76、6、6—8	6	江西景德镇	245	188	14 $\lambda \times 4 \varphi$	西 风 槽	6日夜—7日上午	6日夜	3
76、7、6—13	6	广西桂林	519	240	13 $\lambda \times 3.5 \varphi$	切 变 线	9日下午	9日上午	7
77、7、16—19	16	湖北钟祥	320	246	18 $\lambda \times 4 \varphi$	切 变 线	16日22时—17日中午	16日下午	3

* 表中 λ, φ 分别表示经度和纬度。

值得指出,上述几点和 1954 年的梅雨形势(见[3]图 8)十分相似。为了进一步考察这些特征,我们又做了距平分析。这 10 次特大暴雨发生在 6 月 6 日到 7 月 16 日之间,故我们把 1950—1969 年 20 年平均的 6,7 月份图加以平均,大致表示梅雨期平均场。求距平时又把 10 次特大暴雨的合成图中心取在汉口附近。图 2 是昨日、起日和次日的 500 毫巴高度合成图的距平动态图。把此图和图 1 比较,可以得到以下几点:

1. 暴雨所在经度附近几十个经距内高中低纬度三带十分明显,即存在和副高联系的正距平高压带,中纬度负距平的西风带和高纬的正距平的阻塞高压。

2. 暴雨是发生在副热带高压的距平零线北侧,而零线南、北两侧存在着一对向东移动的正、负距平中心。

3. 高纬度的阻塞高压是稳定的正距平系统。

4. “西南低压”是一个负距平系统。

关于大型环流几个主要成员在特大暴雨形成中的作用:首先要指出,稳定的“南方高压”和“西南低压”是形成纬向型持续大暴雨的关键性系统。由于二者的相互作用,在低层形成了密集的等高线(图 3),也就是说有很强的西南风(考察 10 个个例发现,每例都对应有达 10 米/秒以上的西南低空急流,图中的急流是示意的),为发生暴雨提供了最基本的水汽和能源。

其次,中纬度负距平区西风带上的短波槽起了直接引起特大暴雨发生的触发作用,它所带来的干冷空气与西南气流带来的暖湿空气相遇,使不稳定能量释放,爆发特大暴雨。值得指出,图 3 中的负倾斜脊(又称“高压坝”)与其南侧的切变线共同作用,阻挡了西南气流继续北上,使水汽在本地辐合,这为在本地发生大暴雨创造了有利的条件。

第三,高纬度的偏东阻塞高压的作用。图 1 和图 2 说明在高纬度位于本地稍东方有一个较稳定的正距平的阻塞高压。由于这个阻塞高压的出现,导致中纬度环流平直且伴有小波动。从 500 毫巴合成平均的均方差分布(图 4)发现,高纬度的均方差比中低纬度大,因而合成平均图的高纬度的代表性就小。事实上,梅雨期的高纬槽脊位置不是固定不变的;以往关于梅雨的研究^[4],也发现了高纬有单阻型(阻塞高压在贝加尔湖西北部)、双阻型(阻塞高压在乌拉尔山和雅库茨克)及三阻型(阻塞高压在欧洲、贝加尔湖和雅库茨克)之分。

2. 环境特征及其热力结构

分析发现,产生纬向型特大暴雨的天气系统已具有热带系统的特征,水平温度并不明显,见图 5a;而图 5b 上的能量梯度却很明显。显然这种能量梯度是由南北水汽对比差异大造成的。

图 6 中有一呈纬向型分布的高能舌($T_{\sigma} > 66^{\circ}\text{C}$)伸至 $0^{\circ}\varphi$ (大致对应长江流域附近),这和本图上的露点分布相吻合。如图 6 上的 $T_d \geq 16^{\circ}\text{C}$ 线(虚线)。由此可见,这种高能舌的出现与南方高压的西伸北抬有密切关系。

由于西风带短波槽东传,槽后小股冷空气在东移过程中南下,在高度距平动态图(图 2)上可见到负距平中心东移。这种弱冷空气的南下作用在图 6 中 Ω 型能量场上表现为低能舌。

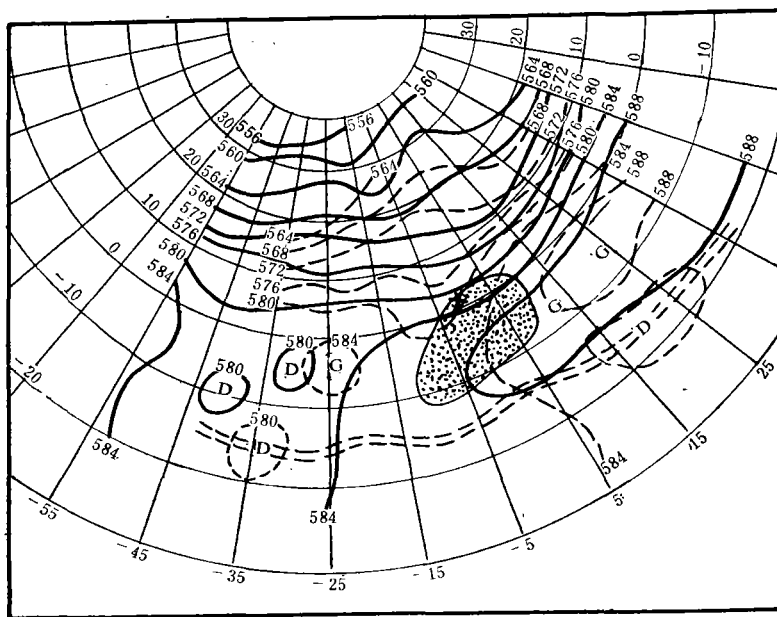


图 1 起日 08 时 500 毫巴高度场(单位: 位势什米)
(实线为纬向型暴雨的环流形势; 虚线为经向型暴雨的环流形势; 星号为暴雨中心; 点区为 $T_{500}^{*500} < 0$ 的不稳定区, 双虚线为经向型暴雨形势中的赤道辐合带。)

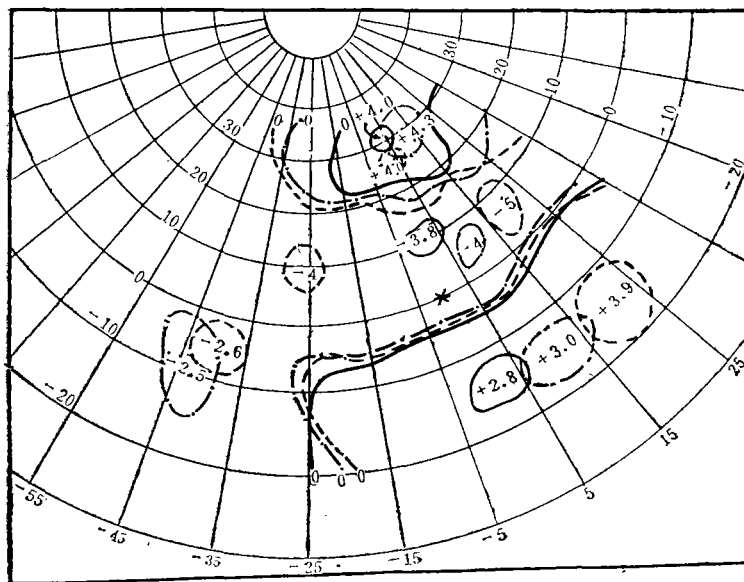


图 2 500 mb 昨日、起日、次日高度距平动态图(单位: 位势什米)
(实线为昨日, 点划线为起日, 虚线为次日的距平)

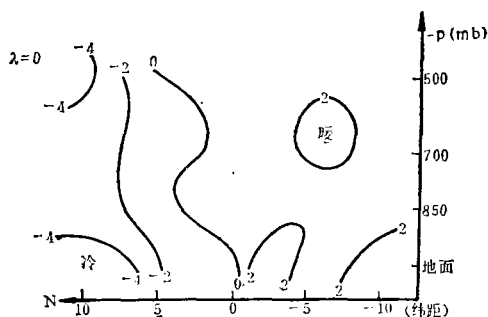


图 5a $T-\bar{T}$ 经向剖面图
($\bar{T}$ 表示某层的平均温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$)

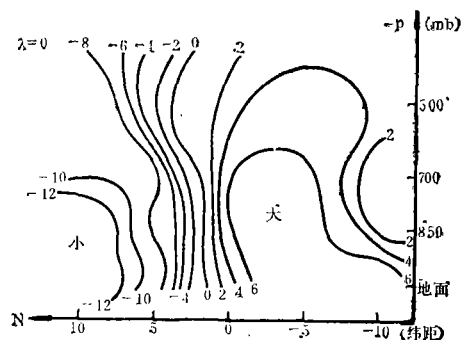


图 5b $T_e-\bar{T}_e$ 经向剖面图
($\bar{T}_e$ 表示某层的平均静力能量温度, 单位: $^{\circ}\text{C}$)

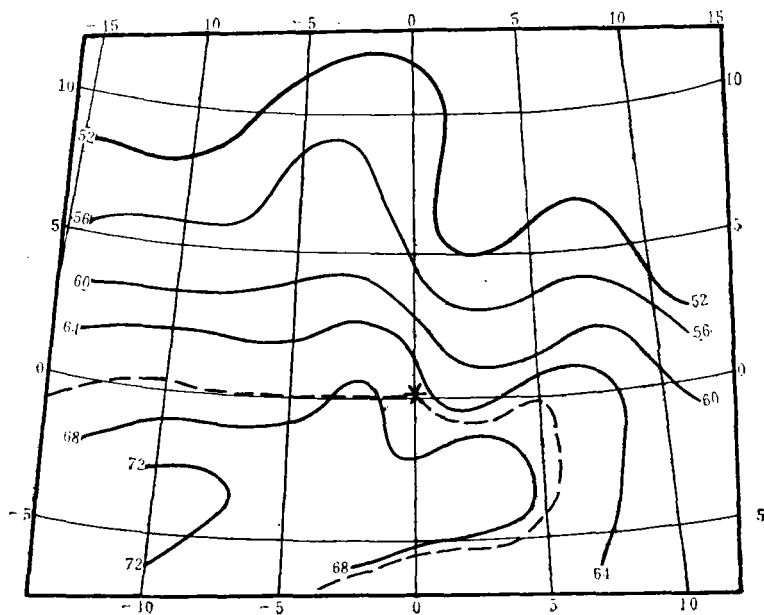


图 6 起日 08 时 850 mb T_e 分布图(单位: $^{\circ}\text{C}$)
(星号表示暴雨中心; 虚线表示 T_e 大于或等于 16°C 等值线。)

此外, 虽然 500 毫巴以下的中间天气尺度系统在气压场上反映不清楚, 但在风场上可以清楚地看到: 在暴雨区的西南侧存在一条强低空急流, 暴雨发生在低空急流左前侧、500 毫巴急流(图略)的右后侧。这是低层暖湿空气辐合而 500 毫巴层以上气流辐散造成的。

纬向型特大暴雨的产生多数都与梅雨锋有密切的关系, 但特大暴雨都在锋前的高能区降水, 即发生在梅雨锋的南侧。这从图 7 中可以看出。图 7 是通过暴雨中心的经向(南北向)剖面图。在 $0^{\circ}\varphi$ 的北侧, 等 T_e 线纵贯高低空, 即锋区陡直。此类锋型具有铅直能量锋的特征^[6], 和混合性大—特大暴雨联系。

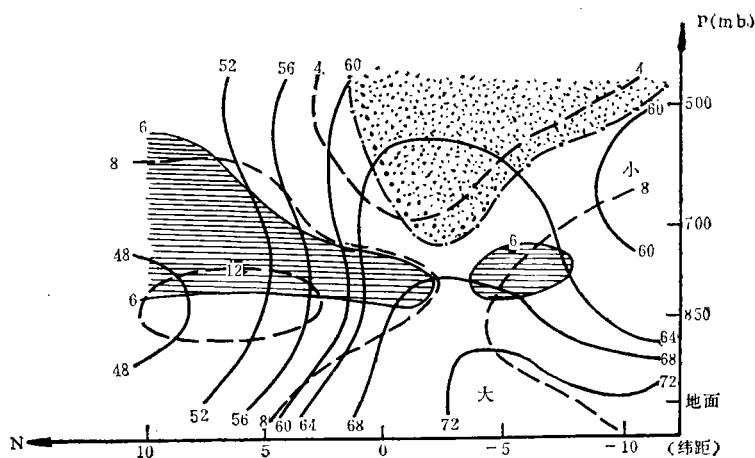


图 7 起日 08 时经向剖面图

(图中的实线表示 T_{σ} 等值线; 虚线表示 T_{σ}^* (饱和能差) 等值线; 点虚线围成的点区表示潜在不稳定 ($T_{\sigma}^{*500} < -1$) 区域; 阴影区表示 $(T_{\sigma}^* - T_{\sigma 0}) \geq 6^{\circ}\text{C}$ 区域, 单位: $^{\circ}\text{C}$)

锋前, 为暴雨的产生提供了高温高湿准饱和空气, 暴雨区整层 T_{σ} 平均约 70°C , 而且由于 500 毫巴低能舌和低层高能丘的迭置, 使大气层结不稳定, 形成大量的不稳定能量。在 $0^{\circ}\varphi$ 附近, 空气接近饱和, 饱和能差小, 而两侧的中空 (约 700 毫巴) 分别有一饱和能差为 12 和 11°C 的中心。 $0^{\circ}\varphi$ 700 毫巴层饱和能差达 10°C , 且有 $(T_{\sigma}^* - T_{\sigma 0}^{1}) > 6^{\circ}\text{C}$ 的稳定层 (图中阴影区) 相伴随, 这说明在当日 08 时本地中空还有阻挡层存在, 这种现象的出现预示着: 一旦低层的高能空气冲破阻挡层, 就使对流强烈发展。

另外, 从图 7 中还可以看到, 暴雨区附近存在着低层稳定、中高层不稳定的特点。这和梅雨期暴雨发生时稳定性降水上空迭加着不稳定性降水的观测事实是一致的^[5]。这种情形造成的自然播种, 有利于特大暴雨的产生。

由合成法得到的位于暴雨中心附近的单站能量廓线 (图 8) 也充分证实了这一点。图 8 是特大暴雨的“前日”、“盛日” (指暴雨最大的那一天) 和“次日”的合成后的单站能量廓线。有趣的是: “盛日”从地面到 800 毫巴存在一逆温层, 700 毫巴至 400 毫巴有一不稳定层。这进一步说明, 梅雨期的降水是混合性降水; 它的潜在不稳定层次比文献 [1] 中图 5 c 深, 而且其降水的对流性也可能更强些。这种现象的出现和中低层北部的干 (冷) 空气南侵有关。

图 8 的廓线还表明: “前日”和“次日”发生特大暴雨的条件都不具备。

3. 和经向型持续性特大暴雨的比较

把上述的结果和经向型持续性特大暴雨^[1]加以比较后发现: 在环流特征方面, 二者都存在西南低压, 且发生条件有所类似 (表 2)。但是, 由于梅雨期大—暴雨是在上千公里尺度的梅雨锋上发生的, 因而与低空大范围雨层云相联系的是稳定层结, 与雨层云上空积雨云

1) $T_{\sigma 0}$ 是地面和 850 毫巴 T_{σ} 的平均值。

相联系的才是潜在不稳定层结。有些经向型特大暴雨也可能是混合性降水,但似乎没有这样明显的特点。

我们知道,纬向型特大暴雨和经向型特大暴雨在降水的分布型式、发生的时间、空间特征方面都有明显差异。这种差别主要是由于这两种特大暴雨的环流背景不同造成的。图 1 中的虚线是经向型的 500 毫巴合成平均高度场,把它与纬向型(实线)比较可以发现,二者最根本的差别是:经向型是在东方高压与北方高压为主导系统的形势下发生的;而纬向型则是以南方高压为主导系统在中纬度短波槽作用下形成的。

在东西向的南方高压控制下,受中纬度系统影响所形成的只能是东西向的雨带。至于雨带出现时间和地点则是受副热带高压脊的季节性变化决定的。纬向型的 $0^\circ\varphi$ 大约相当于 30°N ,而经向型 $0^\circ\varphi$ 约相当于 35°N 。随着副热带高压脊在 7, 8 月向北推进到北方,并与较高纬度的阻塞高压结合成一个东方高压和北方高压,特大暴雨就发生在东方高压西侧,形成经向型暴雨带。

还需指出,虽然梅雨期的雨带是纬向的,分布在 500 毫巴南方高压北侧,但特大暴雨中心仍然发生在这个高压的西北方。这一点在中、低层 700 毫巴(图略)和 850 毫巴(图 3)更清楚。由此也可说明高压西侧的低空急流对特大暴雨的发生、持续具有重要作用。

此外,在表 2 中我们也列出了这两种特大暴雨的其它一些差别。由于纬向型暴雨的雨区接近低纬度,水汽条件经常具备,24 小时增能不明显;而经向型暴雨的水汽条件则很重要,如果有明显的增能,则常常是暴雨发生的前兆。相应的纬向型暴雨的能级也稍高一些,如经向型特大暴雨中心 $T_{800} > 66^\circ\text{C}$,而纬向型特大暴雨中心 T_{800} 则达到 70°C 。

4. 结 语

本文的主要结果是:

1. 梅雨期产生特大暴雨的影响系统是稳定的南方高压和西南低压、中纬度高度负距

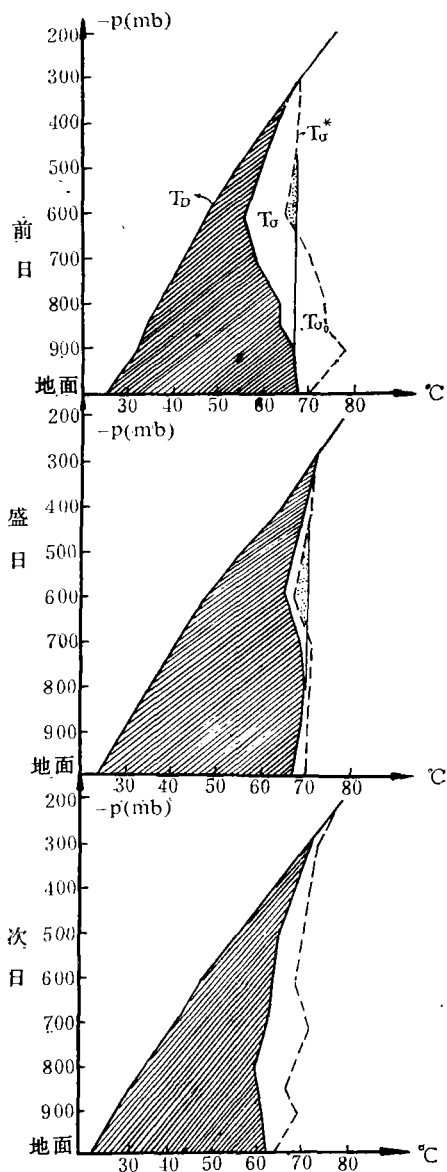


图 8 纬向型特大暴雨中心合成能量廓线图

(图中阴影区为潜在不稳定区;点区表示空气中的水汽含量;铅直线为过程曲线)

表 2 两类不同特大暴雨的异同点

项 目		共 同 性	异 点		
			项目	纬 向 型	经 向 型
降水	性质	持续对流性降水, 雨强大	时间	6、7月份	7、8月份
	天气现象	伴有闪电和雷暴	地点	长江以南和长江流域附近	长江以北或华北
	特征	雨区范围大	分布	东西向带状	南北向
	—		类型	混合性降水	不稳定性降水
热力条件	温、湿	高温、高湿、高能级 ($T_e \geq 66^\circ\text{C}$) 的深厚湿层	级能	特大暴雨中心 T_{e800} 达到 70°C	特大暴雨中心 $T_{e800} > 66^\circ\text{C}$
	大气层结	一大片不稳定区位于暴雨区的西南方		低层稳定、高层不稳定	
	能量场	暴雨中心发生在能量锋前高能区中, 并有中尺度波动——中尺度 Ω 形能量系统相伴随		24小时增能不明显, 但能级较高	24小时增能明显
环流与系统	特征	存在西南低压(地形定常性)	副高特征	呈带状, 脊线偏南	呈经向分布, 与青藏高原对峙, 脊线偏北
	触发系统	低层辐合和中层短波槽			
			主导系统	南高和中纬西风槽	东方高压和北方高压

平平直西风带上的短波槽及其在中低层相对应的切变线。

2. 梅雨期特大暴雨是发生在副热带能量锋前的高能级、准饱和的深厚湿层中, 但对流层低层层结稍稳定而高层潜在不稳定, 因而有利于发生混合性降水。

3. 梅雨期持续性特大暴雨的发生条件和经向型持续性特大暴雨基本相似; 所不同的是主导大型环流系统不同, 因而暴雨区的走向和发生地区、时间都不同。

对本文的一些结果今后仍需进一步从大型流场和热力场上做更多的工作。

参 考 文 献

- [1] 雷雨顺, 经向型持续性特大暴雨的合成分析, 气象学报, 39, № 2, 1981.
- [2] 陶诗言, 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系, 气象学报, 29, № 4, 1958.
- [3] 徐群, 近八十年长江中、下游的梅雨, 气象学报, 35, № 4, 1965.
- [4] 邹浩等, 长江中下游梅雨期 500 毫巴环流形势的分析, 气象学报, 34, № 2, 1964.
- [5] 章名立、李维亮等, 夏季梅雨期降水的形成和预报, 中国科学院大气物理研究所集刊第 7 号, 科学出版社, 1978 年。
- [6] 雷雨顺、吴正华、张兰香, 产生暴雨的三种能量锋, 北方天气文集(1), 12—23, 北京大学出版社, 1981 年。