

中国之暴雨

陶诗言等著

科学出版社

中国之暴雨

陶诗言 等著

科学出版社

1980

内 容 简 介

暴雨是一种主要的灾害性天气。本书对有关我国暴雨的一些主要问题作了专门的论述,包括我国暴雨的气候学、基本形成条件、大尺度环流背景、暴雨内中尺度系统的活动、造成暴雨的主要天气尺度系统及暴雨的分析和预报方法等。尤其对历史上引起我国严重洪水灾害的十几次特大暴雨的成因作了重点介绍。另外,对于低空急流和暴雨中各种尺度的相互作用问题也作了专门的讨论。

本书主要供我国气象和水文部门的工作人员参考。对于大专院校气象专业师生和有关单位也有重要参考价值。

中 国 之 暴 雨

陶诗言 等 著

*

科 学 出 版 社 出 版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1980 年 7 月第 一 版 开本: 787×1092 1/16

1980 年 7 月第一次印刷 印张: 14 1/2

印数: 0001—4,870 字数: 333,000

统一书号: 13031·1305

本社书号: 1815·13—15

定 价: 2.25 元

引 言

暴雨是我国夏季多见的一种灾害性天气。1954年长江流域持久性梅雨锋暴雨,1963年8月上旬河北省停滞性低气压暴雨,以及1975年8月河南省由深入内陆的台风所造成的暴雨,都给人民的生命财产带来了损失。暴雨预报一直是气象预报员和水文气象人员所关心的问题。解放以来,我国气象科研单位一直把暴雨研究作为主攻对象之一。暴雨是个复杂问题。它涉及大中小尺度系统相互作用以及云物理学的问题。在研究中有不少困难问题等待解决,目前的暴雨预报水平也不高。当前需要采用新的观测技术和稠密的观测网进行综合观测试验研究,弄清暴雨过程的事实,并将这些事实提高到理性认识阶段,给出暴雨清晰的物理图象,提出准确的暴雨预报方法。我们相信,在以英明领袖华主席为首的党中央的领导下,在实现工业、农业、国防和科学技术现代化的伟大斗争中,我国的气象工作人员在暴雨研究中一定会有所突破。

暴雨是指在短时期内出现的大量降水。这里所指的时间,可以是5分钟,10分钟,1小时或24小时不等。例如,山西省太原市的梅桐沟在1971年7月1日,5分钟降水量达到53.1毫米;又如台湾省的新寮在1967年10月17日,24小时降水量达1672毫米,这是我国有雨量记录的最大24小时降水量。有时候在几天或更长时间内出现多次暴雨。例如,1975年8月5—7日河南的台风暴雨是由三天暴雨组成的。又如1954年长江中下游的洪水,是由8场暴雨组成的。在规定时段内,究竟多少降水量算是暴雨并无统一规定。我国许多气象部门,将24小时降水量分为小雨、中雨、大雨和暴雨四个等级。并规定,24小时的累计降水量超过50毫米者定为暴雨。由于我国幅员辽阔,南方和北方,沿海与内陆降水强度差别甚大,全国不能硬性规定统一的暴雨标准。

一场暴雨,大的可达二、三百毫米以上,小的五、六十毫米。一般气象台对暴雨区分成暴雨、大暴雨、特大暴雨。其规定如下:50毫米 $\leq$ 暴雨 $<$ 100毫米;100毫米 $\leq$ 大暴雨 $<$ 200毫米;特大暴雨 $\geq$ 200毫米。就造成灾害这一点来说,一般以24小时 $\geq$ 400毫米的降水后果比较严重。在本书的暴雨统计中更注重24小时大于400毫米的特大暴雨。

本书是我们最近几年工作的总结。几年来同各气象部门和水利部门合作,参加了多次暴雨预报的实践。通过几年的研究实践,我们对我国暴雨有了一些粗浅的认识,写出了这本“中国之暴雨”专著。本书是集体编写的,由陶诗言主编。分工如下:第一章陶诗言、方宗义;第二章陶诗言、蔡则怡、章名立;第三、四章丁一汇;第五章孙淑清;第六章丁一汇、周晓平;第七章章名立、蔡则怡、赵思雄、方宗义、丁一汇、李麦村、李玉兰、朱翠娟、田生春;第八章陶诗言、蔡则怡、李吉顺、张庆云;第九章陶诗言、周晓平、李麦村、田生春;结论和展望,陶诗言。

在编写过程中,北京大学地球物理系气象专业等单位 and 不少同志对本书提供了许多宝贵意见。张大平和许连城同志帮助绘图,肖稳安、王婧熔和陈怀义等同志协助作了很多工作,对此作者表示谢意。

我们对暴雨的研究还不很深入,对暴雨的感性认识和理性认识都很不够,书中一定会有许多遗漏和不当之处,敬请读者指正。

目 录

引言	iii
第一章 中国暴雨的气候特点	1
§ 1-1 中国暴雨极值同世界暴雨极值的比较	1
§ 1-2 中国暴雨的分布特性	3
§ 1-3 我国暴雨的季节变化和年际变化	5
第二章 暴雨过程的宏观物理条件	8
§ 2-1 暴雨是出现在强上升速度和非常暖湿的不稳定空气中	8
§ 2-2 持久性暴雨的物理条件	10
§ 2-3 暴雨同其它强对流天气的比较	11
§ 2-4 地形作用	13
第三章 各种尺度天气系统与暴雨的关系	25
§ 3-1 行星尺度天气系统的作用	25
§ 3-2 天气尺度系统的作用	26
§ 3-3 中间尺度天气系统的作用	29
§ 3-4 中尺度天气系统的作用	30
§ 3-5 小尺度天气系统的作用	31
§ 3-6 降水系统的分类和特征	32
第四章 我国暴雨发生时的大尺度环流背景	35
§ 4-1 影响我国暴雨的几类大尺度环流系统	35
§ 4-2 我国主要暴雨的大形势特点	36
§ 4-3 中低纬的相互作用同中国暴雨的关系	41
§ 4-4 高低空急流同暴雨配置的关系	43
§ 4-5 特大暴雨或持续性暴雨的两种主要流型	44
第五章 低空急流及其与暴雨的关系	51
§ 5-1 我国低空急流的季节移动与雨带的关系	51
§ 5-2 暴雨过程中的低空急流	52
§ 5-3 低空急流的结构及特性	56
§ 5-4 低空急流的形成和维持	61
§ 5-5 低空急流在暴雨预报中的应用	64
第六章 中小尺度天气系统同暴雨的关系	66
§ 6-1 华北气旋内中尺度雨带的活动	66
§ 6-2 梅雨锋上中尺度系统的活动	70
§ 6-3 南北向深槽或切变线中的中尺度系统	72
§ 6-4 台风中的中尺度系统	74
§ 6-5 中尺度暖切变线暴雨	78
§ 6-6 中尺度强对流系统与暴雨的关系	79

§ 6-7 中尺度系统的触发条件	81
§ 6-8 中尺度系统的发生发展	83
§ 6-9 对流单体与暴雨的关系	86
§ 6-10 暴雨的反馈作用	88
§ 6-11 中尺度雨带的运动	89
第七章 我国主要暴雨区的特征	91
§ 7-1 华南前汛期暴雨	91
§ 7-2 长江流域梅雨期暴雨	98
§ 7-3 华北夏季的暴雨	115
§ 7-4 台风暴雨	121
§ 7-5 低涡暴雨	133
第八章 我国历史上的几次特大暴雨	147
§ 8-1 1975 年 8 月 5—7 日河南省特大暴雨	147
§ 8-2 1963 年 8 月上旬河北省特大暴雨	162
§ 8-3 1958 年 7 月中旬黄河中游暴雨	167
§ 8-4 1977 年 8 月上旬陕西、内蒙交界地区特大暴雨	171
§ 8-5 1977 年 7 月 5—6 日陕西延安大暴雨	176
§ 8-6 1977 年 8 月下旬上海特大暴雨	178
§ 8-7 1954 年和 1931 年夏季江淮流域持续性梅雨暴雨	185
§ 8-8 1935 年 7 月的长江流域五峰暴雨	191
§ 8-9 1973 年 5 月 26 日—30 日华南前汛期暴雨	196
§ 8-10 1967 年 10 月和 1963 年 9 月台湾省特大暴雨	199
第九章 暴雨的分析和预报方法	205
§ 9-1 暴雨的分析方法	205
§ 9-2 天气图经验预报方法	208
§ 9-3 统计预报方法	212
§ 9-4 我国县气象站的暴雨预报方法	214
§ 9-5 模式输出的统计预报方法(简称 MOS)	215
§ 9-6 暴雨的短期数值预报	216
结论和展望	224

第一章 中国暴雨的气候特点

我国位于世界上著名的季风气候区域。在夏季风爆发和盛行的时期,是我国的暴雨季节。中国、印度和日本都是夏季暴雨容易成灾的国家,这三个国家同样受到亚洲季风的影响。如果将北纬40度以南的中国东部地区以及日本同美国东部相比较,同样都是位于大陆东海岸的亚热带湿润气候区域。在美国东部夏季最多见的严重灾害性天气是龙卷风、冰雹,暴雨并不是最多见的灾害性天气,而在中国和日本夏季暴雨是很多见的。这种差别的原因在于东西两半球之间大气环流季节变化的差异。夏季亚洲沿岸的东亚大槽向西移到东经90—100度,而位于美洲东岸(西经70度)的大槽则冬夏之间无明显位置变化,以及美国夏季季风的影响远不及亚洲东海岸明显。本章阐述我国暴雨的气候特点。

§ 1-1 中国暴雨极值* 同世界暴雨极值**的比较

图1-1是各个不同时段世界最大点雨量值同我国最大点雨量值的比较。在我国5分钟的暴雨极值为53.1毫米(山西梅桐沟1971年7月1日)。几分钟到1小时的暴雨极值是由发展着的积雨云引起的。从图1-1看出,出现几分钟到1小时暴雨的世界极值地点,

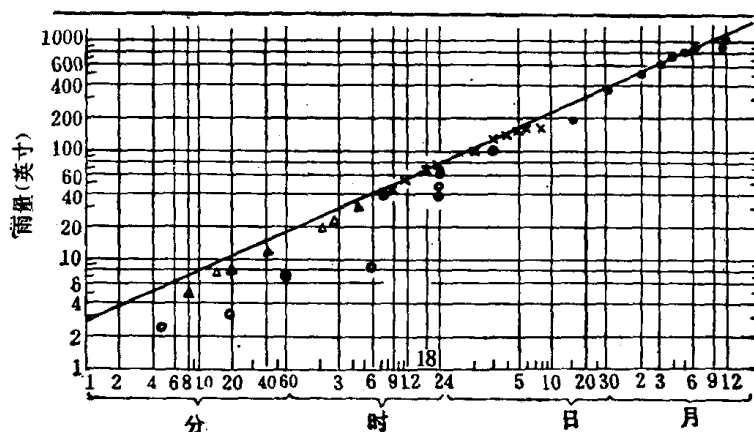


图 1-1 世界暴雨极值和中国暴雨极值

● 乞拉朋齐 × 留尼汪岛 ▲ 温带 △ 亚热带 ○ 中国

图中直线满足 $R=16.6D^{0.475}$; R 降水量(英寸), D 降水持续时间(小时)

有一些在热带地区,有一些在中、高纬内陆地区。在热带地区可以出现强烈的位势不稳定层结,如果出现强烈的抬升机制(上升速度大于每秒1米),积雨云可以猛烈地发展。在中、高纬度的内陆地区,有时候可以有非常潮湿的空气侵入,同时在温带低气压内和锋面上位势不稳定层结可以很强,这时候如果有短时间的强抬升作用(上升速度大于1米/秒),也可以引起强积雨云发展。在这两类积雨云强烈发展的时候,如果对积雨云系统供

* 本章中所引用的国内暴雨的历史资料取自水电部四川勘察设计院编印的“国内外特大暴雨资料”。

** 图中国外暴雨极值取自阿特金森著的《热带天气预告手册》(中译本,上海人民出版社,1974年)。

给足够的水汽,在短时间以内也可以从积雨云中降下大量降水量。因此,只要积雨云的强降水条件都满足,不论在热带地区、高纬度内陆地区,都能出现几分钟到半小时的暴雨极值。但是,当积雨云中的不稳定能量释放完后,积雨云便趋于消亡。这时候如果没有使位势不稳定的重建机制存在,没有大量水汽源源接济,积雨云的暴雨是不能持久的。即使在10分钟内从一块积雨云中降下了100毫米的降水量,并不一定保证在1小时内从这块积雨云内会落下600毫米的降水量。

30分钟到1小时的雨量极值或者是从2—3块积雨云降落下来,或者是从一块持续达1小时的巨型积雨云(对这类积雨云人们称做超级对流细胞)生成的。

1小时到3小时世界暴雨极值多数出现在亚热带湿润气候的区域。在中国1小时暴雨极值为198.5毫米,出现在河南林庄(1975年8月5日),也是属于夏季亚热带湿润气候区。对应时间尺度1—3小时的暴雨是由中尺度天气系统引起。在中尺度系统中包含有几个积雨云尺度系统。如果在中尺度系统的四周,大尺度场出现足够的水汽通量水平辐合。这种辐合使得中尺度系统中水汽不断集中,位势不稳定重建。这保证了中尺度系统中充分的水汽供应和位势不稳定的重建。在这种条件下,如果出现强的抬升机制,就在中尺度系统中造成几次强积雨云发展,几次积雨云强降水便造成1—3小时的暴雨极值。

从几小时到24小时的暴雨极值出现在中间尺度和天气尺度系统中。1977年8月1—2日陕北榆林地区八小时降水量达1000毫米以上,这很接近世界的极值了。世界九小时暴雨极值为1087毫米,出现在热带印度洋的留尼汪岛上。而榆林暴雨出现在华北太行山以西的内陆地区。留尼汪暴雨极值由热带气旋引起的,而榆林暴雨是在地面静止锋和高空冷锋重叠时出现的。

在华南前汛期暴雨、梅雨锋暴雨和华北盛夏暴雨时期,常常是由中间尺度气旋性低气压系统引起的。在这类中间尺度系统中有强积雨云发展,暴雨是从积雨云中落下来的。一般说来,在温带气旋中有雨区出现。降水多是从层状云中落下来的,单纯的层状云不能引起强烈的暴雨。但热带天气系统(如台风)中的降水主要是积雨云降水。夏季我国大陆上低气压系统中的暴雨,同时具备层状云降水和积雨云降水。这是我国夏季低气压降水的一个特点。

24小时降水量的世界极值也出现在南半球热带印度洋的留尼汪岛上,这是一次热带气旋引起的暴雨,24小时降水为1870毫米。我国24小时暴雨极值为1672毫米,出现在台湾省新寮(1967年10月17日),这也是一次热带气旋(台风)的暴雨。我国24小时暴雨的第二位最大值也出现在台湾省的百新(1967年10月10日),24小时降水量为1248毫米,也是一次台风暴雨。1975年8月7日河南林庄出现24小时降水量达1060毫米的暴雨,这也是由台风引起的。1963年8月4日河北蓟县出现24小时降水量达到950毫米的暴雨,这是一次西南涡北上过程中停滞所造成的暴雨。24小时的雨量极值,一方面要求天气系统源源不断地供应水汽,还要求一个重要条件,即要求系统变停滞,同时地形对降水作用也最有利。如果一个大尺度扰动(如西南涡或台风)一天以1000公里的速度移动,低气压中心附近的暴雨不会在同一地点上持续半天以上,不可能出现大量降水。如果台风或西南涡出现停滞时,同时水汽的供应条件持续,地形条件也有利,便可以出现长时间持续暴雨,造成24小时暴雨极值。

3天以上到一个月的雨量极值,不可能由单独一场雨引起,例如1975年8月河南的

特大暴雨3天总降水量达1631毫米,它是由三场暴雨组成。1963年8月河北的大暴雨7天总降水量达2050毫米,它也是由几次降水系统引起的。世界上3—10天的暴雨极值也出现在留尼汪岛上。国内的极值与留尼汪的极值比,相差较远。3—10天的暴雨极值出现时,行星尺度的大形势必出现某种调整或者持续某种型式。在这种大形势下,在某个特定地点不断有水汽供应,并造成天气尺度系统停滞少动,或者一个接一个地扰动发展并过境,同时地形条件也非常有利,这时候便可以引起连续几天的暴雨。

1月以上的暴雨极值,同大气环流的异常有联系。图1-1指出,在1861年的印度乞拉朋齐站出现了世界上1个月、2个月、至半年的降水量极值。这是由于该年印度西南季风出现异常。该年夏季风4月份便出现,季风势力强而且稳定,造成持久的迎风坡强地形性降水,产生长时期的降水量极值。在我国1954年7月和1931年7月由于梅雨锋停留在长江流域很久,梅雨锋上接二连三地有中间尺度扰动经过,结果造成长江流域严重的洪水(这是由于该两年7月北半球大气环流出现了异常)。但全月降水总雨量比起1861年7月印度乞拉朋齐总降水量9300毫米来相差非常悬殊。

中国的暴雨同世界暴雨极值相比较,短时期的暴雨(几分钟到半小时)以及长时期的暴雨(3天—1年),都比世界上的极值要低。1小时到1天的暴雨比世界暴雨极值要稍稍低一些。世界上和中国的24小时暴雨极值均由台风引起。

在考虑中国暴雨的上限值时,对短时期1小时以内的暴雨上限说,必须考虑大气中水汽量多少,大气层结条件,以及风场上水平辐合的条件。从图1-1看出,1小时暴雨上限值可以达到250毫米。在考虑24小时的降水量上限时,必须具备源源不断的水汽供应条件和天气系统停滞条件,在内陆地区24小时降水超过1000毫米并不是异常的。如果行星尺度条件持续(如63年8月河北省暴雨),暴雨期持续5天以上也是可能的。

§ 1-2 中国暴雨的分布特性

图1-2是中国24小时降水量极值的分布。图中指出,我国是多暴雨的区域。24小时降水量接近或超过1000毫米的暴雨,不仅在沿海地区,而且在内陆地区也出现过。从辽东半岛南部起,沿着燕山、阴山经河套、关中、四川到两广,在这条界线以南以东地区都是容易出现大暴雨的地区。

中国的暴雨主要由台风、锋面和从青藏高原东移过来的气旋性涡旋引起的,图1-2上24小时降水量极值的分布也反映了这几类天气系统的活动。台、苏、浙、闽、粤、桂诸省的沿海地区的降水量极值多数由台风引起。其中在桂、粤、闽三省沿海地区的降水极值也有一部分由于4—6月有静止锋维持,并有中间尺度低气压系统在锋面上活动引起。西太平洋台风多数在北纬30—35度转向,在台风转向点附近,移速是减慢的,这时候容易在山东、江苏沿海岸造成大暴雨。有时候台风进入内陆后并不消失,并趋于停滞,会造成内陆地区的严重暴雨,1975年8月3号台风进入河南省造成24小时降水量达1060毫米的暴雨。1975年8月4号台风在安徽省停滞造成24小时降水量达700毫米的暴雨。

长江中下游和淮河流域的暴雨主要由6—7月梅雨锋上的中间尺度气旋性涡旋相互作用所引起的。当梅雨锋在江淮流域停留时,如果同时从西藏高原有中间尺度扰动东移,这时在梅雨锋上出现暴雨。引起暴雨的强上升运动,并非由于中间尺度扰动引起,而是在

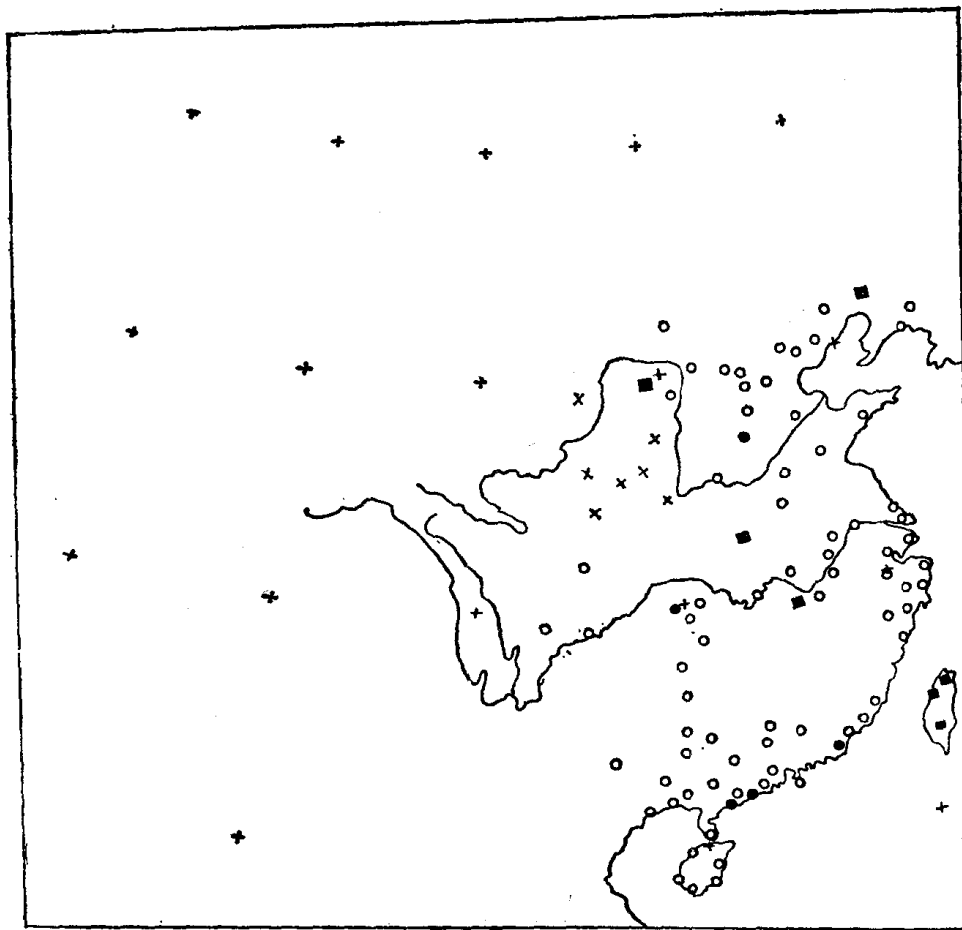


图 1-2 1953—1977 年 24 小时降水大于 1000, 800 和 400 毫米的降水点分布
在 110°E 以西和秦岭以北又给出了 24 小时降水大于 200 毫米的降水点(图中还补充了 1930 年的辽西暴雨,
1933 年黄河中游暴雨和 1934 年湖北暴雨)
x: 24 小时大于 200 毫米, o: 24 小时大于 400 毫米, ●: 24 小时大于 800 毫米, ■: 24 小时大于 1000 毫米

中间尺度扰动附近生成的一个个中尺度强对流系统所引起。因此,在我国梅雨锋上的暴雨是具有中尺度扰动性质的强对流性降水。这种现象同日本梅雨锋上的暴雨完全一样。

在黄河中下游和海河流域的暴雨出现在 7—8 月。引起暴雨的天气系统主要是从四川移出来的中间尺度气旋性涡旋(简称西南涡)和从青海附近移出来的中间尺度气旋性涡旋(简称西北涡)。象梅雨锋暴雨一样,如果在华北地区有静止锋停滞,同时从西南方或西方方向有中间尺度涡旋东移,这时暴雨也最强烈。

在长江到华南沿海地区的中间,是一条暴雨活动相对要弱一些的地区,这是由于:第一,从西藏高原移出来的中间尺度扰动大多数沿长江、淮河流域东移,有一些向东北方向移到华北,所以长江以南地区地面低气压活动甚少。从夏半年各月大陆地面低气压中心路径的多年频数图(未给出)可以看出这一点。第二,在东亚大气环流的季节变化是有规律的。4—6 月是华南前汛期暴雨时期,静止锋停留在华南。6—7 月梅雨锋向北跃进到长江流域,锋面在长江以南到南岭以北的地带中停滞的机会比较少。这与高空急流和副热带高压的北跳有密切关系。

图 1-2 又指出,暴雨极值同地形有密切关系。华南的暴雨极值出现在十万大山、云

开大山和南岭的迎风坡。东南沿海暴雨极值则分布在东南丘陵、武夷山脉的迎风一侧；两湖盆地的特大暴雨多出现在盆地四周的雪峰山、武夷山、巫山、大别山等的迎风坡，华北地区的暴雨极值与地形的关系更为密切，特大暴雨出现在华北平原与四周山区的过渡地带，如，北面的燕山南麓，西面的太行山东坡，南面的伏牛山、桐柏山和东面的鲁山、蒙山与沂山一带；东北地区的特大暴雨分布也是这样，分布在平原向山区过渡的大小兴安岭和长白山一带。即使我国的西南、西北地区，暴雨出现的地区与地形也有相当密切的关系。西南地区的特大暴雨多出现在大巴山南麓、印岷山东侧和苗岭一带；西北地区的特大暴雨分布在阴山的南坡，吕梁山的西坡及贺兰山、六盘山和祁连山一带；西藏地区的暴雨多出现在雅鲁藏布江河谷。台湾的特大暴雨多分布在台湾山脉的迎风坡；海南岛的特大暴雨多分布在五指山的迎风一侧。我国具有最大的 24 小时降水量的新寮、林庄、獐獐等地区无一不与地形密切相关。

§ 1-3 我国暴雨的季节变化和年际变化

中国大部分地区的降水集中在夏季数月，从晚春到盛夏，大陆上主要的雨带位置是随着季节向北移动的。这个特点是人们所熟知的。一个地方降水量的大小受距海远近、地形条件、影响天气系统等多种因素决定。

我国夏季东部大陆的暴雨主要是由两类天气系统造成的。一类是台风暴雨，另一类是静止锋、切变线低涡暴雨。

静止锋、切变线低涡暴雨和我国的季风活动，副热带高压的季节性移动有十分密切的关系。春夏之交，由于西太平洋副高北移，西南季风和东南季风开始活跃，大量暖湿空气从南部洋面源源不断地输入我国大陆。此时，西风带的冷空气活动逐渐减弱，它频繁而激烈地与暖湿空气交绥，形成一场又一场暴雨天气过程。从 5 月到 8 月我国自南向北先后进入汛期。

我们根据我国东部地区多年 5—7 月的月平均降水量，计算各站旬平均降水量同

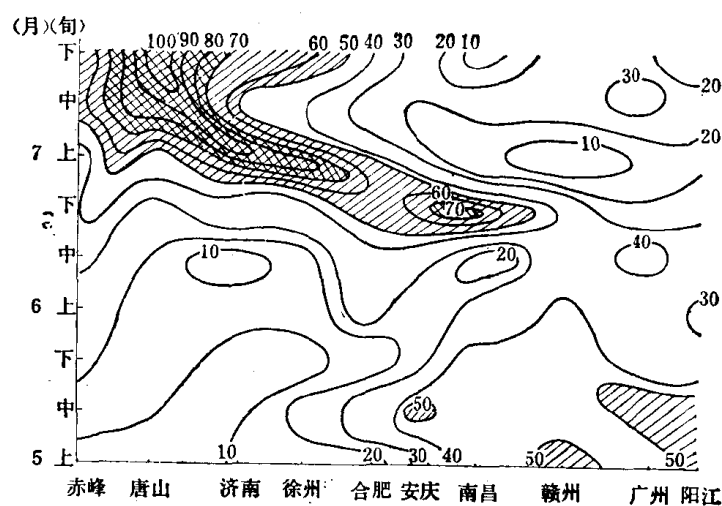


图 1-3 旬平均雨量占汛期 (5、6、7) 三月降水量的百分率

$$\text{5 年旬平均} / \frac{\text{5 年 5 + 6 + 7 (月平均)}}{3}$$

5—7 月平均降水量的百分比,并作出沿东经 115 度附近的时间剖面图(图 1-3)。因为从总雨量来说总是南方比北方多,但用上述比值却可以说明雨带的活动。因为百分比数最大地区,就相当于该时期降水量最集中的地带,也就是雨带的位置所在。从 5 月到 6 月上半月,大陆上的主要降雨地带徘徊在南岭以南地区,这时候就是华南前汛期暴雨时期。在 6 月下半月,最多降雨区域便移至长江流域。7 月上半月,最多降雨地带位于长江流域和淮河之间。6 月下半月和 7 月上半月,正是长江中下游的梅雨期暴雨期。到了 7 月下旬,最多降雨地带便移至黄河以北。这时候长江流域进入伏旱季节。9 月以后,随着冬季风的建立,大陆上雨带便向南撤退。

雨带的季节性位移,同东亚大气环流的季节性变化有明显的关系,它是夏季季风气团与极地大陆气团相互作用的结果。极地大陆气团是一种干冷气团,夏季季风则是一种高温、高湿具有位势不稳定的气团。一些个例分析和以前的研究表明,在 1000 毫巴以上 $\Theta_{se} = 345^\circ\text{K}$ 的等值线可以代表这种季风气团的北界。图 1-4 是沿着与图 1-3 相同的方向所作的多年 1000 毫巴平均 Θ_{se} 时间剖面图。从图上可以看到 5 月份 $\Theta_{se} = 345^\circ\text{K}$ 的等值线在华南各省,这时正是华南前汛期暴雨时期。6 月, 345°K 等值线向北延伸到长江流域,这时长江流域梅雨开始,7 月 345°K 等值线北推到华北各省,华北进入雨季。

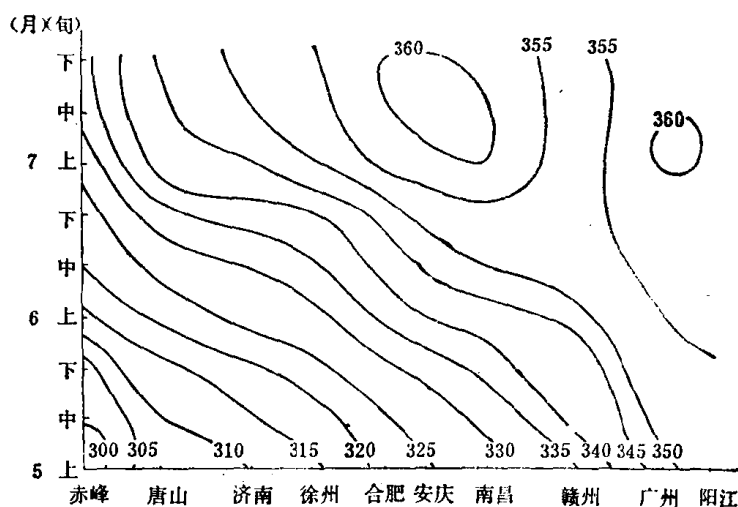


图 1-4 1000 毫巴气候平均 Θ_{se} 时间剖面图

1000 毫巴 $\Theta_{se} 345^\circ\text{K}$ 等值线的这种有规律的向北推进和我国主要雨带的季节性位移是完全一致的。这一事实说明 1000 毫巴 345°K 等 Θ_{se} 线可以指示季风气团的活动。同时也说明了夏季风有季节性推移的特点。

夏季我国大陆上的暴雨同副热带高压的脊线位置有十分密切的关系。近十余年来,人们也注意 100 毫巴青藏高原上的高压位置同暴雨的关系,这两个系统的季节性位移同大气环流的季节性变化有密切关系。图 1-5 是我国历年各月副热带高压脊线的平均位置图和相应的我国东部的雨带位置分布。冬季西太平洋高压脊线在北纬 20 度以南,雨带位置在华南沿海一带。春季低纬度的暖湿空气开始活跃,雨带移到南岭附近 ($25^\circ - 27^\circ\text{N}$), 华南雨季开始。初夏(6 月中旬—7 月上旬)副热带高压出现第一次北跳,脊线位于 $20^\circ - 25^\circ\text{N}$, 雨带移到江淮流域,这时长江流域梅雨开始。7 月中旬,副热带高压出现第二次北跳,脊线在北纬 30 度附近,雨带中心移到黄河流域以北,华北和东北雨季开始。

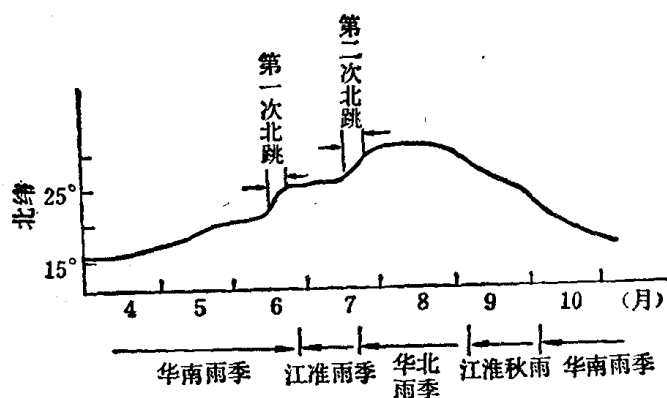


图 1-5 我国历年各月的副热带高压脊线的平均和相应的东部雨带位置分布

8 月下旬副热带高压脊线又开始撤退，雨带也开始南退。9 月上旬退回到北纬 20 度，10 月上旬到达北纬 20 度以南。副热带高压脊线的进退时间和雨带的进退时间恰好一致。雨带大约位于 500 毫巴副热带高压脊线北面 8—10 个纬度和 100 毫巴青藏高原高压脊线的北侧处。

季风气候的特点是年际变化大。我国各地区暴雨出现次数的年际变化很大，也是季风气候的特点。在有些年份在某地区暴雨频繁出现，而在另一些年份在同一地区暴雨却比较少见。年与年之间暴雨活动次数的差异，同东亚大气环流的年际变化有联系。可以用历年 7 月东经 120 度 100 毫巴青藏高原高压脊线的月平均位置的年际变化来讨论暴雨频数的年际变化。例如，1962、1965、1968、1969、1970 五年是脊线位置偏南的年份，其它年份则偏北。它们同长江流域各年 7 月份多雨或少雨有关系。在 100 毫巴青藏高原高压脊线位置偏南的年份，梅雨锋在长江流域停留时间长，对应着长江流域多雨涝，在青藏高原高压脊线位置偏北的年份则梅雨锋不能在长江流域停留，这对应着长江流域大范围干旱。

以上分析表明，我国夏季雨带的进退或雨带在某一纬度带维持与整个东亚大气环流的季节变化和各年大气环流的异常有密切关系。

第二章 暴雨过程的宏观物理条件

降水的形成,牵涉到许多复杂的物理过程,其中有不少过程目前还不清楚。这就使得暴雨预报成为天气预报中最为困难的任务之一。

大气中的降水过程,是由于大气中水汽达到了饱和状态后出现凝结并降落到地面。这一物理过程包含有宏观条件和微观条件,后者包括要有足够的凝结核,合适的凝华增长和碰并增长条件等等,这些是云雾降水物理的内容。在实际预报工作中,常常认为这些条件是满足的,而只考虑降水的宏观物理条件,在本章中我们不涉及与云雾降水物理有关的微观因子,只讨论形成暴雨的一些宏观因子。

§ 2-1 暴雨是出现在强上升速度和非常暖湿的不稳定空气中

假定在饱和气柱中空气有上升运动,并且凝结的水汽全部成降水落下来。则在 Δt 时间内单位面积上的降水量,即降水强度可表示成:

$$I = \int_t^{t+\Delta t} - \frac{1}{g} F \omega \, dP \, dt \quad (2.1)$$

其中 F (即 $\frac{dq_s}{dP}$) 是凝结函数, ω 是 P 坐标中的上升速度。求得了各层的上升速度和凝结函数以后,就可以计算降水强度。

暴雨出现时,降水强度 I 很大,比一般的降水强度大一到二个量级。由上式可见, I 值的大小取决于凝结函数 F 与上升速度 ω 。在暴雨季节中, F 的量级为 10^1 , 而 ω 值的量级为 10^0 — 10^2 厘米/秒。因此,对暴雨来说 ω 是更为关键的量。

大气中的上升运动可以由多种因素引起,同降水强度有关系的上升运动可分成以下四类:

(1) **大尺度天气系统中的上升运动** 这类上升运动出现在温带气旋,高空槽前部,锋面附近,副热带高压边缘,它的范围甚广,可达 200—2000 公里,上升速度只有 10^0 厘米/秒。由这种上升速度引起的降水量大约为 10^0 — 10^1 毫米/24 小时,因此只靠大尺度系统中的上升运动,不能引起暴雨,事实上也很少见到水平尺度达到上千公里的暴雨区。

(2) **中尺度系统中的上升运动** 在水平尺度为 10—300 公里的中尺度系统中,如中尺度辐合线,切变线与飑线等,这类上升速度比大尺度系统中的上升速度大一个量级,达到 10^1 厘米/秒。由这种上升速度所引起的降水量大约为 10^1 毫米/小时。

(3) **小尺度系统中的上升运动** 积雨云的水平尺度为 1—20 公里。在这类系统中上升运动的量级为 10^2 厘米/秒,其所造成的降水量约 10^2 毫米/小时。在极端的情况下,在积雨云中上升速度可达到 40 米/秒,接近急流中的水平风速。

(4) **由地形引起的上升运动** 在山脉迎风坡气流强迫抬升,引起上升运动。如果山脉坡度很陡,而且同山脉正交的风速分量甚强,地形的作用可以引起强的降水。

在这四类上升运动中,同暴雨直接有关系的是中、小尺度上升运动和地形引起的上升运动。然而大尺度的上升运动提供了中、小尺度上升运动发生发展的环流背景和环境条件。许多暴雨个例的定量计算也证实了这一点。因此大尺度的上升运动是暴雨发生发展的重要的先决条件。

与暴雨直接有关的中小尺度强的上升运动,目前从定性估计到定量计算都具有一定的困难。我们通过一些暴雨的实例分析发现,这种与暴雨有关的强烈的上升运动,常常出现在二个或二个以上的大尺度上升运动区相遇的地区。这个相遇的地区水平范围比天气尺度系统小一个量级,就在这个地区内触发出强的上升运动的中小尺度暴雨系统,如图 2-1 所示。如 75 年 8 月河南特大暴雨中,第一场雨是在东风扰动与高空西风小槽二个大尺度上升区相遇的地区触发了强烈的上升运动造成了暴雨。同样 63 年 8 月河北特大暴雨是西南涡与北方西风槽相遇触发造成。因此,我们可以在天气图上对大尺度的上升运动区作出定量的计算或定性的估计,以这些上升区的移动来定性地估计中小尺度强上升运动发生的区域。

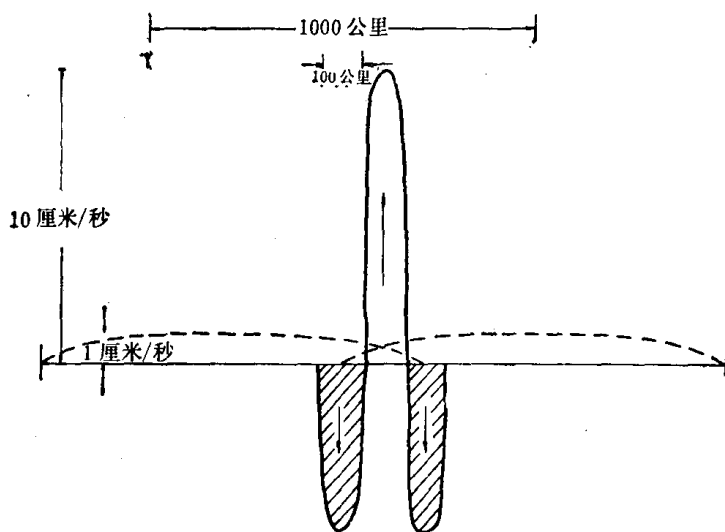


图 2-1 暴雨时大、中尺度综合系统垂直运动示意图

在各个高度上饱和空气的凝结函数 F (方程 2.2) 是温度的函数。温度愈高,单位质量饱和空气上升 1 毫巴所凝结的水汽量愈大。

$$F = \left[\left(\frac{\partial q_s}{\partial P} \right)_T + \Gamma_P \left(\frac{\partial q_s}{\partial T} \right)_P \right] = \left[-\frac{q_s}{P} + \Gamma_P \left(\frac{\partial q_s}{\partial T} \right)_P \right] \quad (2.2)$$

F 值可按 (2.2) 式计算得到,或在热力学图上读得。将 F 值制成表格,实际工作中,可由 F 表直接查用。

假定在一个中尺度扰动中,地面辐合量的量级为 10^{-4} 秒^{-1} ,并假定散度随高度呈线性分布,这样上升速度随高度分布呈抛物线型,(如图 2-2 在 600 毫巴高度上散度为零,上升速度达到最大值)假定云底高度在 850 毫巴,这高度以上空气是饱和的,这样根据 850 毫巴的不同温度值,由 (2.1) 式可估算出相应的 1 小时降水量值如表 2-1。

由表 2-1 可见,一小时雨量随 850 毫巴气温的增加而增大。在同一类尺度系统中,如果饱和空气的气温愈高,降水强度愈大。在我国暴雨主要出现在暖季,并且是出现在来自海上的夏季风进入大陆的时期。

表 2-1 850 毫巴气温与一小时雨量值

1 小时雨量(毫米) 不同尺度系统	850 毫巴气温(°C)	30	25	20	15	10	5	0
大尺度系统(散度 10^{-3})		3.0	2.2	1.5	1.0	0.6	0.4	0.2
中尺度系统(散度 10^{-4})		29.8	22.1	14.6	9.5	6.4	4.3	2.4
小尺度系统(散度 10^{-5})		297.5	220.5	145.6	94.8	63.6	42.7	23.7

一般夏季 850 毫巴的气温变化在 20°C — 30°C 之间,在同一类尺度系统中,当 850 毫

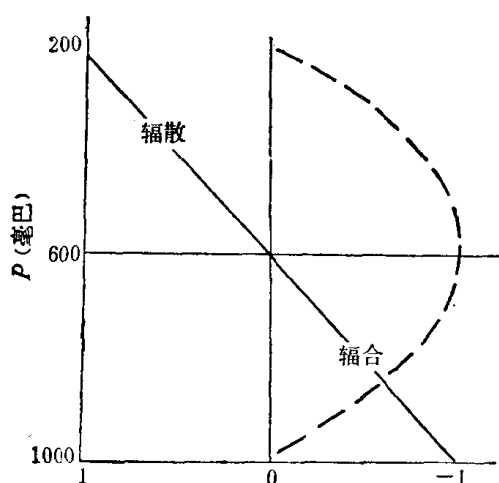


图 2-2 散度、上升速度随高度的变化

虚线为垂直速度廓线;实线为散度廓线

巴的气温从 20°C 上升到 30°C 时,降水强度增加一倍。然而,在不同尺度的系统内,同一气温条件下,降水强度可相差十倍之多。因此,对于暴雨的形成来说,中小尺度系统显得更为重要。

夏季暴雨多数是从积雨云里降下来的,这类暴雨,除了要求强上升速度和高温高湿的条件外,还要求大气层结是不稳定的。当大气层结出现位势不稳定时,在对流层的下部积累大量不稳定能量,如果有了抬升作用,就可以使不稳定能量释放出来,引起强对流。由于强对流所引起的大量潜热释放,造成气层加热使得上升速度更加增强。在对“75.8”河南特大暴雨的

计算中,发现在考虑了对流潜热释放后,暴雨区的上升速度从 3.0×10^{-3} 毫巴/秒加大到 12.4×10^{-3} 毫巴/秒,上升速度增大了 4 倍^[1]。

因此,暴雨是常常出现在有强上升运动的高温高湿的不稳定空气区域中。

§ 2-2 持久性暴雨的物理条件

10 分钟或 30 分钟的暴雨往往是由一块积雨云引起。从一块积雨云中可以造成极强的降水强度。例如西德巴伐利亚省的非森曾出现 8 分钟 126 毫米的世界极值。但由于雨时不长,雨区范围也很小,其成灾的严重性远远不如持久性的暴雨。从暴雨预报观点看,重点是要抓住持久性的暴雨。

持久性暴雨(几小时到 24 小时)的出现,要求有使暴雨持续的机制存在。24 小时内下 200—300 毫米的暴雨多数是由几个中尺度暴雨系统造成的,每个中尺度系统中包含有几个小尺度的积雨云单体,单体群和超级单体。是什么条件使得在某地区接二连三地有中尺度扰动生成,或者使某个中尺度系统在该区域内维持很久而不消亡呢?这与大尺度风场,湿度场和层结稳定度情况有关,可概括为下列三个方面:

(1) **大形势稳定** 在大形势稳定的条件下,经常在二个天气尺度的降水系统相遇时,他们的移速减慢或者停滞少动。这样在这相遇的地区维持着提供中尺度上升运动的背

景,使得在这地区内有多次中尺度降水系统发生或者有某个中尺度系统持久地存在着。

(2) **水汽的输送和辐合** 假若没有周围大气向暴雨区输送水汽,只考虑气柱内的含水(水汽)量全部凝结造成的可降水量不超过75毫米。因此持久性的暴雨要求天气尺度系统有源源不断的水汽输送,以补充暴雨发生所造成气柱内的水汽损耗。实际上,持续性的暴雨发生时,经常存在一支天气尺度的低空急流,它将暴雨区外围的水汽迅速向暴雨区集中,供应暴雨所需要的“燃料”。

(3) **对流不稳定能量的释放和再生** 强对流的发生需要有不稳定层结,一旦强对流发展后,大气中的不稳定能量就迅速释放,层结趋于中性,使对流不能进一步得到发展。要使暴雨持久,就要求在暴雨区有位势不稳定层结不断重建的机制。位势不稳定层结建立的型式是多种多样的。对暴雨过程来说,低空的非常暖湿的空气的流入是很重要的。对流层中上部冷干空气的进入并不必要,一般弱的冷平流较为有利,而强的冷干平流对暴雨并不有利。有时只有低空的暖湿平流即使没有高空的冷干平流,也可以重建位势不稳定层结。在天气尺度低空急流的左前方,一方面引起暴雨区水汽的输送和辐合,同时也促进对流不稳定能量的再生。

本书第八章中读者读到我国历史上著名的特大暴雨个例时,也会发现这些暴雨都是出现在天气尺度降水系统相遇,移速减慢,停滞的时候。

§ 2-3 暴雨同其它强对流天气的比较

暴雨、冰雹、龙卷和雷暴大风都是强对流灾害性天气。它们有许多共性,如尺度比较小、生命史比较短,在分析预报中都是比较不容易抓住,它们都出现在大尺度场具有气旋性涡度的区域内,低空非常潮湿,风向风速有明显的垂直切变,还要求有强的中尺度触发机制等等。但是它们引起的灾害却很不一样,暴雨在某一地区持续着,会引起山洪爆发河水泛滥。而冰雹砸烂成片农作物,雷暴大风和龙卷使建筑物遭受严重破坏。因此从预报观点上来看,如何从发生发展的物理条件上来鉴别它们是非常重要的。

冰雹、龙卷等强雷暴天气的出现,要求在对流层中下部气层有明显的位势不稳定。要发展成一个猛烈的强对流风暴,必须在对流层下部积蓄大量不稳定能量,位势不稳定的条件是相当位温(θ_{se})随高度减小。图 2-3a 左图给出了 1977 年 5 月 25 日北京市、河北省大范围冰雹天气发生 12 小时前北京的 θ_{se} 随高度的廓线。地面 θ_{se} 为 333°K , 500 毫巴达到极小值为 315°K 。 $\Delta\theta_{se}$ 为 $18^{\circ}\text{K}^{1)}$ 。同年北京地区 8 月 15 日一次强对流天气,地面为 350°K , 700 毫巴 θ_{se} 为 317°K , $\Delta\theta_{se}$ 达 $33^{\circ}\text{K}^{2)}$ 。综合上述一些强雷暴天气个例的共同特点为中层 θ_{se} 值一般小于 320°K , $\Delta\theta_{se}$ 一般大于 15°K 。在暴雨个例中,如 75 年 8 月河南特大暴雨发生 12 小时前驻马店 θ_{se} 随高度廓线(图 2-3a 右图),地面 θ_{se} 为 360°K , 400 毫巴达极小值为 353°K 。一般极小值都大于 340°K , $\Delta\theta_{se}$ 在 10°K 以内。由以上分析可见暴雨要求 θ_{se} 本身值较大,这主要反映对高温高湿的条件要求较高,而对位势不稳定条件就不如冰雹等强雷暴天气要求高。

在强雷暴天气中要求湿层较薄,低空很暖而潮湿,中层非常干燥(图 2-3b)。在对流

1) 丁一汇、蔡则怡、苗荣、赵玉清: 华北一次强天气分析研究。

2) 赵思雄、周名扬、刘苏红: 夏季北京冷涡强对流天气的分析。