

杭州地区大范围暴雨、局地暴雨和强对流的特征分析

翟 国 庆*

(杭州大学地理系)

提 要

本文根据杭州地区 60 个暴雨和强对流例子,通过对大范围暴雨、局地暴雨和强对流的对比分析,得到:风的垂直切变尤其是在边界层具有一定强度;三者湿度条件有一定差别,但差别比华北要小;强对流的不稳定度大于暴雨,而大范围暴雨与局地暴雨差别则不明显。

一、引 言

暴雨和强对流等灾害性天气多受中、小尺度系统的影响,他们都依赖于一定的大尺度环流背景;都需要具备一定的热力和动力条件,但它们之间发生发展的物理条件却具有较大的差异^[1,2]。另外,由于地理位置的不同,暴雨和强对流天气发生发展的物理条件在不同的地区也有所不同。

4—7 月是杭州地区暴雨和强对流天气较为频繁的季节。本文选取了 1980—1984 年杭州地区大范围暴雨(4—6 月)、局地短时暴雨和强对流天气(4—7 月)共 60 个例子。定义 5 个县以上日降水量大于 50 毫米,中心降水量大于 80 毫米为杭州地区大范围暴雨,共 13 例;一个县 3 小时降水量大于 20 毫米为局地短时暴雨(以下简称为局地暴雨),共 23 例;局地暴雨中伴有冰雹或地面有强烈大风等灾害性天气现象则定义为强对流天气,共 24 例。

统计结果得到,杭州地区大范围暴雨多出现在 20 时之后,占 84.6%;局地暴雨出现在中午和夜间各占一半;强对流天气则多出现在午后,夜间出现的只占 12.5%。以三者天气现象发生前的平均值分别代表三种天气现象临近时的情况。

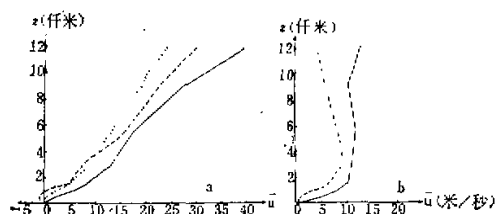
二、大气垂直特征分析

1. 风的垂直切变

图 1 是杭州地区大范围暴雨、局地暴雨和强对流天气发生前,环境纬向风场(u)的平

1985 年 7 月 6 日收到,9 月 12 日收到修改稿。

* 杭州大学 85 届毕业生朱持则参加了部分工作。

图1 杭州上空 $\bar{u}$ 平均值垂直廓线

实线为强对流天气,虚线为局地暴雨,点线为大范围暴雨。

a: 4—6月, b: 7月。

均廓线。由图 1a 可见,三者的平均廓线形状几乎很相似;三者中以强对流的 $\bar{u}$ 平均值最大,局地暴雨次之(4 公里以上比大范围暴雨明显增大),大范围暴雨最小;在边界层,后两者的东风分量分别占 5/14 例和 4/13 例。图 1b 中,情况就大不相同,他们在高层的风很小,平均在 15 米/秒以下,对流层的低层风速随高度增大明显,再往上, $\bar{u}$ 平均垂直切变很弱。对于 1—12 公里垂直切变,局地暴雨和强对流最大值分别为 1.36 和 $2.30 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$,甚至可以出现负值,这与 4—6 月垂直切变有很大差别,这种环境气流的垂直分布代表了高空急流北上,江南由热带气团所控制情况下的风的特征。

表 1 给出三者垂直切变个例最大和最小值,以及他们的平均值,由表 1 可得到以下几个事实:

表 1 大范围暴雨、局地暴雨和强对流纬向风垂直切变值 ($\times 10^{-3} \cdot s^{-1}$)

天气	垂直切变	最大垂直切变个例				最小垂直切变个例				平均	
		1000 米—地面	出现月份	12000 米—1000 米	出现月份	1000 米—地面	出现月份	12000 米—1000 米	出现月份	1000 米—地面	12000 米—1000 米
4 至 6 月	大范围暴雨	8.50	6	5.55	4	-1.40	6	0.49	6	2.70	1.40
	局地暴雨	10.40	6	5.72	4	-8.70	5	0.66	5	5.20	2.23
	强对流	13.80	5	5.02	4	-1.00	5	0.79	5	5.92	3.00
7 月	局地暴雨	9.70		1.36		1.30		-1.09		4.06	-0.03
	强对流	11.80		2.30		2.30		-0.30		8.10	0.46

(1) 4—6 月, 1—12 公里环境纬向风垂直切变强对流平均为 $3.0 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$, 局地暴雨为 $2.23 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$, 大范围暴雨则只有 $1.40 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$ 。

(2) 从个例的极端值看, 1—12 公里的垂直切变, 局地暴雨和大范围暴雨也都能达到 $5 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$ 以上, 比强对流略大; 但是强对流的最小垂直切变却可达 $0.79 \times 10^{-3} / s$ (1981 年 5 月 10 日, 全省性的降雹天气)。即在杭州地区有时风的垂直切变大可能并不一定出现强对流天气, 而有时切变较小时却反会出现大范围冰雹天气。

(3) 边界层的垂直切变较大,4—6月最大可达 $13.8 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$ (强对流)。从平均值看,无论4—6月还是7月强对流的平均垂直切变均比另二者要大,分别为 5.92 和 $8.10 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$,而大范围暴雨最小,只有 $2.7 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$ 。这一结果与北京地区的切变值大抵相当^[3,4]。文献[5]对杭州地区初夏边界层急流作过分析,指出强天气往往与边界层强切变有关,尤其是在两支不同方向的边界层急流相互靠近时。

从杭州地区三者的风向合成图可知(图略),三者的合成风向随高度变化廓线几乎相一致。在边界层风向有较大的顺转,大范围暴雨和局地暴雨从地面的东北风顺转至1000米的偏南风,而强对流则从地面的偏南风顺转到西南风;再向上至3000米,三者都顺转到西南西风,此后随着高度的增加,风向基本保持在 $250-270^\circ$ 之间,即在杭州地区三者的低层都为暖平流,中上层冷、暖平流不明显。这与华北不同,华北强对流天气时中上层有明显的冷平流^[3]。

2. 湿度特征

图2给出杭州地区大范围暴雨、局地暴雨和强对流天气发生前温度露点差的平均垂

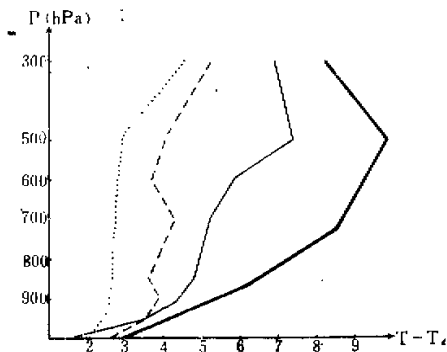


图2 温度露点差平均值和气候平均值垂直廓线

细实线为强对流天气,虚线为局地暴雨,点线为大范围暴雨,粗实线为气候平均值。

直廓线和气候平均廓线。由图2可得以下特征:

(1) 近地面三者较为接近,大范围暴雨和强对流天气均小于 $2^\circ C$,三者与气候平均值相差不大。

(2) 强对流天气和局地暴雨温度露点差平均值随高度而增大,最大递增层出现在边界层,为 $2.7^\circ C/100hPa$ 和 $1.3^\circ C/100hPa$;强对流天气在对流层中层还出现另一次大递增层,为 $1.6^\circ C/100hPa$ 。

(3) 大范围暴雨在500hPa以下温度露点差平均值均小于 $3^\circ C$,随高度增大不明显, $\frac{\partial(T - T_d)}{\partial P}$ 几乎为零。这表明,大范围暴雨要求湿度高,饱和层厚,是与另两类天气不同的。

(4) 三者的温度露点差平均值差别最大层在 500hPa，强对流的平均值达 7.4℃ 为最干。文献[5,2]认为中层较强的干、冷平流入侵是强对流天气发生发展的重要条件。我们的结果温度露点差比华北要小 3℃ 左右，这可能是由于地理条件所引起的差异。

由相对湿度图中可见(图略)，杭州地区大范围暴雨近地面为 90%，900 至 500hPa 为 85—80%，中层比华北要高，后者 900 至 500hPa 相对湿度均值均为 85—65%。

3. 层结特征

对三者的探空曲线分析得到，在天气现象发生之前，对流层低层都有可能出现逆温层或等温层，其中强对流天气发生前底层逆温层或等温层出现日次最多，共 22 次，占强对流天气总次数的 91.7% (见表 2)，而局地暴雨最少，占 47.8%。逆温层或等温层的平均底高都在 950hPa 以下，其中强对流天气最低，平均只在 990.5hPa。大多数从地面就开始形成逆温层或等温层，占 14/22 日次，比华北的要低得多，而平均厚度则比另二者要厚，为 49.9 hPa。

从温度的垂直变化看到，强对流发生前，边界层温度的垂直温差比另二者要小，尤其在近地面的 950hPa 以下，平均温度递减率为 0.13℃/50hPa，三者的温差可相差 1℃ 以上，这表明强对流天气发生前边界层的温度递减率比另二者几乎小一个量级，因此在近地面平均温度垂直分布近似等温，有利边界层能量的积累。900hPa 以上，强对流天气的温度

表 2 杭州地区大范围暴雨、局地暴雨和强对流天气的温度层结统计

天气	温度层结 出现逆温层或 等温层日次	占总次数 百分比	平均底高 (hPa)	平均厚度 (hPa)	— $\Delta T(^{\circ}\text{C})$		
					950 hPa —地面	900—950hPa	850—900hPa
大范围暴雨	8	61.5	964.3	44.3	1.96	1.79	2.27
局地暴雨	11	47.8	954.1	47.3	1.74	1.97	1.94
强对流	22	91.9	990.5	49.9	0.13	1.33	2.50

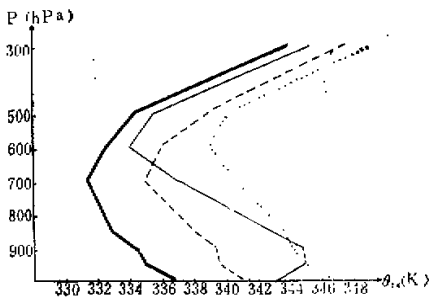


图 3 杭州上空 $\theta_{e,}$ 平均值和气候平均值廓线
说明同图 2

递减率又迅速增加,大于另二者。

4. 稳定度分析

我们采用台站常用的 θ_{se} 来表征大气的稳定性(见图3)。由图3可以看到三者有以下特征:

(1) 边界层内,大范围暴雨和局地暴雨 θ_{se} 平均值随高度递减,但两者之差可达4—5K。强对流却相反,边界层内 θ_{se} 平均值随高度而增大,在边界层出现一个 θ_{se} 的稳定层,这个稳定层与前面提到的逆温层有关,尽管大范围暴雨、局地暴雨出现逆温层或稳定层的日次也达到61.5%和47.8%,平均厚度也大于44hPa,但其逆温层的强度远不如强对流明显,因此强对流的 θ_{se} 平均值在边界层有一个十分清楚的增大层。

(2) 三者随高度都有明显的递减层。 θ_{se} 平均最小值在600hPa和700hPa,大范围暴雨为338K,局地暴雨为335K,强对流最低,为334K。

(3) 气候平均最小值高度较低,在700hPa,为331K。

我们知道,三者都需要 θ_{se} 垂直分布具有较大的不稳定性,也知道强对流的不稳定度要大于暴雨,表3中明显地反映了这一点,最大差值可达到-10.8度(600—900hPa),而大范围暴雨的最大差值为-5度,比局地暴雨不稳定度略大,但比北京地区暴雨^[4]又偏小一些。次最不稳定层是在700—850hPa,三者(包括北京地区)都很明显。在边界层三者和气候平均值都存在一个相对的稳定层,可见,除三者在边界层常有逆温层或等温层外,气候平均值也反映出杭州地区边界层内常维持一个浅薄的等温层。

表3 各层 θ_{se} 差值(度)*

$\Delta\theta_{se}$ 天气	hPa	950	900	850	700	600	500	300	600	500
		—地面	—950	—900	—850	—700	—600	—500	—900	—850
大范围暴雨		-1.8	-0.8	-0.5	-3.0	-1.5	2.0	8	-5.0	-3.6
局地暴雨		-1.6	-0.3	-1.3	-3.0	1.0	3.0	6.5	-3.5	-2.0
强对流		2.0	-0.3	-1.8	-6.0	-3.0	1.5	9.5	-10.8	-7.5
气候平均值		-1.8	-0.5	-1.5	-1.5	1.5	1.5	10.0	-1.5	1.5

* 取4—6月。

与气候平均值比较,除强对流天气能反映出有强的不稳定层外,另二者的差别并不十分明显。杭州地区4—7月经常处于位势不稳定层结中,因而,要区别是否出现暴雨,除了分析 θ_{se} 差值之外,应注意对流层中低层 θ_{se} 值是否达足够大,他们与气候平均值的差值应越大越好。 θ_{se} 垂直差值在杭州地区作为对流不稳定的判据时应采用600—900hPa更接近实际情况。

5. 其他特征量

表4给出了常用的几种不稳定指数和特征值。由表4得到以下几个特点:

(1) 三者的抬升凝结高度平均值几乎相同,都位于960—970hPa,与气候平均值相差不多。这表明杭州地区近地面饱和度和通常都较大,凝结高度相应都较低,比华北地区的要

低,后者的抬升凝结高度强对流为 900hPa。

(2) 0℃ 层高度强对流天气最低,比另二者要低 25—30hPa,这与文献[2]给出的差异相似,但比华北零度层普遍偏高。

(3) 稳定度指数有较清楚的反映。三者中强对流天气的不稳定指数最高,平均值都高出 2℃ 以上,另二者不稳定指数几乎相似,比气候平均值高出 2℃。

(4) 850hPa 的相对湿度,大范围暴雨比另二者平均可高 6% 以上,高出气候平均值 19%。强对流天气相对湿度平均值最小,为 74%,但仍比华北高 10%。

表 4 大范围暴雨、局地暴雨和强对流天气发生前的若干物理条件

天气	物理量	抬升凝 结高度 (hPa)	0℃层 高度 (hPa)	0℃层 露点 (℃)	SI 指数 (℃)	K 指数 (℃)	总指数 (℃)	ΔT_{500} (℃)	850 hPa 相对湿度(%)
大范围暴雨		968	568	-3	1.3	33.0	41	-21.8	85
局地暴雨		963	563	-5	1.4	31.5	41	-21.9	79
强对流		968	593	-7	-1.0	35.2	46	-25.1	74
气候平均值		960	570	-9	3.3	25.5	39	-22.5	66

三、小 结

杭州地区位于江南沿海,这里水流充沛,因此大范围暴雨、局地暴雨和强对流天气发生前,其温、湿、风以及其他物理量特征远不如华北地区对比明显,尤其在强度上差异不很突出,这是由于江南东部地区的地理位置所造成的。

通过以上分析得到以下初步结果:

(1) 强对流天气的环境风垂直切变一般比另二者大,适宜值介于 $0.8-5 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$,而大范围暴雨多出现在 $0.5-2.5 \times 10^{-3} \cdot s^{-1}$ 以下,局地暴雨介于二者之间。随着季节变化,环境风的垂直切变差异很大,7月份的垂直切变几乎很小,边界层的切变较大,强对流天气尤为明显,这可能是江南东部地区边界层风场的一个重要特征之一^[5]。

(2) 对流层中上层三者都没有明显的冷平流,单站风向合成廓线在 700hPa 以上几乎垂直。 ΔT_{500} 之差与气候平均值差别不大。因此造成杭州地区发生灾害性天气之前的对流性不稳定的主要因素是中低层(尤其是边界层)的增温增湿作用,这种增温增湿与边界层的风场紧密相联系。

(3) 三者水汽条件有一定区别,大范围暴雨区整层潮湿,500hPa 以下温度露点差小于 3℃,与北京地区相似。而强对流天气发生前,近地面饱和度和大,中上层相对干燥,但温度露点差平均比华北地区要小 3℃ 左右。

(4) 强对流的不稳定度较另二者要大。大范围暴雨与局地暴雨的不稳定度差别不明显,二者的主要区别在水汽条件和垂直切变条件,前者的水汽大,垂直切变小。

此外,对一些特殊个例的物理条件,有待进一步分析。

致谢: 本工作得到孙淑清、俞樟孝老师的指导和杭州市气象台提供有关资料, 谨致衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] 丁一汇等, 1981, 暴雨和强对流天气发生条件的比较分析. 大气科学, Vol. 5, No.4.
- [2] 丁一汇等, 1982, 我国飑线发生条件的研究. 大气科学, Vol.6, No.1.
- [3] 李吉顺、田生春, 1983, 北京地区强对流天气环境风垂直分布的一些统计特征, 强对流天气文集, 气象出版社.
- [4] 田生春、杜长萱, 1983, 北京地区暴雨时各层温、湿、风的统计特征, 大气科学, Vol. 7, No. 1.
- [5] 孙淑清等, 江南地区边界层急流的若干特征, (待发表).
- [6] Miller, R. C. 1972, Notes on analysis and severe-storm forecasting procedure of the Air Force Global Weather Central Air Weather Service United States Air Force press.

SOME FEATURE ANALYSES OF LOCAL AND LARGE AREA HEAVY RAINS AND SEVERE CONVECTIVE IN HANGZHOU

Zhai Guoqing

(Department of Geography, Hangzhou University)

Abstract

Based on 60 cases of heavy rain and severe convective in Hangzhou, comparative analyses have been made of the large area heavy rain, local heavy rain and severe convective. The findings are as follows: There is a strong vertical wind shear, especially in the boundary layer; obvious humidity difference exists, but smaller than that in North China; while the instability of large area heavy rain is as big as that of local heavy rain, the instability of severe convective is stronger than that of heavy rain.