

暴雨和强对流天气发生条件的比较分析

丁一汇 章名立 李鸿洲 蔡则怡 李吉顺

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文用运动学方法和 ω 方程计算了一些暴雨和强对流天气个例的物理场。并讨论了它们与暴雨和强对流天气发生的关系。最后给出了暴雨和强对流天气发生时的三维流场结构。

一、概 况

我们在另一文^[1]讨论了暴雨和飑线发生发展的大尺度天气条件和物理条件。为了进一步了解暴雨和强对流天气(主要指飑线、冰雹、龙卷等,下称强对流天气)发生的大尺度动力和热力条件,我们用运动学方法和 ω 方程^[2]计算了散度场、涡度场、垂直运动、水汽通量和水汽辐合场、涡度平流和温度平流场等,讨论了它们与暴雨和强对流天气发生的关系。并在此基础上,给出了暴雨和强对流天气发生时的三维流场结构。

本文对8个个例进行了计算,每个个例的基本天气特征如表1所示,其中2个是强对流天气,都伴有强烈的飑线和龙卷出现。6个是暴雨个例,其中3个是台风暴雨,2个是锋面暴雨,一个是高空冷涡暴雨。所取的网格格距为100公里,取天气发生时刻或最邻近天气发生时刻的资料进行计算。为了更清楚地了解各类暴雨和强对流天气的动力学特

表1 所研究的暴雨和强对流天气个例表

序 号	日 期	天气系统	出现地区	天 气 情 况
1	1978.4.14	冷 锋	陕西省	飑线和强龙卷
2	1977.5.25	冷 锋	河北省	飑线、冰雹和龙卷
3	1975.8.5-7 “758”	东风扰动和台风	河南省	持续性强暴雨, 极值: 1605毫米
4	1978.7.25	台 风	河北省和北京	局地强暴雨,极值: 400多毫米
5	1976.8.11	台风倒槽	淮河流域,山东半岛	强暴雨,极值: 200多毫米
6	1978.7.28	冷 锋	河北省和北京	暴雨
7	1977.8.1. “778”	高空冷锋	内蒙与陕北交界地区	局地强对流性暴雨,极值: 1400多毫米
8	1978.6.8	高空冷涡	河北省和北京	局地强对流性暴雨,极值: 100多毫米

1979年10月29日收到修改稿。

征,我们还分别对强对流天气、台风暴雨、冷锋暴雨和高空冷涡暴雨的物理量场和流场结构作了对比分析。

二、物理量场的分析

以下我们着重讨论暴雨和强对流天气发生时主要天气区内的散度、涡度、垂直运动、水汽通量、水汽通量散度、涡度平流、温度平流等物理量场的分布特征及其与暴雨和强对流的关系。

1. 散度场 图 1 左是各类暴雨和强对流天气散度垂直分布曲线。可以看到以下几个特征:

(1) 无辐散层多在 550—600 毫巴,这个层次以下是辐合层,以上是辐散层。

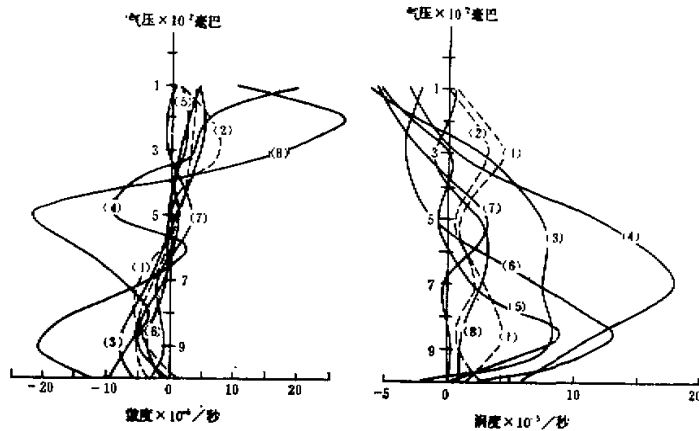


图 1 散度、涡度垂直分布廓线 虚线:强对流天气; 实线:暴雨。1—8 个例序号见表 1

(2) 暴雨的最大辐合层高度约在 900 毫巴,强对流天气的最大辐合层约 750—850 毫巴。看来边界层辐合对于暴雨具有更重要的作用。最大辐合值多在 -5×10^{-5} /秒左右,暴雨和强对流天气在数值上没有明显差别,最大辐散值多在 250—300 毫巴。

(3) 持续性台风暴雨(曲线 3)与减弱台风暴雨(曲线 4)的散度分布有显著差别,对减弱性台风,低层是辐合,中高层也是辐合。而强台风 600 mb 以上为辐散。对于台风倒槽暴雨(曲线 5)与强台风特征大体相似。

(4) 非暴雨区散度分布与暴雨区的散度分布显然不同,基本相反(图略)。只有个别例子中在低层有辐合。

2. 涡度场 图 1 右是各类暴雨和强对流天气涡度垂直分布廓线。两次强对流天气涡度的垂直分布比较相似,尤其是中高层。有三个明显的特点:

(1) 整层为正涡度区。

(2) 有 2 个正涡度极大值,一在对流层下部,一在对流层上部,数值在 $(3-5) \times 10^{-5}$ /秒。

(3) 非强对流天气区整层为明显的负涡度区, 数值为 -5×10^{-5} /秒 (图略)。这一结果表明, 强对流天气主要是发生在深厚的正涡度区中。

暴雨的涡度分布有三个明显的特征:

(1) 在台风暴雨中(曲线 3、4) 300 毫巴以上为负涡度区, 以下为正涡度区。涡度最大值在 850—700 毫巴层中。接近台风中心区的涡度值大, 达 18×10^{-5} /秒。台风倒槽中的正涡度值较小, 层次也较浅薄(曲线 5)。

(2) 在冷锋和冷涡暴雨中, 400—500 毫巴以上为负涡度区, 以下为正涡度区。在高空冷锋和冷涡暴雨中, 低空有时没有明显的涡度最大值, 涡度值比台风暴雨的明显偏小。

(3) 非暴雨区的涡度分布有一些与暴雨区的情况相似(低空是正涡度, 高空是负涡度), 但正涡度层较浅薄, 一般在 500—600 毫巴以下, 数值也较小, 只有 5×10^{-5} /秒, 约为暴雨区的一半, 还有一些个例, 在非暴雨区内, 整层为负涡度。

3. 垂直运动场 如图 2 所示, 垂直运动有以下几个特点

(1) 暴雨和强对流绝大多数发生在深厚的强上升运动区。上升运动最大值多数在 550—600 毫巴, 个别暴雨的情况可高到 400 毫巴或低到 700 毫巴。

(2) 上升运动最大值的量级平均在 -15×10^{-3} 毫巴/秒。

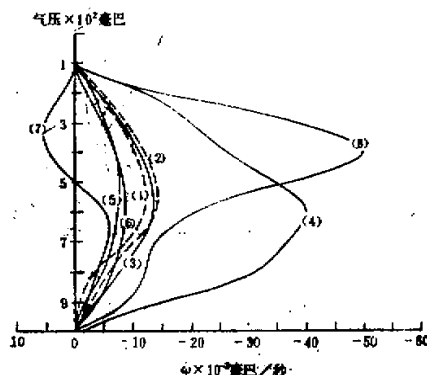


图 2 垂直运动 ($\omega = dp/dt$) 的垂直分布图

虚线: 强对流; 实线: 暴雨。个例序号同上

(3) 持续性台风暴雨与减弱的台风暴雨垂直运动场有明显差异。

(4) 非暴雨和强对流区位于较强的下沉运动区, 下沉运动的最大值在 600 或 700 毫巴, 一般为 $(10-15) \times 10^{-3}$ 毫巴/秒(图略), 因而垂直运动的分布特征对于确定有无暴雨和强对流的发生是一个很重要的物理量。

4. 水汽输送 $\left(\frac{1}{g} \nabla \cdot \mathbf{v}q\right)$ 和水汽通量散度 $\left(\frac{1}{g} \nabla \cdot \mathbf{v}q\right)$ 在所计算的个例中(如图 3 所示),

强对流天气无论是水汽输送或水汽通量散度都是最小的, 850 毫巴以上接近于零, 主要的水汽输送在 850 毫巴以下的边界层中, 愈接近地面愈大, 达 9 克/厘米·毫巴·秒。在暴雨天气中, 以台风的水汽输送为最强。“758”台风暴雨最大(27 克/厘米·毫巴·秒), 这主要是由于低空急流的作用。台风倒槽的水汽输送也很大。其次是冷锋和冷涡暴雨(10

—15克/厘米²·毫巴·秒)。暴雨7是发生在毛乌素沙漠地区的局地强对流性暴雨, 低空的水汽输送很小, 但在500毫巴上有一大值。通过上述比较, 从环境向台风暴雨区输送的水汽量最大, 而向局地强对流暴雨和强对流天气的水汽量最小。水汽输送的最大值在800毫巴层以下, 极值大多在850毫巴。这表明水汽输送主要发生在低层或边界层中。对于非暴雨区, 水汽输送量减小, 只有暴雨区的2/3, 最大输送值也在850毫巴。

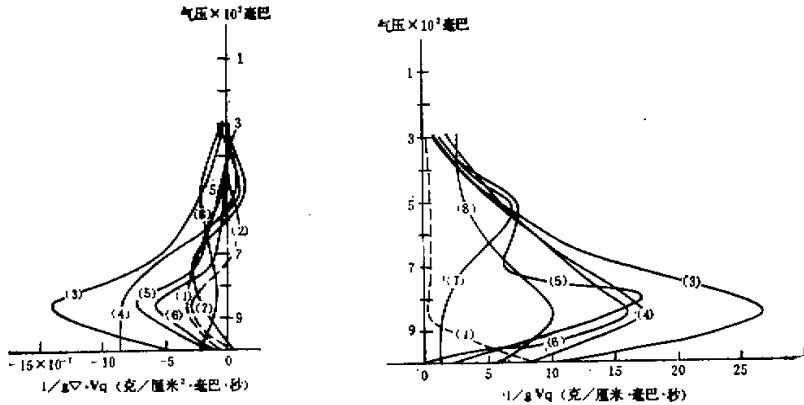


图3 水汽通量(右)与水汽通量散度(左)的垂直分布图。个例序号同上

水汽辐合最强的是“758”台风暴雨, 其次是减弱的台风和台风倒槽暴雨, 因而持续性台风暴雨所要求的水汽辐合最大, 即有很强的水汽供应, 其数值达到 $-(7-14) \times 10^{-7}$ 克/厘米²·毫巴·秒。其次是稳定性冷锋暴雨, 为 $-(6-7) \times 10^{-7}$ 克/厘米²·毫巴·秒。2个局地强对流暴雨的水汽辐合较小, 只有 $-(1-2) \times 10^{-7}$ 克/厘米²·毫巴·秒。因而由环境造成的水汽辐合也很小, 在 $-(2-3) \times 10^{-7}$ 克/厘米²·毫巴·秒, 这与强对流性暴雨相似。

水汽辐合的最大值大多在850毫巴及以下的边界层内, 850毫巴以上很小。只有强对流性暴雨水汽辐合的最大值可出现在较高的层次中, 因而边界层的水汽输送和辐合对于暴雨尤其是持续性暴雨的维持是非常重要的。

无暴雨地区大部份水汽是辐散的, 并且其辐散值也比较强, 达 $(5-12) \times 10^{-7}$ 克/厘米²·毫巴·秒, 最大辐散值出现在850毫巴。

5. 整层水汽水平辐合和垂直辐合 整层水汽水平辐合是

$$I_H = \frac{1}{g} \int_{500}^{300} \nabla \cdot \nabla q dp$$

水汽的垂直辐合或输送

$$I_V = -\frac{\omega \frac{\partial q}{\partial p}}{g}$$

其计算结果如表2所示。对于强对流天气, 整个气柱的水汽辐合为 1.4×10^{-4} 克/厘米²·秒, 其中水汽水平辐合为 0.85×10^{-4} 克/厘米²·秒, 垂直辐合为 0.55×10^{-4} 克/厘米²·秒, 所以从大尺度环境看水汽的辐合量很小。

表 2 整层水汽水平辐合和垂直辐合统计表

序 号	个 例 水 汽 辐 合	暴雨或强对流区			无暴雨或无强对流区	
		水平辐合(10^{-4} 克/厘米 ² ·秒)	垂直辐合(10^{-4} 克/厘米 ² ·秒)	合 计	水平辐合	垂直辐合
1.	1978.4.14	0.85	0.55	1.40	-0.65	-0.5
3	1975.8.5-7	3.6	3.8	7.4	-3.2	-3.2
4	1978.7.25	2.1	2.3	4.4	-0.05	0.05
5	1976.8.11	1.4	1.6	3.0	0.5	0.5
6	1978.7.28	1.0	1.2	2.2	-1.5	-1.6
8	1978.6.8	1.3	1.3	2.6	0.3	0.4
7	1977.8.1	0.8	0.1	0.9	-0.5	0.2

台风暴雨的整层水汽辐合最强,“758”暴雨最大为 7.4×10^{-4} 克/厘米²·秒,是强天气的 5 倍。水汽水平辐合与垂直输送各占 1/2。上述结果说明,台风暴雨的整层水汽辐合是最强的,并且其中 1/2 是从边界层中得到的,这进一步说明了边界层输送的重要性。

冷锋和冷涡暴雨的水汽辐合值只有台风的 1/3,而对于局地强对流性暴雨,整层水汽辐合最小,是 0.9×10^{-4} 克/厘米²·秒。另外 900 毫巴以下水汽辐合也十分小,水汽辐合主要在高空(700—500 毫巴),这与这种暴雨是由高空系统所造成有关。

在暴雨区外多数情况是整层为水汽辐散,只有少数情况有弱的水汽辐合,这与暴雨区的情况有明显差异。

由上面分析可见,水汽的辐合量是区别暴雨和强对流天气有无的一个很好的物理量。并且根据水汽辐合量大小也能进一步辨别是持续性暴雨或阵性对流性暴雨。

6. 涡度平流和温度平流 涡度平流的分布与暴雨和强对流天气的关系似乎并不明显。

温度平流对于强对流天气和暴雨有明显的差异(图略)。在强对流天气时,650 毫巴以上为冷平流,并且冷平流随高度增加。650 毫巴以下是暖平流。这种温度平流分布,尤其是高空冷平流,很有利于位势不稳定层结的建立和发展。暴雨时,在低层大都有暖平流,在高层(400 毫巴以上)为弱冷平流或向上减弱的暖平流,这种平流分布也使层结趋于不稳定,但不如强对流天气明显。对于“778”高空冷锋暴雨暖平流层较厚,到 500 毫巴层以上是冷平流,因而在对流中上层造成了明显的位势不稳定层结。这反映了高空天气系统的作用。

由上可见,温度平流对于暴雨和强对流天气的位势不稳定层结的发展相当重要,其中对于强对流天气,中上层冷平流起着主要作用,而对于暴雨,中低层暖平流起着主要作用。

7. ω 方程各项因子作用的比较 取简化的 ω 方程,按文献[2]方案进行计算,只是在计算中,取网格格距为 100 公里,风场资料以全风记录分析等风向、风速线,再取网格点全风值输入计算机分解为 u 、 v ,然后进行计算。

计算结果表明,对于强对流天气 ω 分布有两个明显的特征(见图 4 左):一是 $\omega_4=0$,

即潜热的作用可忽略不计,一是对总 ω 贡献最大的是温度平流,总 ω 分布与温度平流贡献的 ω_3 分布很相似。涡度平流的贡献(ω_2)与温度平流的贡献相反,这是因为强天气一般发生在槽线上和槽后地区。局地强对流暴雨的特征与强对流天气的情况相似,潜热项都为零。温度平流的贡献占总 ω 的84%,其它项贡献都很小。

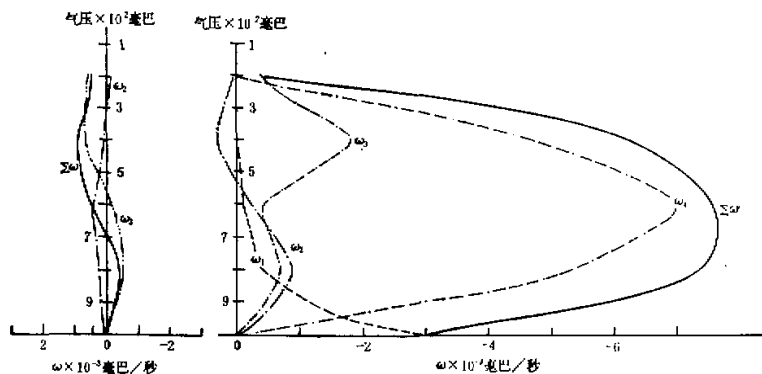


图4 1978年4月14日20时(左)与1978年7月28日08时(右) ω 方程各分量的垂直分布图
 ω ,地形+摩擦项; ω_2 ,涡度平流项; ω_3 ,温度平流项; ω_4 ,潜热项

由上可知,上、下层温度平流差(上层冷干、下层暖湿)对于对流性风暴的发生发展是最重要的因子。由于对流性风暴产生的降水多是局地 and 阵性的,所以凝结潜热的作用并不很重要,这与暴雨的情况有很大的不同。

冷锋暴雨的潜热加热作用很强(图4右),占总 ω 的90%,最大值在600毫巴。其次是温度平流。涡度平流作用很小。冷涡型暴雨中,潜热作用虽然也很重要,但数值要小些,约为总 ω 之45%。最大值在800毫巴,接近冷涡中心的地区,强对流活动占优势,这时潜热项作用明显减少,只占总 ω 的20%,而温度平流和涡度平流的作用增大,占总 ω 的70%。

台风暴雨中潜热项的贡献最大,约占总 ω 的80%左右,比前三项 ω 之总和还大。 ω_4 之最大值位于800毫巴上,最大值达 $-(15-18) \times 10^{-3}$ 毫巴/秒。其次是温度平流的作用,约为总 ω 的20%,最大值在600毫巴。涡度平流的作用很小。地形的作用向上衰减很快。对于弱台风倒槽,由于降水量不很强,所以潜热的作用很小,贡献最大的是温度平流。这与台风的西北侧有冷空气侵入有关。

由上可见,潜热对 ω 的贡献要视降水过程的具体情况而定。愈接近强烈对流天气,潜热作用愈小,愈接近持续性暴雨,则潜热作用越大。持续性暴雨的潜热反馈作用最大。

三、三维流场的分析

首先分析强对流天气环境场的垂直环流结构。图5是1977年5月25日20时南北方向的环流图。由图可见,主要存在两个闭合环流圈,强对流天气区出现在此二个环流圈相

结合的地区,即位于两个环流圈的共同上升区内。在这个地区偏北冷空气沿锋面下沉,并与锋前偏南气流相遇,形成强烈的辐合上升气流。这是一个正环流圈,使位能向动能转换,上升气流加强。在4月14日例中,这种辐合上升气流尤其强烈,其上升速度在500毫巴达20厘米/秒,强上升气流区对应着一个深厚的湿层(图略),雷暴天气就发生在这支上升气流中。

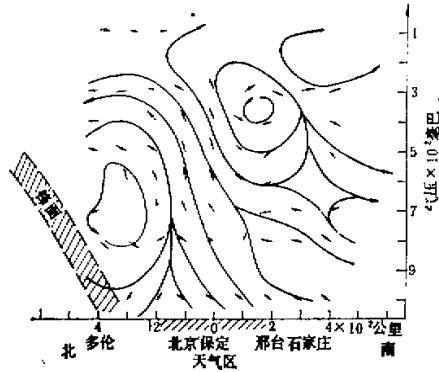


图5 1977年5月25日20时通过暴雨区的南北环流结构图

由此可见,强对流天气中在锋前有明显的环流圈,其中主要有两支气流,一支是从北面来的冷空气,有弱的下沉,它自中、低层向东南扩展。另一支是偏南气流,当它与偏北冷空气相遇时形成强烈的辐合上升气流。由于锋前多为位势不稳定层结,因而常可触发形成强烈的对流性天气。图6是这种环流结构的概略模式图。

下面我们把不同的台风暴雨环流结构作对比分析。“758”暴雨是由登陆后长时间不消亡的台风造成的持续性暴雨^[4]。其特征是暴雨区位于低空急流中心的前方,这里气流几乎垂直上升到高空,并且分支,一支流向东,在急流中心以东地区下沉,另一支则向西迅速转为下沉气流,一直到达近地面层,这与热带扰动中垂直环流型式很相似。

78年7月25日的台风暴雨,是台风在华北登陆后迅速消亡的过程,但由于水汽供应充分和地形的影响,在北京东北部及冀东地区也造成了局地强暴雨,图7给出台风消亡前6—12小时的东西垂直环流圈。可以看到暴雨区是出现在东面环流圈的强上升支气流中,

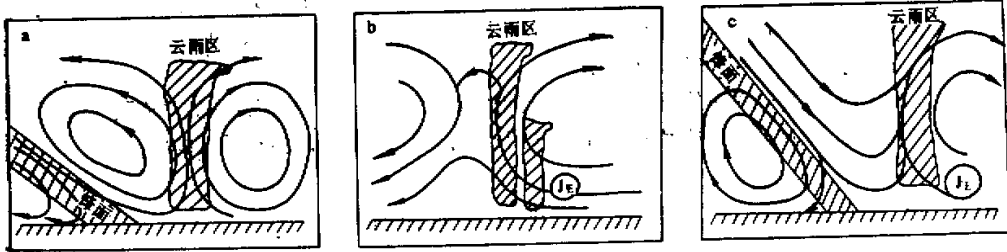


图6 (a) 与强对流有关的垂直环流示意图; (b) 与低空急流有关的暴雨垂直环流图;

(c) 冷锋暴雨的垂直环流图。JL表低空急流或东风急流

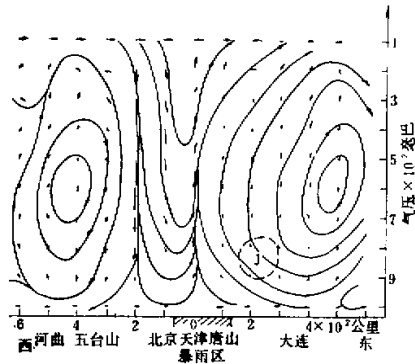


图7 1978年7月25日20时通过台风暴雨区的東西环流结构

这支强上升气流位于低空偏南急流之左侧,另一个明显的特征是在强上升气流之西侧为强下沉气流,这表示冷空气的作用。这支气流是西面环流圈的下沉支,一部分流向后(西方),一部份向前(东),与偏东气流汇合形成上述暴雨区的强辐合上升气流。在南北向环流剖面上(图略),偏南低空急流前方有强上升运动,到中空有一部份转为下沉,在北京及其以北地区是很强的大范围下沉气流区,它抑制了台风环流或上升运动区的向北发展,因而暴雨主要出现在北京以东的上升气流中。

由上可见,对台风暴雨起主要作用的有三支气流:一支是偏南(或偏东)的暖湿气流,它常与低空急流相联系,在低空急流中心前方是强上升气流,暴雨与这支强上升气流密切相关(图6b)。另一支是从西和北方来的强下沉气流,它加强了与偏东气流之辐合,代表冷空气的作用。有时还有一支偏东气流相配合,它与西来或北来冷空气汇合,加强上升气流。

如果比较一下1975年8月5日20时强台风倒槽与1976年8月11日08时弱台风倒槽的环流结构,可以发现有明显的不同。前者的环流结构基本上类似于8月7日(参见图6b)的情况。主要表现为与低空偏东急流有关的正环流圈,层次比较深厚,下沉气流也很强。但弱台风倒槽的垂直环流伸展层次较浅薄。只到500毫巴。并且下沉气流很弱,与其相联系的环流圈范围也很小(图略)。

冷锋和冷涡暴雨垂直环流结构大致相似,如图8所示。在锋前有一个很明显的环流圈,暴雨区也发生在强上升气流区中,这支气流与低空急流有密切关系,强上升气流位于低空急流左侧。另一特点是沿冷锋锋区有强下沉气流,它主要与锋前环流圈的偏东气流辐合增强和维持了这支上升气流;还有一部份流向锋后(西),构成锋后的另一个环流圈。比较图5和图8,就可看出暴雨和强对流天气之间在垂直环流特征上的异同。

冷锋和冷涡暴雨的环流圈也为双圈环流,但一个在锋前,另一个在锋后,两者方向相同。因而锋后一支环流圈的强下沉气流有很大一部份参加到锋前的暴雨环流中(图6c)。有三支气流与暴雨有关,偏西的强下沉气流和偏东的上升气流,这两支气流形成强辐合。第三支气流是逐渐上升的偏南气流。高空冷锋造成的暴雨环流结构与上述情况基本相似,但双圈环流主要位于对流层中、上部。通过比较1977年8月1日08时和20时垂直

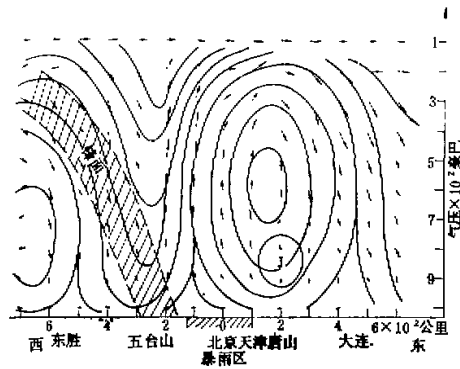


图 8 1978 年 6 月 8 日 20 时通过冷涡暴雨区的东西环流结构

环流圈^[4]的发展变化情况,可以看到,锋后的一个环流圈形成的时间比锋前的早,08 时环流圈的垂直伸展厚度在 500 毫巴以下,锋后的下沉环流圈很明显,锋前的环流圈似还没有形成。20 时暴雨发生时,垂直环流结构有两个明显的变化,一是垂直环流圈高度明显增高,到达 200 毫巴,二是锋前的环流圈形成,并且达到与锋后环流圈相近的强度和范围。由此可见,与暴雨有关的环流圈可能是与暴雨同时发展起来的。最先出现的是与冷空气有关的环流圈。与暴雨相联系的环流圈可能是冷空气激发的结果。但并非所有环流圈的发展都是这种情况,有时与暴雨有关的环流圈可先产生(例如由急流中心的传播造成),西侧或北侧下沉环流圈较弱,以后随着暴雨的加强,冷空气与西侧环流圈也加强,这反过来又使暴雨得到加强。

四、结 语

通过以上讨论可以得到以下一些结果:

(1) 强对流天气与暴雨之间以及不同类型的暴雨之间的物理量分布有明显差别,较显著的是散度、涡度、温度平流、水汽辐合等。暴雨是发生在低空辐合、高空辐散的深厚上升运动区。中、低层强烈的暖平流造成了气层的位势不稳定。水汽要通过边界层输送,向暴雨区大量辐合集中。其中以台风暴雨表现最显著。强对流天气的高空辐散、负涡度区不明显或不存在,中上层的冷平流起着非常重要的作用。水汽的输送和辐合只有暴雨的三分之一,因而强对流天气更主要依靠气柱本身能量(包括低层暖湿)的储存。

(2) ω 方程各项因子的作用分析表明,对于强对流天气温度平流的贡献最大,涡度平流常常作用相反,凝结加热作用可忽略不计。但对暴雨,主要以凝结加热作用为主。

(3) 所得到的环流圈共有三种:一是两圈环流的上升支汇合在一起,这与强对流天气相对应。一种与低空急流中心有关,这与持续性暴雨有关。第三种与一般冷锋暴雨有关。这些环流圈各有其不同的发生发展过程。

致谢: 本工作承陶诗言同志热情指导, 周晓平同志帮助修改原稿, 陈怀义、张炼同志协助计算, 特此致谢。

参 考 文 献

- [1] 丁一汇, 李鸿洲, 章名立等, 我国飑线发生条件的研究(尚未发表)。
- [2] “758”暴雨会战北京组, “758”河南特大暴雨的动力学分析, 气象学报, 37卷 4期, 1979。
- [3] 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺, 1975年8月上旬河南特大暴雨的研究, 大气科学, 第2卷, 第4期, 1978。
- [4] 蔡则怡, 章名立, 显市耕, 王秋展, 沙漠地区的一次强对流暴雨, 气象学报, 39卷 1期, 1981。

A COMPARATIVE STUDY ON THE OCCURRENCE CONDITIONS OF HEAVY RAINFALL AND SEVERE CONVECTIVE WEATHER

Ding Yi-hui Zhang Min-li Li Hong-zhou et al.

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

By using the kinetic method and ω equation, calculations including many physical quantities related to the occurrence of several heavy rainfalls and severe convective weather are presented. The relationship between these quantities and the occurrence of heavy rainfall and severe convective weather are discussed. Finally, the structure of three-dimensional airflow at the time of occurrence of heavy rain and severe convective weather are given.