

梅雨期江淮季风暴雨过程分析*

尤丽钰 王安宇

(中山大学大气科学系, 广州 510275)

摘要 本文对梅雨期间江淮流域出现的一次典型的热带季风暴雨过程进行了分析. 发现此次暴雨过程与中纬度环流的经向发展和一次南海台风登陆越南的过程有关. 中纬度高原槽前暖气流的东进, 其暖平流效应吸引台风外围的低空急流北上、加强. 热带季风的深入大陆, 其湿过程效应促使 100 hPa 层上强辐散中心及其相应的上升运动中心迅速形成, 从而导致大暴雨产生.

关键词 江淮流域, 暴雨, 高空辐散, 低空急流, 热带季风

分类号 P458.121.1

长期以来, 我国气象学家们对江淮流域梅雨期间的暴雨的研究工作^[1], 多侧重于对流层的中低层. 本文将侧重讨论对流层上层 100 hPa 强辐散中心的形成以及台风、热带季风对江淮暴雨的贡献, 并选用 1984 年 6 月 12~13 日江淮流域的暴雨过程进行分析. 资料主要采用欧洲中心 2.5°经度×2.5°纬度 7 层(1000, 850, 700, 500, 300, 200, 100 hPa) u, v, T, Z, RH, ω 资料和国家气象局北京气象中心出版的历史天气图.

1 环流形势分析

1.1 降水概况

此次暴雨过程始于 1984 年 6 月 12 日, 暴雨中心区位于淮河上游的阜阳(164 mm)、固始(147 mm)和驻马店(146 mm). 暴雨区范围较宽, 西至四川的万源, 东至杭州. 13 日雨带向东南移动, 暴雨中心移至长江下游的芜湖(181 mm)、合肥(172 mm)和杭州(168 mm)一带. 14 日东移入海.

1.2 环流形势演变

此次暴雨与欧亚地区中纬环流的一次经向发展过程相联系. 在 200 hPa 图上, 由于上游欧洲大槽强烈发展, 11 日引起其下游的中纬威海脊与高纬乌拉尔山脊迭置发展. 次日, 高纬乌拉尔山脊内有阻高形成, 而在中纬威海脊的下游则出现了高原长波槽及其下游脊

收稿日期: 1992-09-05

* 国家自然科学基金重点项目资助

的发展. 此时, 在 100 hPa 图上, 由于高原槽的发展, 南亚高压中心已从高原西部移至高原东侧 95°E 附近, 贝加尔湖附近为长波脊区, 这种形势有人认为是一种“出梅形势”^[2]. 而本文分析的暴雨过程却在类似的环流形势下出现, 我们认为贝加尔湖是槽区还是脊区可能对梅雨形势的维持还是结束有意义, 而对梅雨的降水过程发生并不是关键的, 关键是在降水区的对流层上层能否形成一个强辐散区.

1984 年 6 月 7 日入梅后, 在 500 hPa 上, 西太平洋副高比较稳定, 且西伸脊点偏西, 在其南侧, 9 日 8401 号台风在南海生成, 于 10 日 20 时前后登陆越南后减弱为低气压, 11 日 20 时后消亡, 这个台风的发展对 6 月 12~13 日降水过程中热带西南风低空急流北上深入中国大陆有很大的贡献. 源自海洋的热带季风伸达长江流域, 不仅带来了大量的热量和水汽, 还使江淮梅雨具有了热带季风雨性质.

2 低空急流与高层辐散

2.1 暖平流作用

500 hPa 图上, 中纬度高原槽经向发展开始于 6 月 11 日 20 时, 比 200 hPa 要早, 高原长波槽的发展使得高原及其以东地区西风带向南扩展至 30°N 以南. 槽前拉萨附近 SW 风由 6~8 m·s⁻¹ 增至 14~16 m·s⁻¹, 昆明以北至四川盆地一带由 8 m·s⁻¹ 增至 12 m·s⁻¹, 这支强而宽阔的 WSW 风气流与槽前暖区相结合形成了大范围的暖平流区, 一个大于 4×10⁻⁵ C·s⁻¹ 的暖平流中心出现在长江流域的两湖地区(图 1a). 此后在高原槽前的 WSW 气流上分裂出一个暖性(无温度槽配合)小槽东移, 12 日 08 时移至 103°E 附近, 槽前四川盆地至宜昌一线风速增至 26 m·s⁻¹, 同时在四川盆地有 0°C 暖中心出现, 表明暖平流在增强. 图 1C 为 12 日 20 时 500 hPa 的温度平流图, 图上的暖平流中心就在暖性小槽槽前的宜昌附近, 强度增强到大于 12×10⁻⁵ C·s⁻¹. 到 13 日 08 时当小槽沿 WSW 风基本气流向 ENE 方向移动时, 受阻于河套东侧的西风带小高压而转向东移动, 同时四川盆地暖中心和强风带均有所南移. 因此, 13 日 20 时的暖平流中心相应向东南方向移动. 14 日随着暖性小槽东移出海, 暖平流中心也移到了东海(图略). 强而持久的暖平流过程的出现, 其暖平流加热效应必然对低空急流和高空强辐散中心的形成起重要作用. 暖平流中心向东南方向移动的趋势与大暴雨中心移动趋势的一致性, 也表明了它对暴雨的产生起重要作用.

2.2 西南风低空急流的形成原因

如前所述这次暴雨是出现在一次台风过程后. Krishnamurti^[3] 曾研究过 1939~1973 年间印度季风中断、活跃与台风活动的关系. 他发现当一个台风来临时, 地面图上开始是越南北部气压下降, 然后是中南半岛形成一个反气旋或脊, 最后在孟加拉湾北部形成一个季风扰动. 我们则认为在台风登陆后中南半岛反气旋或脊形成时期很有利于低空热带西南风急流北上发展. 8401 号台风 6 月 10 日 20 时在越南登陆后, 至 12 日 08 时地面图上在中南半岛便有一高压脊形成, 热带西南季风则从孟加拉湾沿高压脊经过中南半岛一直向长江流域伸展. 在 850 hPa 图上, 6 月 10 日 20 时台风刚登陆时, 其外围的偏南风低空急流仅抵达华南珠江口以西海岸, 到 11 日 20 时已北上到长江中游地区, 一直维持到 14 日.

图 1b 为 6 月 11 日的 700 hPa 温度平流分布. 在洞庭湖附近是与对流层中层 500 hPa

的暖平流中心(图 1a)相迭置的地区,也正是西南风低空气流轴的北端(图略). 这说明了
对流层中下层暖平流加热过程增大了海陆间的加热差异,因此,可把它看作是一种引导热
带季风(以季风潮形式)北上的引发机制.

另一方面,自对流层中下层暖平流中心建立后,其持续的暖平流减压作用,在 12 h
后,即在 12 日 08 时对流层低层便出现了一个大范围的暖倒槽. 槽内有四川盆地热低压发
展,其周围的 24 h 负变高为 60~70 gpm. 在 850 hPa 上自四川盆地热低压中心有一暖性
切变线伸向淮河流域,切变线附近伴有 -40~-50 gpm 的 24 h 变高,气压降低则吸引更多
的季风气流流入,使低空急流得到加强,12 日 08 时最大风速迅速增至 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. 这也
可用其西侧四川盆地热低压强烈发展所产生的非地转风来解释. 可见,在南海台风登陆越南
而引导热带季风抵达华南沿岸的前提下,此次热带西南风低空急流的北上、加强均由暖平
流效应所致,且随暖平流的维持而维持.

2.3 高空辐散的形成原因

我们认为本例高空强辐散的形成是由于暖平流效应和来自海洋的低空西南风急流的
湿过程效应持续作用的结果. 前者造成高空加压的作用,使地转平衡受到破坏,有利于产

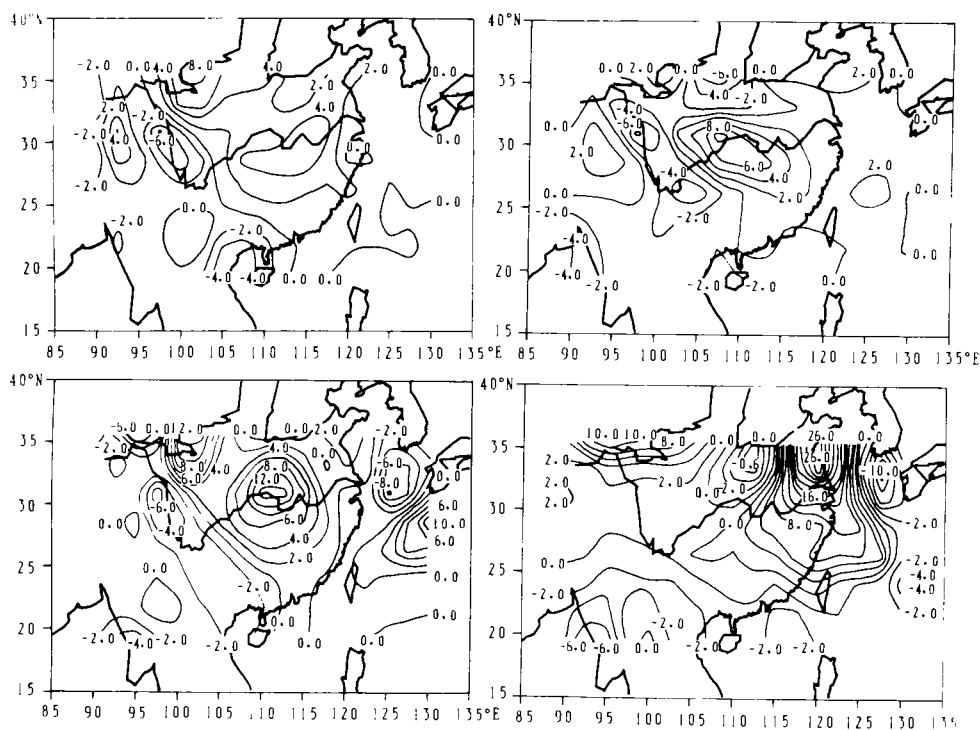


图 1 6月 11~12 日 20 时各等压面上的温度平流分布

(单位: $10^{-5} \text{ C} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 1 Temperature advection distribution for

(a) 11 日 500 hPa; (b) 11 日 700 hPa; (c) 12 日 500 hPa; (d) 12 日 200 hPa.

生高空辐散,但更重要的是后者,Webster^[1]认为:当携带了大量水汽的海洋空气到达大陆上升时,凝结释放潜热,促使上升运动增强和低层降压,进而得以流入更多的海洋湿空气,增温也更大,这样对流层上层温度就要比赤道高得多,并使气压梯度力指向赤道,空气向赤道辐散,也就是说湿过程增强了季风环流和对流层高层的季风高压,如前所述,热带季风于 11 日 20 时开始深入大陆,到 12 日 20 时,高层的季风高压得到了加强,其强大的东伸脊控制江淮流域,同时,高层强辐散中心和强上升运动中心均突然建立(图 2a,图 3a)且正好位于低空急流轴(附有 100 hPa 的散度场上)北端的上空,可见热带季风气流深入大陆后的这种湿过程效应是高空辐散形成的主要原因,也是不同于其他暴雨之处,一般受西风槽影响的暴雨过程,其高空辐散中心形成于 200 hPa 层的高空槽前,主要由涡度平流因子所造成,本例高空强辐散中心则形成于 100 hPa 层上,位于南亚高压东伸脊前的西北气流内,主要由上述湿过程效应所造成,正是这个辐散中心使江淮暴雨能维持持久的强上升运动。

3 江淮季风暴雨形成的特点

满足暴雨发生的天气学三条件是充足的水汽、强烈的上升运动和位势不稳定,不难看出对于 6 月 12~13 日这次暴雨过程来说,这三个条件都是满足的。

来自海洋的热带西南风低空急流的建立和高空强辐散中心的形成是满足前两个条件的基础,图 2 为暴雨期间高、低空的散度场,并在 850 hPa 的散度场上附有 24 h(前一天 08 时至后一天 08 时)的暴雨区范围,第一天的大暴雨中心位于淮河上游的阜阳、固始和驻马店一带,可以看到,暴雨中心主要与 100 hPa 强辐散中心和强上升运动中心(图 3a)相配合,表 1 为通过暴雨中心沿 32.5°N 的垂直速度剖面,强上升运动中心位于 115°~117.5°E 和 300~200 hPa 层高度之间,第二天暴雨中心向东南移至芜湖、合肥和杭州一带,位于 30°N 附近,此时暴雨中心不仅与 100 hPa 强辐散中心和强上升运动中心(图 3b)而且也与 850 hPa 层上的辐合中心相迭置,以致上升运动更为增强,雨量也有所增加,上升运动中心位于 117.5°E~120°E 之间,高度在 300 hPa 层上(表 2)。

由于大形势的稳定,系统移动缓慢(特别是高层)以及西风带槽脊系统的西倾,以致中层 500 hPa 高原槽前的大范围暖平流区得以与 200 hPa 高原槽之下游脊前的冷平流区相迭置,在相迭置的区域则形成范围较大的位势不稳定区,由图 1c 和 1d 可看到,在长江中游以北地区,对流层高层为冷平流区,中层和低层(图略)为暖平流区,大气处于位势不稳定状态,大暴雨中心的西侧为强的位势不稳定层结,这可能是暴雨区向西扩展的主要原因,此后,200 hPa 上的冷平流区并未很快消失而是缓慢东移,于 14 日移到海上,因此,整个暴雨期间在其移经之地位势不稳定条件均满足。

综上所述,此次江淮大暴雨与欧亚地区中纬环流的一次经向发展过程相联系,中纬高原槽的发展促使南亚高压向东移出高原,受其东伸脊控制,我国为暖空气活跃时期,低层 850 hPa 上,伴有热带西南风低空急流的暖性切变线为产生暴雨的直接影响系统,当高原槽前暖气流东进,并以暖平流形式影响高原以东地区时,正好南面有登陆(越南)台风将其外围的强季风气流引至华南沿海,高原槽前的暖平流加热效应则吸引低空热带季风北上,

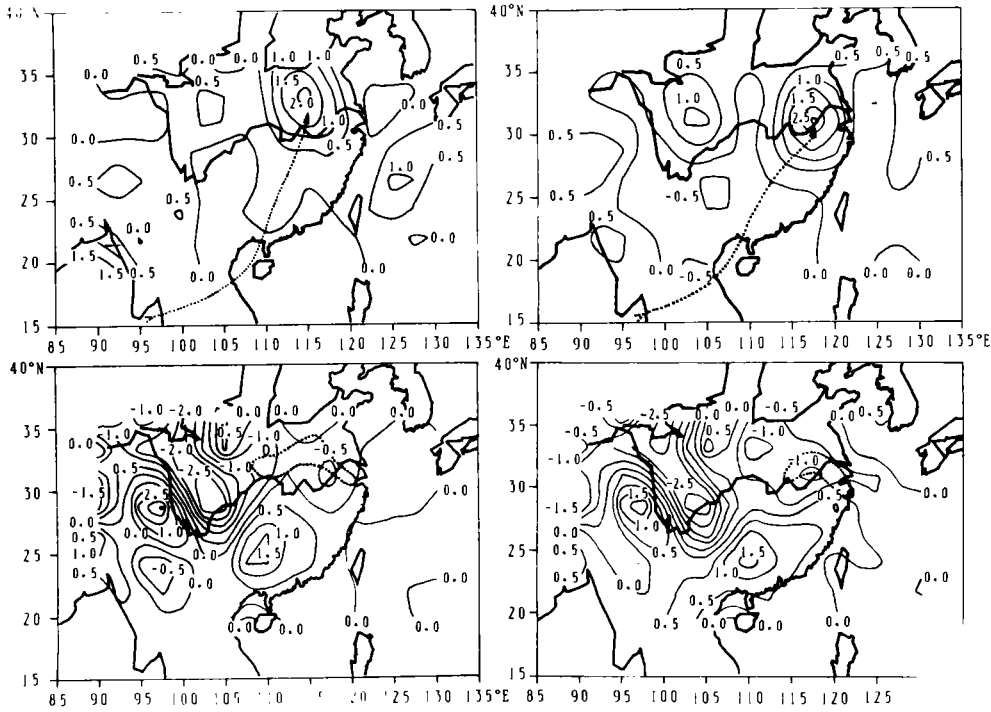


图 2 6月12~13日20时各等压面上的散度场(单位: $10^{-5}s^{-1}$)

Fig. 2 Divergence distribution for

(a)12日 100 hPa; (b)13日 100 hPa; (c)12日 850 hPa; (d)13日 850 hPa.

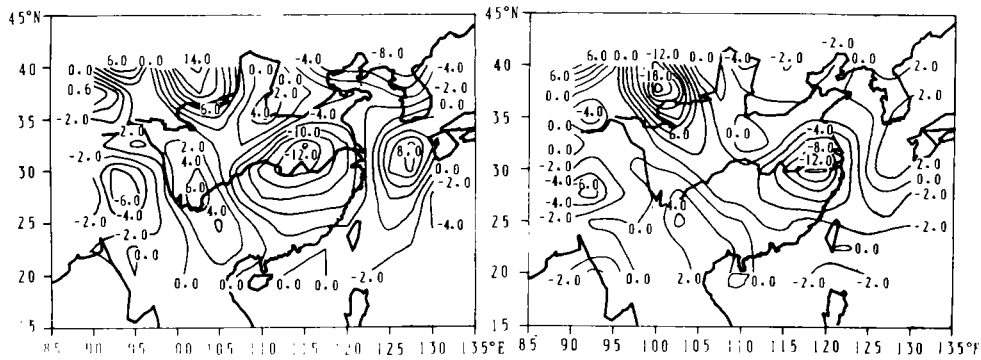


图 3 6月12~13日20时500 hPa上的垂直速度分布(单位: $hPa \cdot h^{-1}$)

Fig. 3 Vertical velocity at 500 hPa for

(a) 6月12日; (b) 6月13日

表 1 6 月 12 日 20 时沿 32.5°N 的垂直速度剖面 (hPa · h⁻¹)

Tab. 1 Vertical velocity distribution along 32.5°N for Jun 12 (Units in hPa/h)

hPa	90	95	100	105	110	115	120	125	130°E								
100	0	-0	-0	0	0	0	-1	-1	-0	-0	-0	0	0	-0	-1	-1	-1
200	1	0	-1	-1	-2	-6	-4	2	-1	-11	-16	-12	-7	-4	1	6	2
300	-3	-1	-1	0	1	-4	-7	-0	0	-9	-16	-16	-10	-3	5	12	5
500	-1	1	3	2	3	2	-0	0	-3	-9	-12	-10	-6	-1	5	9	4
700	-1	-1	0	-0	-2	-1	-3	-2	-3	-9	-8	-2	-1	2	6	6	4
850	-0	-3	-1	-0	-1	1	0	0	-3	-9	-5	3	1	0	4	4	3
1000	-0	-3	0	0	-1	1	0	-1	1	-1	-1	0	-1	-1	1	0	1

表 2 6 月 13 日 20 时沿 30°N 的垂直速度剖面 (hPa · h⁻¹)

Tab. 2 Vertical velocity distribution along 30°N for Jun 13 (Units in hPa/h)

hPa	90	95	100	105	110	115	120	125	130°E								
100	0	0	0	0	-0	-1	-1	-1	-0	0	0	-0	-1	-1	-1	-1	-1
200	-3	-4	-1	3	1	-8	-12	-3	3	-3	-13	-19	-13	-5	-4	-1	3
300	1	-3	-3	0	-1	-8	-11	-3	3	-1	-12	-20	-19	-11	-2	5	6
500	-2	-4	-1	0	0	-1	-3	-4	-3	-4	-8	-12	-12	-5	2	4	1
700	2	0	0	4	0	-4	-4	-4	-4	-6	-10	-12	-8	-1	2	2	-1
850	3	3	2	1	0	-1	-1	0	-1	-4	-7	-4	-1	0	2	1	-3
1000	1	1	1	0	-0	1	1	-1	1	-0	1	0	-2	-0	1	0	0

抵达江淮切变线南侧辐合上升,其湿过程效应则导致高空强辐散中心形成,进而形成强上升运动中心,大暴雨随之产生.由于大形势的稳定性,暴雨持续时间较长.

必须指出,当 14 日暴雨中心移出大陆的同时,高原槽后的冷空气从西路开始南下,15 日其前锋已达南岭,江淮梅雨第一阶段结束.

最后,值得一提的是,本文虽属个例分析,但很具代表性.这类暴雨过程虽非每年出现,但并不罕见,平均每年约出现一次,也不分旱年和涝年,1984 年就是旱年.因此,掌握这类暴雨产生的特点,对于暴雨预报有一定的实际意义.

4 结 论

(1) 梅雨期间当原来平直的中纬度西风带有高原槽发展时,槽前暖气流东进,其暖平流效应既吸引热带季风低空急流北上、加强,也有利于高空辐散形成,使之同时具备产生暴雨所必需的水汽条件和上升运动条件.

(2) 南海台风登陆越南是热带季风得以北上的前提条件.热带季风的抵达大陆,其湿过程效应促使 100 hPa 层上强辐散中心及其相应的强上升运动中心迅速形成,导致大暴雨产生.

(3) 本例中纬度高原槽的发展是由上游中高纬环流的经向发展所引起,而中纬高原槽前的暖平流效应又导致低纬度热带季风北上深入中国大陆.在低、高纬环流的联系中,中纬度高原槽前暖气流的东进起着重要的联系作用.

参 考 文 献

- 1 长江流域暴雨科研协作片技术组. 长江流域暴雨文集. 北京:气象出版社,1982
- 2 朱福康等. 南亚高压. 北京:科学出版社,1980. 29~31
- 3 Krishnamurti T N. 热带气象学. 北京:气象出版社,1987. 158~159
- 4 Webster P J. 自然杂志,1981,12:59~69

An Analysis of Monsoon Rainstorm Process During Mei-Yu Period

You Liyu * *Wang Anyu*

Abstract A typical tropical monsoon rainstorm process during 1984 'Mei-Yu' period over Jiang-Huai River areas was analyzed in this paper. It is found that this process is resulted from the meridional development of the westerlies in mid-latitudes and a typhoon which developed over the South China Sea and finally landed over vietnam. Strong eastward moving warm air currents in the east part of the Tibet-trough in mid-latitudes help the low-level jet stream, which is just located in the outer ring of the typhoon, rush northward and intensify again. That is called the effect of warm advection. While the tropical monsoons invade into the mainland further and further, through the moist process effect, strong divergence at 100 hPa and relative strong upward motion develop rapidly. Consequently, heavy rain occurs.

Keywords Jiang-Huai River areas, heavy rain, upper-level divergence, lower-level jet stream, tropical monsoons

* Department of Atmospheric Sciences, Zhongshan University, Guangzhou 510275