

对流层高层偏北气流在梅雨暴雨中的作用*

翟国庆

(杭州大学地理系, 杭州, 310028)

摘 要

文中对江淮梅雨暴雨过程中的高低空流场特征及物理过程进行分析. 结果表明: 对流层上部青藏高原东侧常有高空偏北大风轴汇入南亚东风急流中. 在这支强北风轴北端发现高空辐散和辐散的增长. 亦即有利于低层辐合上升的持续、发展和加强; 表明了低层西南急流与高空青藏高原东侧的偏北强风轴之间的次级环流圈, 有利于梅雨暴雨的持续.

关键词: 梅雨暴雨, 高空强北风轴, 物理特征, 诊断分析.

1 引 言

江淮梅雨期暴雨过程的天气结构和特征十分特殊, 长期以来一直引起许多气象工作者的关注. 早期, 陶诗言等^[1]就提出梅雨期的大尺度环流形势和季风环流的内在关系. 比较多的关注于西南低空急流以及与此相联系的副热带高空急流入口区的耦合关系^[2~5].

陈受钧等^[6,7]发现, 对流层高层的南亚东风急流对盛夏暴雨环流的构成起十分重要作用. 高层的向南出流可以汇入东风急流入口区从而加强东风急流并由此造成对流层上、下层的耦合关系. 孙淑清^[8]也提出, 梅雨期西南低空急流上方是青藏高原东侧的东北风带, 由此构成一个独特的次级环流, 有利于上升运动加强及低压的发展.

作者在工作中发现, 江淮梅雨暴雨过程中, 对流层高层经常有强的辐散场存在, 它与青藏高原东侧的偏北强风带关系密切. 本文以1991年7月上旬江淮梅雨段和1989年6月浙闽暴雨为例, 重点进行高空环流及与低空环流的相互作用分析.

2 高空流场特征

6月份东亚季节变化中, 对流层高层青藏高原轴线北跳明显, 高压范围东扩, 东亚大陆沿岸地区盛行高空东北气流. 当500 hPa 西太平洋副热带高压脊线北跳过20°N时, 长江中下游梅雨季节亦即开始, 相应地, 低层盛行西南气流.

图1给出1991年7月4日08时梅雨暴雨期间200 hPa 上流场特征. 西北气流在到达25°N附近时折成东北气流而汇入南亚东风急流; 长江流域地区, 高空是一个辐散带, 带内有几个辐散中心分别位于湘西北、长江下游和朝鲜半岛南端, 它们与南侧偏北大风轴有对应关

* 初稿时间: 1996年2月29日; 修改稿时间: 1997年8月18日.

资助课题: 国家自然科学基金49335061和浙江省自然科学基金494029.

系。如黄山地区暴雨区上空对应着高空强辐散区, 辐散中心达到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 它明显地与青藏高压东侧的辐散区有关, 暴雨区北侧槽前气流的南风分量达 13 m s^{-1} , 而南侧则有较强的自浙南转台湾东侧的偏北大风轴, 其200 hPa 轴区的北风分量在 12 m s^{-1} 以上。

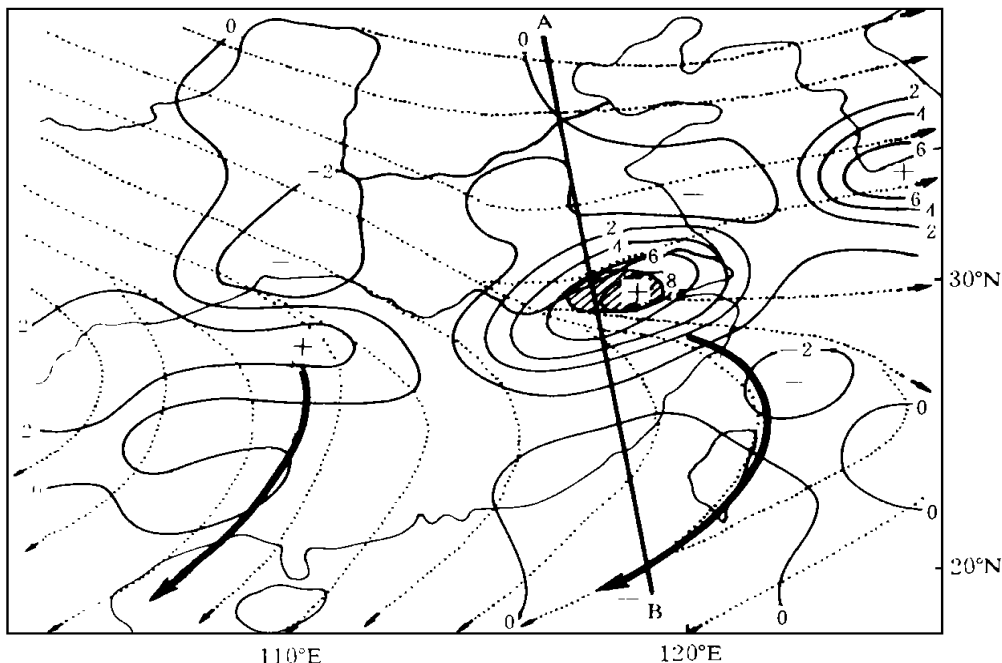


图1 1991年7月4日08时200 hPa 流场(点线)和散度场(实线, $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)
(粗箭头矢量为偏北大风轴, 阴影区为4日02时至14时大于50 mm 的雨区, A ~ B 为剖线位置)

此外, 在图1中, 青藏高原东侧云贵高原附近地区的偏北大风轴已经产生, 位于广西高空(200 hPa)的大风速中心达到 26 m s^{-1} , 其中东北气中的北—东北大风轴的 V 分量值就达 -24 m s^{-1} , 在该轴的北端, 正好构成气流发散区和辐散中心。

取1991年7月4~7日的对流层顶附近的偏北大风轴(北—东北风)和12 h 降水中心的动态(图2)。图中大风轴线位置及降水中的位置编号, 从4日08时(编号1)起至7日08时(编号7)每隔12 h 作一个编号。可以看出, 偏北风轴随同青藏高压东扩而向东位移, 偏北风轴的南段都转为东北风。有意思的是, 长江中游的降水中心与偏北大风轴有相应的运动。在图2中, 4日08时至5日20时(编号1~4), 偏北大风轴运动较缓慢, 轴北端的高空流场特征相似于图1中云贵地区上空, 在这个时段, 日降水量大约在50 mm 以下(细实线, 圈内数值为编号), 高空仍有大于 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心(点线, 圈内为编号)。5日20时之后, 在长江以北有高空槽东移并迅速向东南扩展, 槽前强南风轴已抵达 115 E , 这支高空强南风与其南侧的偏北大风轴之间形成发散流场, 并出现高空辐散中心(编号5), 这个辐散中心与位于安徽的暴雨中心相吻合。可见, 在偏北大风轴的作用下, 高空产生辐散中心, 成为梅雨期暴雨的高空有利流场条件。

对1991年7月上旬长江中、下游出现的暴雨中心上空的辐散值进行统计(表1)。发现在

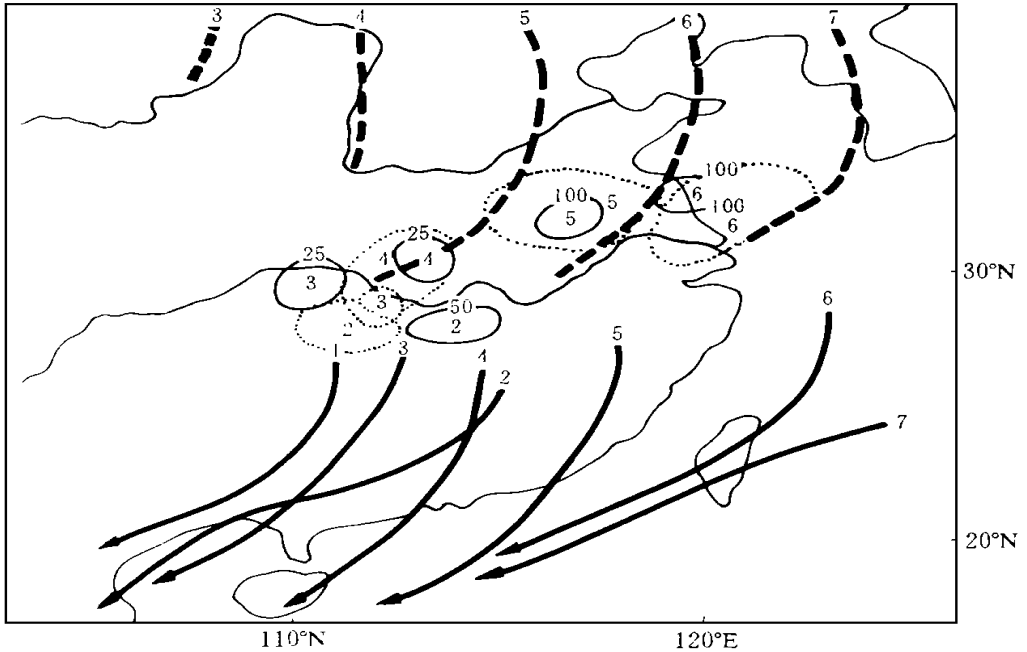


图2 7月4日至7日150 hPa 偏北风轴(粗箭矢)和12 h 降水中心(实线)动态圈
(粗虚线为200 hPa 南大风轴,点线为辐散大于 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的区域)

大暴雨区上空有较强的辐散值,且在高低空的相对散度中占有重要作用,平均可占70%以上.由此可见,在梅雨期暴雨过程中,深厚的对流运动发展必有高空强的辐散相配合,而造成或加强高空辐散中心机制之一的流场特征是在青藏高原东侧有偏北大风轴的活动.

表1 诊断前、后6 h 降水中心上空平均值统计

12h 平均降水中心(mm)	暴雨中心高空散度($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)			暴雨中心区域平均(180 × 180 km)		
	200 hPa 散度	相对散度(200~850)	高空散度所占百分比	200 hPa 散度	相对散度(200~850)	高空散度所占百分比
110	4.1	5.9	69%	3.6	4.7	77%

3 高低空流场的耦合关系

3.1 高低层风场合成特征

取1991年7月上旬和1989年6月中旬,长江中、下游梅雨锋暴雨的6个时次,以诊断时刻的前、后6 h 降水中心为合成原点,合成范围为 17×13 格距,每格距为90 km,对对流层高、低空风场进行合成分析(图3a, b).在暴雨期间,西南低空急流轴伸向暴雨区(图3a),在暴雨区上空,高低空等风速线相对密集;暴雨区西北侧200 hPa 有合成的高空槽前偏南大风轴(粗虚线),其南风分量达 8 ms^{-1} 以上;在暴雨区的东南侧有合成的偏北大风轴(空箭矢),轴区200 hPa 高度北风分量在 10 ms^{-1} 以上.因此,由南、北大风轴之间构成的辐散中心十分明显(图3b),平均可达到 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上,其中心略偏东于合成暴雨中心(*),也偏

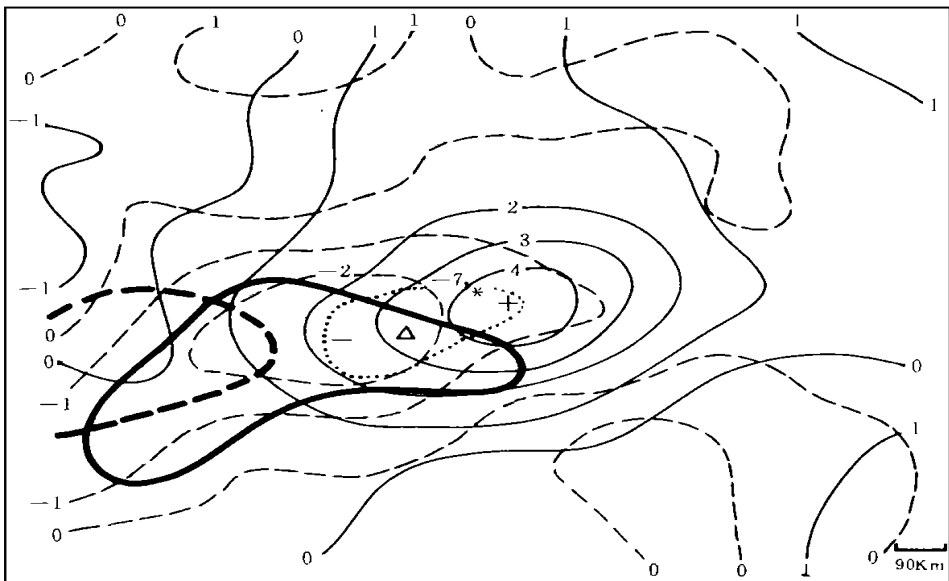
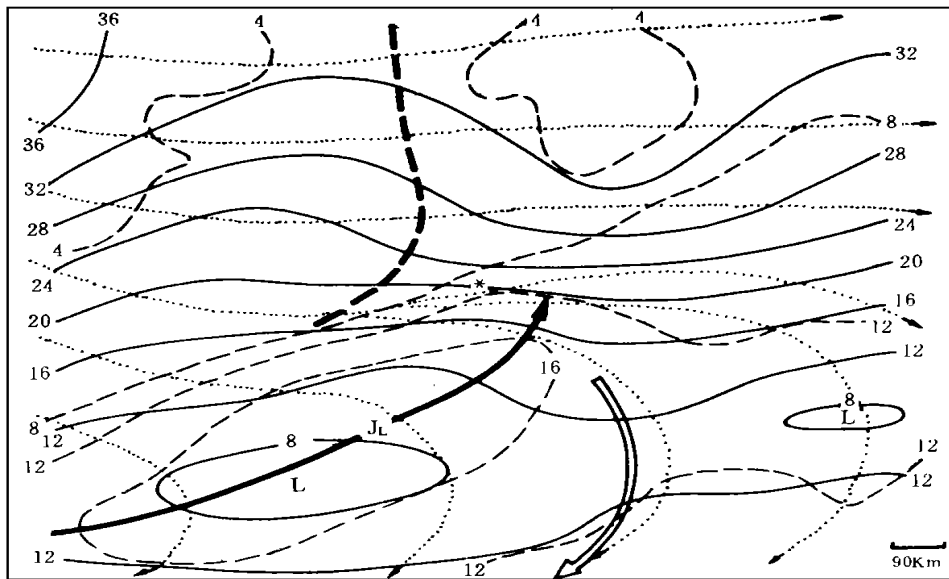


图3 高低空风场合成图(右下角为合成的格距尺度,下同)

(* 为合成暴雨中心; a. 实线、点线和L 为200 hPa 等风速线、流线和
 小风速中心, 虚线为850hPa等风速线; b. 实线、虚线为高低
 空散度, 点线为 $-\omega$ 中心区, 粗实线和粗虚线分别为前12h高、
 低空合成辐散(大于 $2 \times 10^{-5} s^{-1}$)和辐合(小于 $-2 \times 10^{-5} s^{-1}$)区)

东于低空急流左前侧的辐合中心(细虚线, $\times 10^{-5} s^{-1}$), 这也意味着, 这种类型下的高空辐

散与低空辐合可能出现不垂直. 高低空散度中心偏离也使得垂直上升运动轴略向东倾斜, 中层上升运动中心() 位于低空辐合与高空辐散中心(点线, $-7 \times 10^{-3} \text{hPa s}^{-1}$). 需要说明, 以不同时段暴雨中心为合成原点, 其结果会有差异, 但趋势不变. 为证实, 图中还给出合成时刻前12 h 的高低空散度中心区(大于2或小于 $-2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$). 合成分别表明, 在暴雨发生前期, 高空已有明显辐散区(粗实线) 向东靠近未来暴雨中心; 在低层, 与低空急流相伴的辐合中心略偏远(西) 于未来暴雨中心. 可见, 在有青藏高原不断东扩的条件下, 东侧偏北大风轴引起或加强其北端的高空辐散中心较为稳定.

3.2 经向垂直环流特征

图3中已表明, 暴雨区上空风速相对呈密集带, 显然, 这有助于低空有较强的偏南气流造成的辐合和高空分别向南、北的气流而引起的辐散. 为反映暴雨上空的这种流场分布所引起的垂直环流, 采用 v 分量垂直差的水平分布来表示经向环流的强度. 当 v 分量垂直差出现的负值区时, 表明高空北风与低层偏南风或偏南风随高度减小所构成了暖区下沉, 冷区上升的经向环流, 它有助于加强高层向南, 低层向北的补偿气流, 亦即有利于加强暴雨区的辐合上升. 图4给出了高低空 v 分量垂直差的合成(实线). 图中可见, 暴雨发生在 v 分量垂直差的水平梯度较大地区的零线附近; 该垂直差的强水平梯度区对应着相对辐散中心(虚线, 200 hPa ~ 850 hPa), $4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 的合成相对辐散范围区基本位于偏南大风轴与偏

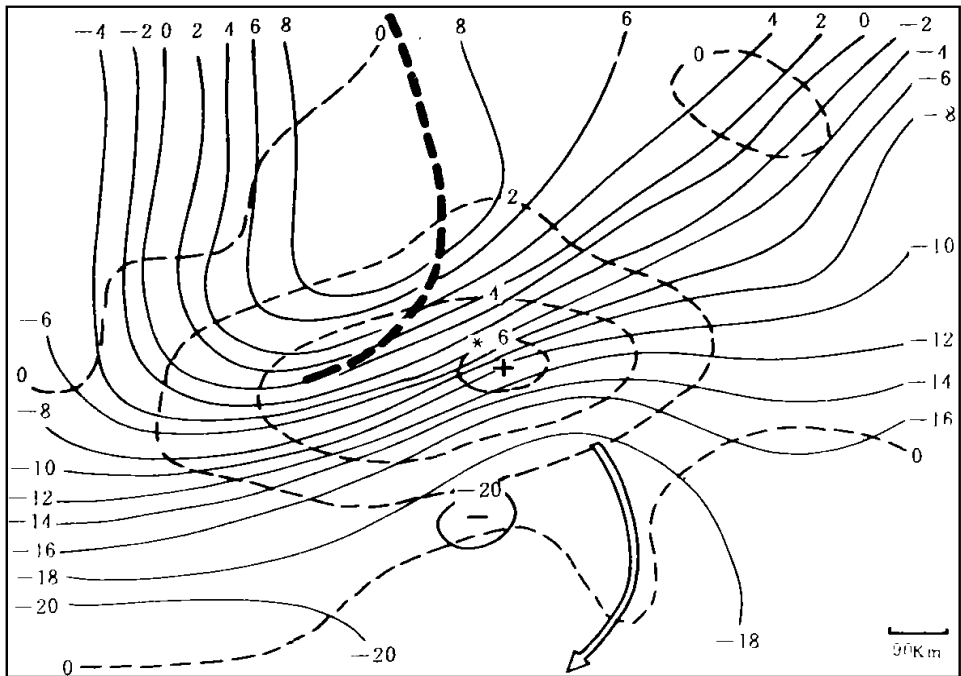


图4 高低空 v 分量垂直差(实线, m s^{-1}) 和相对散度(虚线, $\times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) 合成图
(空箭矢线为偏北大风轴, 粗虚线为槽前偏南大风轴)

北大风轴之间, 中心值平均达到 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 强的上升运动区出现在暴雨中心、垂直差的强水平梯度区的附近(参见图3b中的点线区), 也即表明, 强上升运动区位于 v 分量垂直差的零线附近. 自然在没有高空西风槽情况下, 上述的特征可能会有区别. 由此可见, v 分量垂直差零区, 以及强水平梯度区的出现, 极有利于低层垂直上升运动的发展.

图5为1991年7月6日08时的穿越暴雨、高低空急流轴的南北向剖面(参见图1AB线). 来自对流层低层的低纬度地区的一支向北分量的气流, 经过西南低空急流轴后强烈上升, 该地区也是低空急流左前侧的低空辐合区(粗实线); v 分量在到达对流层高层后分离为两支, 一支继续向北, 形成一个 23 m s^{-1} 的南风大值中心, 高度约在250 hPa左右, 另一支 v 分量转向南, 在华面地区高空(150 hPa)形成强北风中心, 北风分量达到 28 m s^{-1} . 该例十分清晰地反映出, 在低空急流的左侧, 形成非常明显的低空辐合中心($-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)与高空辐散中心($6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 该高空辐散中心主要是高空 v 分量向南北分支的结果, 它的分支也就有利于构成围绕暴雨区南北的两个经向环流. 在梅雨暴雨中, 南侧的反环流耦合高空偏北大风中心与西南低空急流, 图5中影阴区为北风加东风分量, 它表明, 青藏高压东侧的高空强偏北风在向南运动中主要汇入南亚东风急流中去(图略); 高空强偏北风轴的另一部分加强了暖区下沉的气流, 从而有利于形成青藏高压东侧的高空偏北大风与西南低空急流之间的耦合关系, 该经向环流基本呈东北—西南走向.

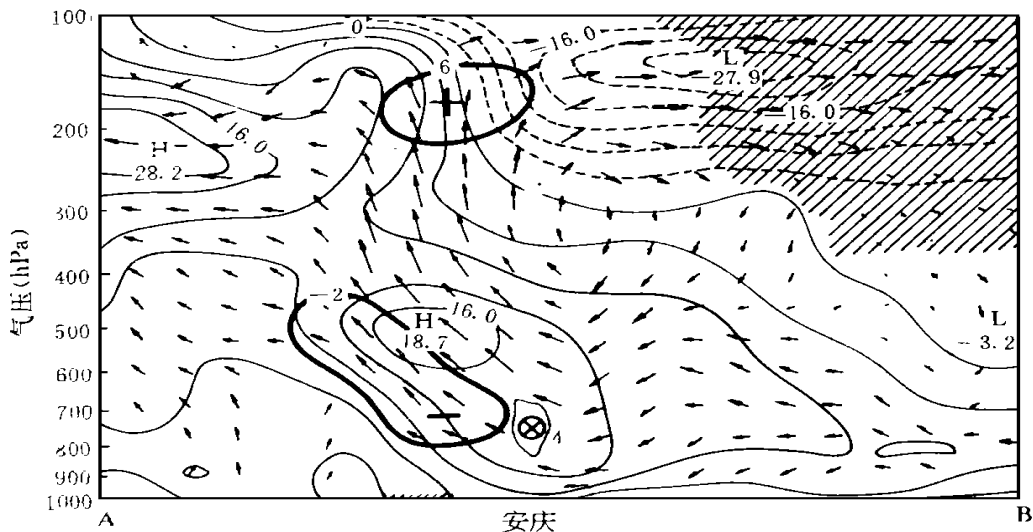


图5 经向风的南北向垂直剖面图

(实线为南风等风速线, 虚线为北风等风速线, 斜影区为东风加北风,
←为西南低空急流轴的位置, 粗实线为散度中心区, 框底阴影为暴雨区)

3.3 高低空气流耦合条件下的稳定度特征

图6的剖面位置与图5相同, 实线为等 θ 线. 在暴雨区和强上升区 θ 的垂直分布趋向中性, 而相对湿度 80% 的范围一直升向对流层高层300 hPa附近, 它提供了降水所需的水汽条件和潜在不稳定. 华南至南海上空有 θ_e 小值中心, 它位于反环流的下沉支, 相对湿

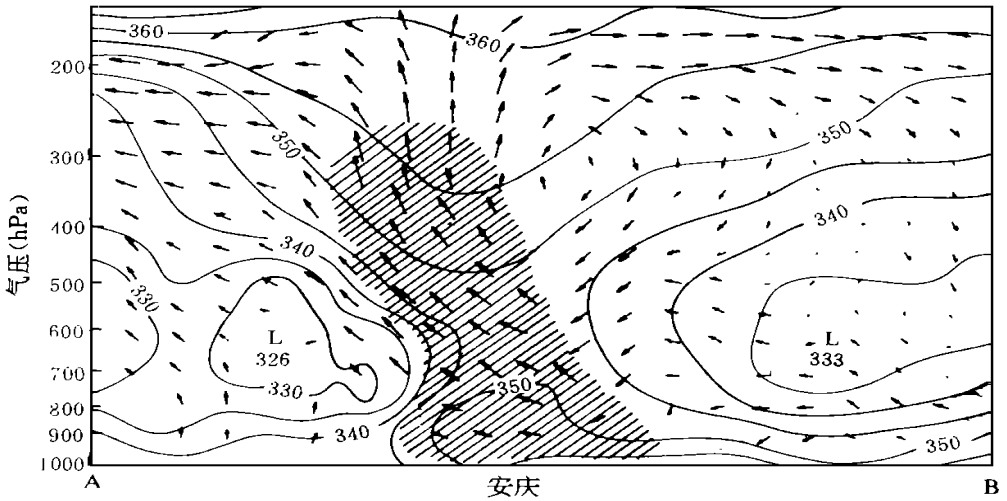


图6 稳定度的垂直剖面图

(实线为等 θ 线(K), 阴影区为相对湿度大于80%地区, 其余同图5)

度的小值区. 位势不稳定, 位于反环流下沉支北侧. 显然, 暴雨区南侧的垂直反环流有利于向暴雨区提供热力和动力条件.

3.4 高空偏北大风轴与高空辐散的变化

青藏高压东侧的偏北大风轴与低空西南急流轴之间的耦合, 起到了有利于梅雨暴雨增强的作用. 它一方面通过垂直环流不断向暴雨区输送热力条件, 另一方面, 通过高空有利的散度发展的动力因素促进垂直运动进一步加强. 这种高低层辐散辐合增长因素可以通过散度方程中有利于散度增长或维持项来证实^[9], 将散度方程表示成:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial x} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right] - \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right) - w \frac{\partial D}{\partial p} - \left[\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial p} \right] - f\zeta - \beta u$$

定义上式前两项为不均匀场(-NUF), 即:

$$NUF = \frac{\partial}{\partial x} \left(u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

当 $NUF > 0$ 时, $\frac{\partial D}{\partial t} < 0$, 有利于辐合的增长, 反之, 有利于辐散增长. 该项表征了散度发展的趋势.

采用200 hPaNUF 与850hPaNUF 之差来代表整个气柱的相对散度增长项(ΔNUF). 图7给出了这项的合成特征. 当 $\Delta NUF > 0$ 时(图7实线), 则表明高(低)层辐合(散)增长不利于上升运动的发展, 反之, 当 $\Delta NUF < 0$ 时, 则相反(图7中虚线). 在暴雨中心(图中*)的东侧, 有合成 ΔNUF 的负中心, 平均值可达 $-4 \times 10^{-9} s^{-2}$. 引人注目的是, 该平均负中心正好位于平均偏北大风轴的北端, 这说明, 高空偏北大风轴是有利于高空辐散增长因素之

一. 由表2也可看出高低层 NUF 值的分布(见表2).

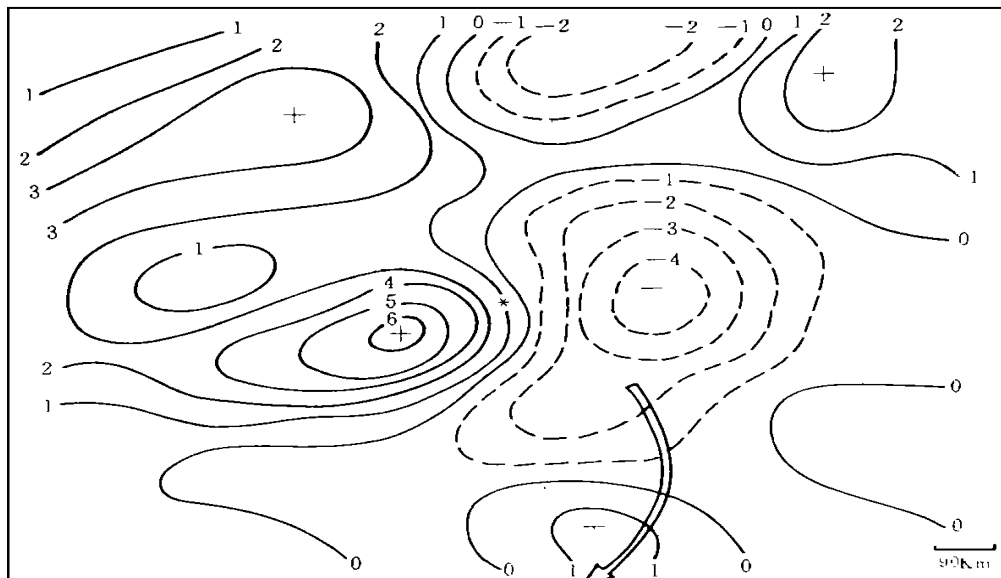


图7 ΔNUF 合成图($\times 10^{-9}\text{s}^{-2}$)
(实线为200 hPaNUF 大于850 hPaNUF 线)

表2 暴雨中心以东平均 NUF 值和对 ΔNUF 负中心的贡献

暴雨中心东侧 NUF		暴雨中心东侧 ΔNUF 负中心(180 × 180 km) 平均值			
平均极值($\times 10^{-9}\text{s}^{-2}$)		850 hPa		200 hPa	
850 hPa	200 hPa	平均值	占 ΔNUF 百分比	平均值	占 ΔNUF 百分比
1.67	- 3.62	1.01	30%	- 2.34	69%

如表2表明,暴雨中心东侧高低层分别有较强 NUF 出现,即低层有利辐合增长和高层有利辐散增长,而高层负 NUF 区对 ΔNUF 负中心的贡献又可以超过了一半,尤其是表2的类型已达到69%,这也证实了前面所述的青藏高原东侧强偏北大风与低空急流耦合所造成的有利垂直运动发展的动力因素,它对未来暴雨落区有预示性.在暴雨西侧还有强的 ΔNUF 正值中心,预示着暴雨中心西侧由上升将转为下沉,因而雨区将减弱,而在东侧,上升运动将得到发展,雨区将向东移.图7的特征,也充分说明了江淮梅雨降水的持续、强烈的重要原因之一.

4 小 结

(1) 梅雨期暴雨中,出现活跃的西南低空急流同时,在对流层上部,由于青藏高原向东扩所引起在高压东侧出现偏北大风轴,有时,这支大风轴的 v 分量可达 -30 m s^{-1} 左右,它向南运动并转为东北风而汇入南亚东风急流中,由此构成了新的上下层流场之间的耦合关系.

(2) 梅雨期暴雨上空有低空辐合高空辐散的垂直散度中心,且高空辐散往往大于低

空辐合,有时高空辐散中心明显向东伸展而在暴雨中心东侧形成高空辐散中心,其中之一是由青藏高原东侧的偏北大风轴引起的发散流场,这个分流处正好位于低空急流轴的前端;由此特征下的高空有利于辐散增长区明显地产生于偏北大风轴的北端,并偏东于高空辐散和相对辐散中心,这也表明有利于高空辐散的机制维持和增强,同样也表明这种有利的作用稳定东传而使得梅雨暴雨得以维持的正反馈机制。

(3) 低空急流左前侧的上升运动在上述有利条件下使得上升运动加剧,造成深厚的相对湿度高值区。高空强的向南气流一部分汇入东风急流内,一部分构成顺时针的下沉气流,由此构成西南低空急流与高空青藏高原东侧的偏北强风轴之间的特殊次级环流圈,它在江淮梅雨暴雨期中的维持有重要意义。

致谢: 本文得到中国科学院孙淑清教授和杭州大学高坤教授的帮助,在此表示衷心感谢。

参考文献

- 1 陶诗言等. 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, 1958, 29: 119 ~ 134
- 2 陈受钧. 1956年6月东亚上空风场与温度场. 北京大学学报, 1961, 2: 77 ~ 84
- 3 Ninomiya K and Akjyama T. Baiu frontal zone and heavy rainfalls. Meteor Res Note, 1979, 138: 277
- 4 孙淑清等. 梅雨锋的维持及其上扰动发展特征. 应用气象学报, 1996, 7: 153 ~ 159
- 5 黄安丽等. 对流层高低空急流耦合的动力学分析. 杭大学学报, 1982, 9: 356 ~ 364
- 6 Chen S J and Dell'Oso L. Numerical prediction of the heavy rainfall vortex over eastern Asia monsoon region. J Meteor Soc Japan, 1984, 62: 730 ~ 747
- 7 陈受钧. 梅雨末期暴雨过程中高低空环流的耦合——数值实验. 气象学报, 1989, 47: 8 ~ 15
- 8 孙淑清等. 1991年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993. 69 ~ 106
- 9 孙淑清. 低层风场在暴雨发生中的动力作用. 大气科学, 1982, 6: 394 ~ 403

THE EFFECT OF THE UPPER NORTHERLY FLOW ON THE HEAVY RAINFALL IN MEI-YU SEASON

Zhai Gouqing

(Department of Geography, Hangzhou University, Hangzhou, 310028)

Abstract

In this paper, the features of the high and low level wind fields in the cases heavy rainfall during Mei-Yu season are analysed. The results show that, the axis of strong upper northerly flow, located on the east side of the Qinghai-Xizang High converg into the South Asia easterly jet, plays an important role in the long lasting heavy rainfall over Jiang-Huai Basin. This northerly flow enhances the upper divergence which is favorable for the development and reinforcement of low level convergence. The horizontal gradient of vertical wind shear of the v component contributed to the secondary circulation between the low-level southeast jet and high-level strong northeastlies, which is responsible to the lasting of heavy rainfall during the Mei-Yu period.

Key words: Rainstorm in the Mei-Yu period, The axis of high-level strong northerly, Physical character, Diagnostic analysis.