

1998年武汉大暴雨过程的切变涡度及非绝热加热垂直结构分析^①

周 兵

(中国科学院大气物理研究所, LASG, 北京, 100029)

徐海明 谭言科 何金海

(南京气象学院, 南京, 210044)

摘 要

文中通过比较1998年武汉大暴雨期间相对涡度、切变涡度和纬向切变涡度(ζ_1), 发现 ζ_1 中心与暴雨中心位置有更好的对应关系, 其在时序上高空负纬向切变涡度发展要超前强降水出现约1 d。暴雨发生前高空反气旋性涡度增强, 且与此同时, 低层要求有正涡度发展。暴雨发生时段对应着 Q_1, Q_2 的高值区, 并具有强上升运动, 且 Q_1, Q_2 两者之间存在较强的耦合。视热源中心在450 hPa, 而水汽汇中心主要在600 hPa附近。 Q_1, Q_2 局地变化和平流变化是反位相分布的, 共同的作用是减小对加热的贡献。 Q_1 中局地变化可省略, 但 Q_2 中局地变化在第2次强降水时段可达4 K/d左右, 因此不能省略。垂直输送项在 Q_1, Q_2 中是最主要的加热项。
关键词: 纬向切变涡度, 视热源, 水汽汇, 武汉大暴雨。

1 引 言

夏季江淮流域持续性强降水是导致该地区发生洪涝灾害的直接原因。如1954, 1991和1998年长江流域3次严重洪水均由频繁的暴雨、大暴雨所诱发。陶诗言等^[1,2]系统地研究了中国大暴雨的分布特用其成因, 指出暴雨过程存在着复杂的多尺度相互作用; 丁一汇^[3]等指出高低空流场配置及相互作用在暴雨发生发展过程中起着重要作用; 陈受钧^[4]通过对梅雨期暴雨高低空环流耦合的数值试验, 发现耦合主要发生在低空急流和南亚东风急流之间; 而斯公望等^[5]明确指出对流层上部和对流层下部的大尺度环流形势对梅雨降水都有重要的影响, 认为实际预报应着眼于南亚高压北缘高空气流发散引起的辐散。

江淮流域大暴雨的发生除与上述高低空环流形势的变化有关外, 还与非绝热加热等热力强迫密切相关。20世纪90年代前, 很少有人计算过长江梅雨期暴雨、大暴雨热源热汇的分布, 但在Luo和Yanai等^[6,7]发展和完善了视热源和水汽汇计算方案后, 丁一汇

① 初稿时间: 2000年5月15日; 修改稿时间: 2001年3月18日。

资助课题: 国家重点实验室研究项目(40023001)和我国重大天气灾害的形成和预测理论研究项目(1998040908)。

等^[8,9]对长江中下游梅雨的热源和热汇进行系统性分析,给出了梅雨期加热的主要特征,阐述了1991年江淮梅雨期间降水性质及其对流活动,暴雨过程大气非绝热加热是一个值得关注的问题。

本文利用1998年SCSMEX试验资料和NCEP/NCAR逐日6h再分析资料,针对长江中游二度梅雨季武汉一次大暴雨过程,从大气切变涡度的分析出发,计算了视热源和水汽汇,分析了非绝热加热和纬向切变涡度与暴雨强度及落区的关系。

2 计算方法和资料

分析中采用对流层收支方案来估算大气视热源(Q_1)和水汽汇(Q_2)^[7,10],它们可分别写成如下形式:

$$Q_1 = \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{\omega} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\kappa} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right) \quad (1)$$

$$Q_2 = - \frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \quad (2)$$

上式中 T 为气温, q 为水汽混和比, θ 为位温,其它均为气象常用符号。式中右端3项分别为局地变化项、水平平流项和垂直输送项。同时,由于热力学方程和水汽方程可分别写成:

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \nabla \cdot s \mathbf{V} + \frac{\partial s \omega}{\partial p} = Q_R + Lm \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q \mathbf{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} = -m \quad (4)$$

式中 $s = c_p T + gZ$ 为干静力能量, Q_R 为辐射加热率, m 为单位质量空气净凝结率, $m = c - e$, c 为单位质量空气凝结率, e 为云和雨滴的再蒸发率。 Q_1 表示单位时间内单位质量空气的增温率, Q_2 表示单位时间内单位质量水汽凝结释放热量而引起的增温率。对公式(3)和(4)采用尺度分离法可改写成下述形式:

$$Q_1 = Q_R + Lm - \frac{\partial}{\partial p}(\overline{s \omega}) \quad (5)$$

$$Q_2 = m + \frac{\partial}{\partial p}(\overline{s \omega}) \quad (6)$$

上述两式中右端的最后一项表示积云尺度涡动垂直输送。所有符号“—”均表示水平面上的滑动平均,而“ $\bar{\quad}$ ”表示积云对流等尺度涡动对大尺度平均场的偏差。文中采用Shapiro的9点平滑技术^[11],减弱或滤掉短波扰动。考虑到垂直速度的计算会直接影响式(1)和(2)中 Q_1 和 Q_2 的结果,因此,参照罗会邦等^[12]给出的大气下边界和上边界的 ω 公式:

$$\bar{\omega}_s = -g \frac{p_s}{RT_s} \left(\frac{\bar{u}_s}{a \cos \varphi} \frac{\partial \bar{t}}{\partial \lambda} + \frac{\bar{v}_s}{a} \frac{\partial \bar{t}}{\partial \varphi} \right) \quad (7)$$

$$\bar{\omega} = \left[\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{\theta} - \frac{(p_0/p)^{\kappa}}{c_p} Q_R \right] / \left[- \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right] \quad (8)$$

式中 p_s , T_s , u_s , v_s 分别表示地面气压、地面温度、地面纬向风和经向风,其中 Q_R 为辐射加热率。根据Doppliek^[13]和Yanai等^[7]对不同区域的分析计算,结果表明在对流层顶 Q_R 量值很小,为此在本计算中假定 $P_T = 50$ hPa时 $Q_R = 0$,使得在对流层顶垂直速度不为0。对

连续方程在满足上下边界 ω 条件下 O'Brien 的方法^[14]进行修正, 地面气象要素采用丁一汇^[15]所用方法进行计算。

对式(1)和(2)进行垂直积分后得到整层加热 Q_1 和 Q_2 , 公式中 P , H_s 和 E 分别为地面降水量、单位面积向上输送的感热通量和涡动水汽通量(蒸发)。

$$Q_1 = Q_R + L \cdot P + H_s \quad (9)$$

$$Q_2 = L \cdot (P - E) \quad (10)$$

计算所用资料为中国国家气候中心提供的 NCEP/NCAR 逐日 6 h 一次 2.5×2.5 经纬度格距再分析资料, 气象要素包括等压面上的风速、气温、高度场和相对湿度。实际计算过程中先用三次样条插值将上述要素插值到垂直间隔为 50 hPa 的等压面上, 然后利用式(1)和(2)计算 Q_1 和 Q_2 。计算时间为大暴雨发生期间及其发生前后阶段, 计算范围 $15 \sim 45 \text{ N}$, 90 E 以东区域。TBB 资料水平分辨率 0.25×0.25 经纬度, 步长为 3 h, 雨量资料来自 SCSMEX 试验期 6 h 观测值。

分析中为研究高空切变涡度与暴雨中心位置的关系, 还将相对涡度在自然坐标系下分解成切变涡度和曲率涡度^[16], 并用下式表示:

$$\zeta = V \cdot K_s - \partial V / \partial n \quad (11)$$

上式右端第 1 项反映的是曲率效应, 第 2 项为切变效应。s 为切线方向, n 为法线方向。切变涡度(ζ)可分解成以下形式:

$$\zeta - \frac{\partial V}{\partial n} = (\sin \beta \cdot \frac{\partial V}{\partial x} - \cos \beta \cdot \frac{\partial V}{\partial y}) \quad (12)$$

式中 V 和 β 代表风速和风向, β 从 x 轴算起。右端第 1 和 2 项分别反映了全风速切变在 x, y 方向的投影, 后文中简记为 ζ_1, ζ_2 , 而 ζ_1 对暴雨落区有一定的指示意义^[17], 为此, 文中将着重讨论 ζ_1 的变化特征。分析中如无特别标明, 所用时间均为世界时。

3 降水大尺度环流特征及其切变涡度分析

图 1 a 给出了 1998 年 7 月 21 ~ 22 日武汉大暴雨过程 48h 累计雨量分布, 可以清楚地看到, 长江中游地区最大降水量达 458 mm。同时看到, 武汉以西中国西南的川东黔东南湘北一带也有大暴雨发生。从逐 6 h 长江中游地区($29 \sim 31 \text{ N}$, $112 \sim 118 \text{ E}$) 范围内平均降水演变特征(图 1b) 分析可知, 武汉强降水主要集中在 20 日 18 时 ~ 21 日 06 时和 22 日 00 ~ 06 时两个阶段, 其 12 h 和 6 h 雨量分别达到 266 mm 和 131 mm。区域平均 32 mm/6 h 的最大雨量值出现在 22 日 06 时。

高分辨 TBB 云图所反映的对流活动(图略)表明, 对流云首先在青藏高原东侧形成, 随后向东移出高原, 在四川境内发展, 并沿着 700 hPa 切变线向东扩展到 115 E ; 同时, 西来槽移到青海湖附近生成一个西北低涡, 与抵达四川盆地的西南涡相连接加强后继续东移, 其后冷空气在长江中游停留, 于 21 日和 22 日分别出现两次增强过程, 在武汉形成了两次强降水过程。850 hPa 水汽通量散度的计算结果(图 2) 显示, 大暴雨期间长江中游一带为强水汽辐合中心($-8 \times 10^{-8} \text{ s}^{-1}$), 水汽主要通过南海附近经向输送和孟加拉湾北部纬向输送但在 105 E 转为西南气流共同完成的, 而中国华南西南部成为水汽运送的中转或纽带, 出现 10^{-7} s^{-1} 辐散中心。

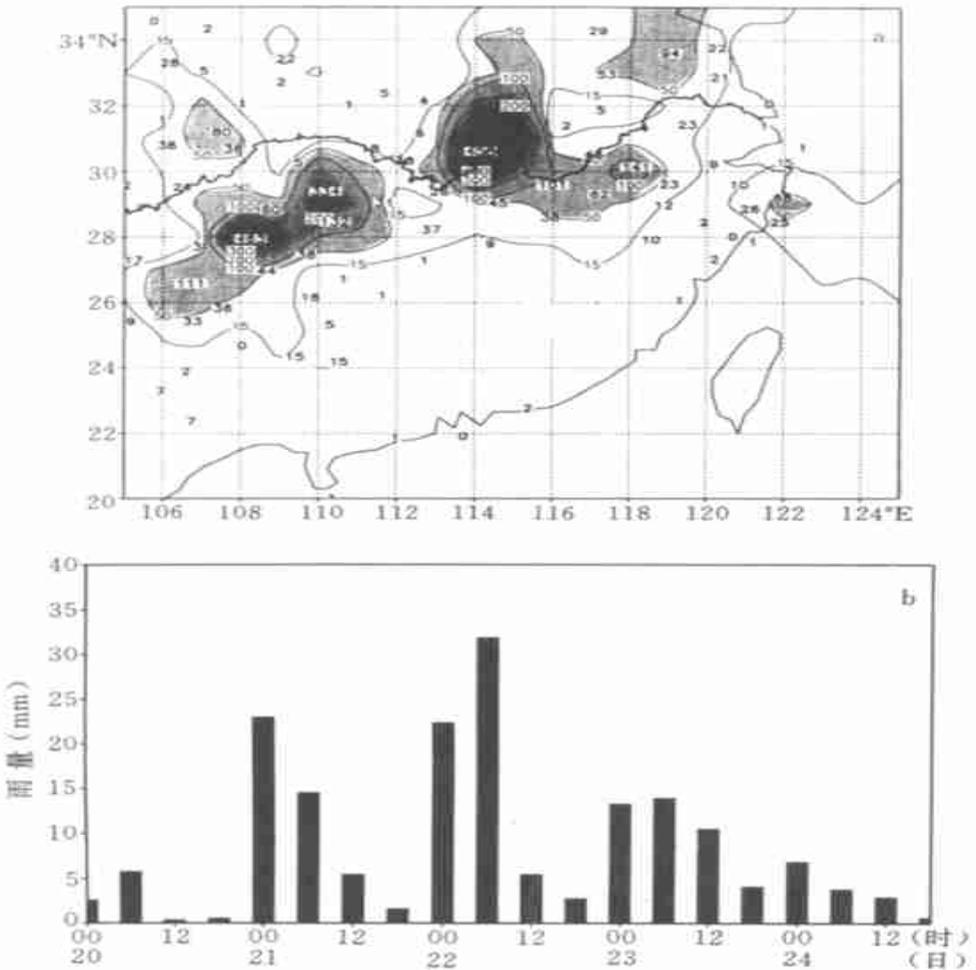


图1 武汉大暴雨过程48 h累计雨量分布(a)及逐6 h区域平均雨量(b) (单位:mm)

武汉大暴雨发生在有利的大尺度环流背景中,受大尺度环流背景的制约。7月中下旬,随着北方冷涡的发展,冷空气势力加强南下,副热带高压(以下简称副高)开始减弱南撤,副高脊线(110~130°E)在7月15日左右突然南落(图略),其位置持续偏南,在7月21~23日时副高脊线位置较气候平均偏南超过10个纬度,位于20°N左右,这相当于往年6月副高脊线的位置,致使中国东部季风区雨带从黄河以北地区南移到江淮和江南地区。

高空西风带环流在这一阶段出现突变现象,副热带西风急流位置出现异常变动,强度也有显著改变。强降水发生之前,200 hPa 低值系统(图3)南撤,并于18日开始形成低值中心,在45°N附近持续3 d后逐渐减弱。在低值中心南侧的冷空气出现下沉。而南亚高压脊线稳定地维持在27°N左右,上升运动区一直扩展到其左侧2~3个纬度处。最大上升运动区位于南亚高压脊线左前方的0切变涡度线(相当于急流轴线)右侧,并在20~23日低于 -3 hPa/h 。图4为全风速和切变涡度经向-时间剖面演变过程,从7月15~18日,急流轴突然向南撤了15个纬度以上,其中中心强度增加到50 m/s。与200 hPa 西风带系统完全

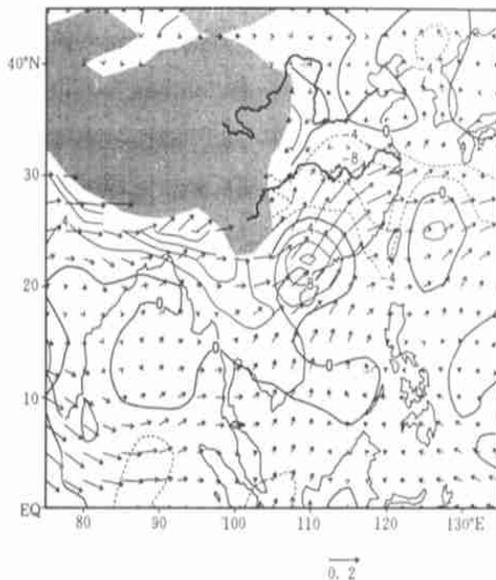


图 2 850 hPa 水汽通量矢及水汽通量散度
(单位分别为: m/s , $10^{-8}s^{-1}$)

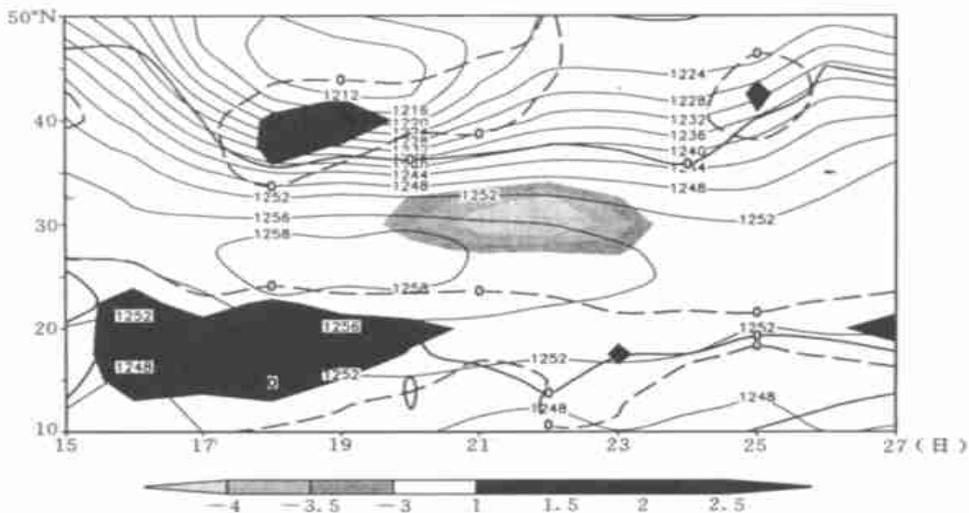


图 3 1998 年 7 月 15~27 日 200 hPa 高度场的垂直速度(阴影区, 单位: hPa/h)
沿 $115^{\circ}E$ 的经向-时间剖面
(长虚线为 0 垂直速度, 粗实线为 0 切变涡度)

不同的是东风气流基本维持少变,但在大暴雨发生阶段东风是增强的。进一步分析还可知,在急流轴左侧正切变涡度中心与下沉区有很好的对应关系,在时间上表现出一致性;在急流轴右侧负切变涡度中心与上升运动区落区位置等方面也有较好的对应关系,但两者存在 1 d 左右的时间位相。

为了比较暴雨过程中各涡度分量的变化演变特征,制作图 5。不难发现,200 hPa 上 ζ

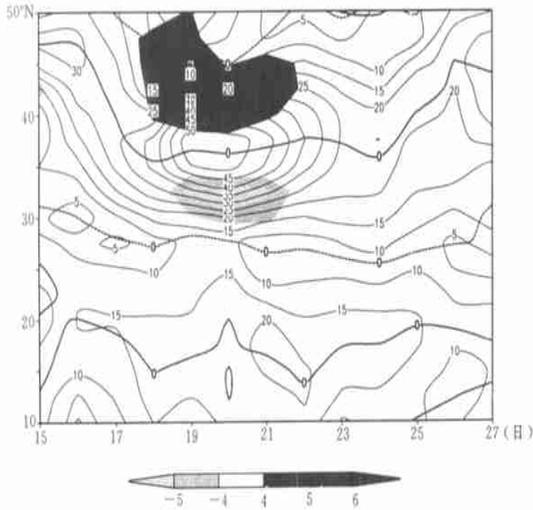


图4 同图3, 仅为全风速和切变幅度
(阴影区, 单位: $10^{-5} \cdot s^{-1}$, 点线为0纬向风)

(点线)、 ζ (长虚线) 和 ζ_l (实线, 为突出变化趋势已放大4倍) 三者均有明显的日变化, 在暴雨发生前有显著负增长, 且几乎同时在21日前达到最低值。但它们又存在明显的不同, 与图1b中6h区域降水时间演变比较后可清楚地看到, ζ 在暴雨前后变化相对最为平缓, 未能体现强降水不同阶段的起伏变化特征; ζ 在暴雨期间其极低值为 $-8 \times 10^{-5} s^{-1}$, 并与该纬度的科氏参数 f 数值相当。 ζ 在暴雨前后有2次显著的负增长, 而 ζ_l 尽管量值较小, 但在暴雨期间出现3次显著的负增长, 这与21~23日间3次降水波动有很好的对应关系。高空反气旋性涡度中心出现时间似乎要超前强降水发生1d左右, 且在切变分量涡度 ζ_l 的变化上表现得清楚。

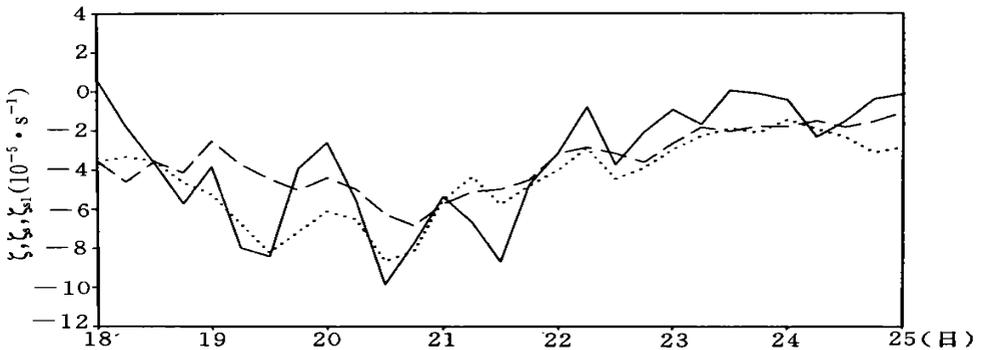


图5 7月18~25日200 hPa相对涡度 ζ (点线)、切变涡度 ζ (长虚线) 和纬向切变涡度 ζ_l (实线, 已放大4倍) 沿 $30^\circ N, 115^\circ E$ 强度-时间演变曲线(单位: 均为 $10^{-5} \cdot s^{-1}$)

那么纬向切变涡度 ζ_l 的空间垂直结构及其与暴雨落区的关系怎样呢? 从暴雨中心其高度时间经向剖面(图6)的演变过程可以看到, 在暴雨开始前300 hPa以上 ζ_l 确实有3次负增长, 且以200 hPa的变化最明显。随着高空东风减弱和西风的增强, 对流层中下层

