

* 初稿时间: 2003 年 4 月 11 日; 修改稿时间: 2003 年 12 月 23 日。
资助课题: 国家自然科学基金项目(40275017), 四川省青年科技基金项目。

畴,因此,本文将重点分析研究范围收缩在 $28^{\circ}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $112^{\circ}\sim 116^{\circ}\text{E}$ 的矩形区内。在计算物理量时,为了消除计算边界和资料不足的影响,采用了 56, 57, 58 和 59 区的资料。

为了能够比较精细地刻画暴雨过程中大气运动的性质和中尺度系统活动的特征,作者曾经采用客观分析方法^①,构造一个连续场来逼近气象要素场,获取 0.2×0.2 经纬度的网格资料。利用这一细网格格点资料进行物理量计算。

本文所计算的物理量除反映天气系统和大气运动基本特征的常规物理量涡度、散度、垂直速度、 θ_{se} 等外,还计算了反映大气垂直涡度倾斜发展的热力参数 $C_D^{[11]}$ 和反映中尺度大气运动非平衡性质的诊断量 $U^{[12]}$ 以及涡度变量 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$, 其计算公式如下:

$$C_D = \frac{\zeta_s \theta_s}{\theta_e} = - \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (1)$$

$$U = - \nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}] \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - (\mathbf{V} \cdot \nabla) \zeta - (f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} -$$

$$\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \quad (3)$$

式中 ζ 为垂直涡度, θ 为位温, $\mathbf{V}$ 为风矢, u, v 分别为风速分量, $E = \Phi + \frac{\mathbf{V} \cdot \mathbf{V}}{2}$ 为压能, f 为地转涡度, ω 为垂直速度。文献[10]的研究表明,当 $C_D < 0$ 时,将有气旋涡度发展。 U 反映大气运动的非平衡性质^[11], $U \approx 0$, 大气运动处于准平衡状态; 否则, 大气运动处于不平衡状态。当 $U < 0$ 时, 将有气流辐合增长; 反之, 将有气流辐散增长。 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 反映涡度变化, 当 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ 时, 气旋式(正)涡度增长; 反之, 将有反气旋式(负)涡度增长。

3 诊断结果分析

从暴雨区的每小时雨量资料看,“98·7”突发性持续特大暴雨是由两场暴雨组成的(图略)。第一场暴雨发生在 20 日夜间接至 21 日午后,暴雨中心位于武汉,降水量达 286 mm。第二场暴雨发生在 22 日凌晨至午后,暴雨中心位于黄石市,降水量达 360 mm。本文重点分析第一场降水,图 1 表示了这场强

降水(7 月 20 日 20 时~ 7 月 21 日 20 时)的雨量分布。

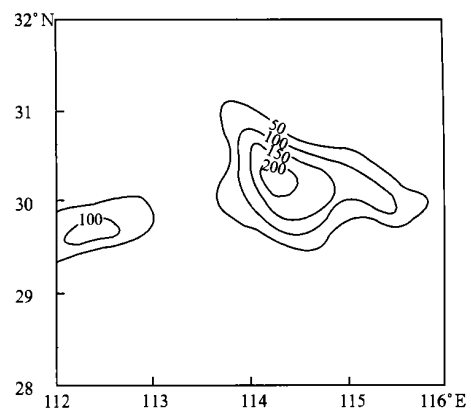


图 1 1998 年 7 月 20 日 20 时~ 21 日 20 时
湖北降水量分布

Fig. 1 The rainfall distribution in Hubei province
from 20Z, 20th to 20Z 21th, July, 1998

3.1 暴雨云团的环境涡、散场中尺度特征及变化

根据郑新江等^[8]的分析结果,本场暴雨的直接影响系统是在武汉地区附近生成并发展起来的 β 中尺度对流云团。由于 β 中尺度系统的生命史较短,较少在常规观测中捕捉到系统发展的最强特征。而此次 β 中尺度系统正好在 08 时前后达到最强,为分析和认识这类系统的环境物理量场特征(目前高空观测资料所能分辨的最小尺度信息: 200 km 以上的 α 中尺度)提供了条件。

图 2 表示了 β 中尺度暴雨云团在最强时刻的对流层内下、中、上 3 个层次上的涡度和散度场特征。由图可见,强涡散大值区表现出显著的中尺度特征,中尺度强辐散辐合区与暴雨区以及对流云团的位置十分接近(偏南 20~ 30 km,这可能与探测站点的分布和密度有关)。从与 β 中尺度暴雨云团对应的环境涡散场看,在 500 hPa 以下表现为强烈的气旋式辐合,在 500 hPa 及其以上表现为强烈的反气旋式辐散,强烈的辐散和辐合分别出现在 200 和 850 hPa 附近,散度量级达 10^{-4}s^{-1} ,且高层辐散中心强度与低层辐合中心强度十分接近,达 $2.6 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 和 $-2.7 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ 。这样强度的散度场已接近 β 中尺度系统的散度量级,是其他一般 α 中尺度暴雨系统所不及的。程麟生等^[12]成功地模拟了这种超强散度柱

① 陈忠明. 一种高效省时的客观分析方案. 低纬高原天气, 1994, 27~ 32。

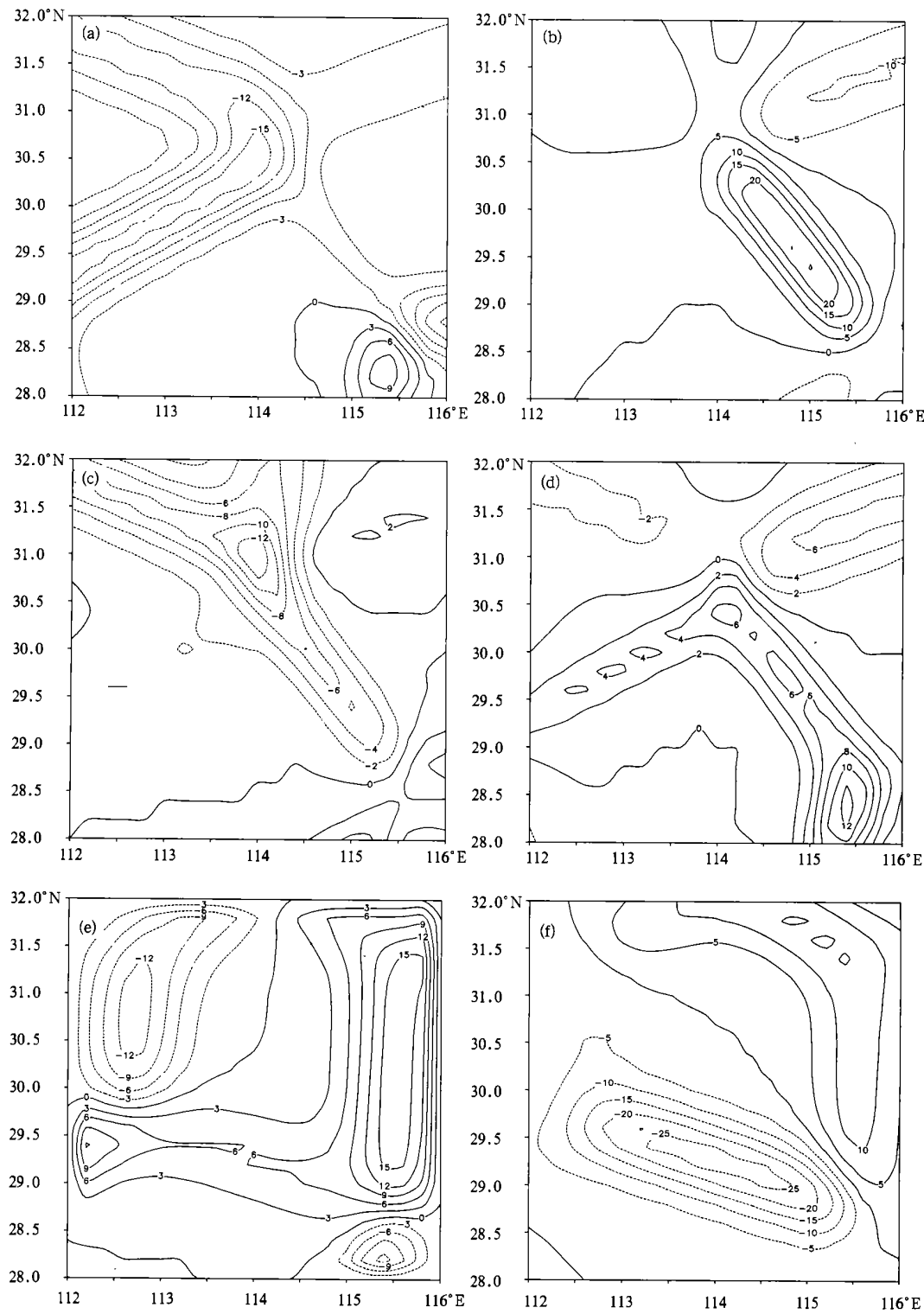


图2 1998年7月21日08时850, 500, 200 hPa 涡度与散度分布($\times 10^{-5} s^{-1}$)
(a. 200 hPa ζ , b. 200 hPa D , c. 500 hPa ζ , d. 500 hPa D , e. 850 hPa ζ , f. 850 hPa D)
Fig. 2 The vorticity and divergence distribution on 850, 500 and
200 hPa at 08Z, 21th, July, 1998. Unit is $\times 10^{-5} s^{-1}$
(a. 200 hPa ζ , b. 200 hPa D , c. 500 hPa ζ , d. 500 hPa D , e. 850 hPa ζ , f. 850 hPa D)

(模拟强度较诊断结果更强)。与大气运动的辐散和辐合相比, β 中尺度暴雨云团的环境涡旋强度较弱, 涡度量级仅为 10^{-5} s^{-1} 。在对流层低层的 850 hPa, 暴雨云团对应两个强涡度中心(两个 α 中尺度低涡)之间的切变正涡度带状区, 中心涡度值为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 在对流层高层的 200 hPa, 则位于强正、负涡度区之间的过渡带上, 大气运动的旋转性较弱, 中心涡度值为 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。可见, 在暴雨盛期, β 中尺度暴雨云团具有非常独特的环境涡散场特征: (1) 在对流层高低层没有独立的负、正涡度大值中心区与之相对应, 大气运动的旋转性较弱(反映在云图上, 云团呈指状, 而非椭圆状), 涡度量级为 10^{-5} s^{-1} ; (2) 气流散合强度达 10^{-4} s^{-1} 以上量级, 辐合层并不十分深厚(低于 500 hPa); (3) 气流散合强度较旋转强度约大一个量级($D \gg \zeta$), 散度在系统变化过程中起主导作用(卫星云图上, 对流云团位置与形状与强辐散和辐合区一致)。这种特征与过去所揭示的 α 中尺度暴雨系统的涡散场结构^[12~14](涡度与散度同量级)明显不同。

进一步分析暴雨发生前和结束后临近的两个时刻之涡散场特征发现(图略), 无论是在暴雨开始前还是结束后, 在对流层低层, 发生暴雨的区域都呈现出弱的负涡度和辐合, 这与过去的研究结果有较大的差异。导致涡、散场在同一区域在较短的时间发生如此快速变化的原因是什么呢? 这是值得分析和研究的重要问题。

3.2 暴雨云团环境大气运动性质的变化

文献[11]在研究尺度在数百千米的中尺度运动时, 提出了诊断中尺度运动准平衡性质的物理量: $U = -\nabla^2 E + k \cdot [\nabla \times (f + \zeta) V]$ 。当 $U \approx 0$ 时, 大气运动处于准平衡状态, 大气运动变化的速度比较缓慢, 中尺度系统稳定少变; 当 $U \approx 0$ 时, 大气运动处于强烈的非平衡状态, 大气运动变化的速度非常快(相比于准平衡状态下的变化), 中尺度系统处于快速发展或减弱阶段。图3给出了1998年7月20日08时~21日20时对流层低层850 hPa的非平衡值分布及其变化(20日08时与20日20时的分布相似, 数值较小, 图略)。由图可见, 无论是在暴雨发生前、中、

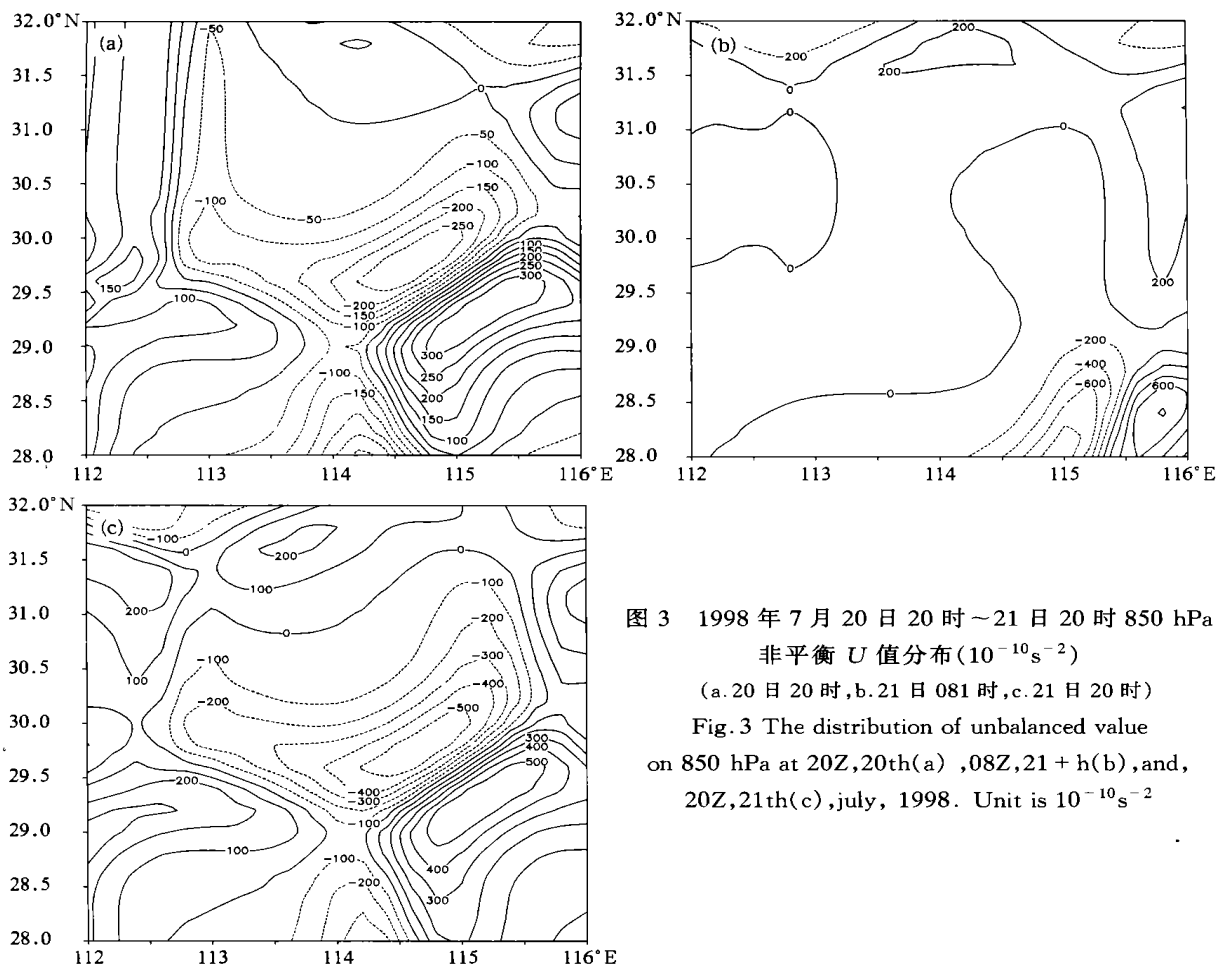


图3 1998年7月20日20时~21日20时850 hPa非平衡 U 值分布(10^{-10} s^{-2})

(a. 20日20时, b. 21日08时, c. 21日20时)

Fig. 3 The distribution of unbalanced value on 850 hPa at 20Z, 20th(a), 08Z, 21 + h(b), and, 20Z, 21th(c), July, 1998. Unit is 10^{-10} s^{-2}

后的那个阶段, 暴雨云团附近的 U 值均表现出明显的中尺度特征。在暴雨云团生成前的 10 余小时, U 值已转变为负值, 负值区面积较暴雨云团的面积大, 中心与云团活动中心基本一致。 U 值的这种分布在暴雨云团临生成前表现得更加显著, U 值低于 $-2.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 的区域增大了 5 倍, 中心强度进一步加大, 达 $-3.1 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 。这表明, 在本次暴雨过程发生前的 10 余小时, 未来暴雨云团附近环境大气运动即处于较强的非平衡态, 且越临近云团生成, 环境大气的非平衡性越强。根据文献[11]的研究: $\partial D / \partial t = U = -\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}]$, 这种负 U 值非平衡的动力强迫将激发出气流辐合的持续增长, 实际情况完全如此。在暴雨云团生成区, 环境大气的散度在 20 日 08~20 日由正转负, 然后负值迅速增大; 并在暴雨云团发展强盛期(21 日 08 时), 环境气流辐合达到最强, 中心辐合值达 $-2.7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 。正是由于这种强烈的辐合使得大气质量场发生迅速调整, 导致大气运动非平衡性质发生转化。到了 21 日 08 时, 尽管气流辐合还十分强, 但是, 大气运动的非平衡性质已明显减弱, 暴雨云团的邻近区域内, U 的量级减小到 $10^{-9} \sim 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, 与 20 日 20 时相比, 暴雨云团附近的 U 值减小了 1~2 个量级, 而与同时次其他区域相比, 暴雨云团附近的 U 值也小 1~2 个量级(图 3b), 且云团后部 U 已转变为微弱的正值, 即: $U \approx 0$ 。按照文献[12]的结果, 此时, 暴雨云团附近环境大气运动已处于准平衡状态, 气流辐合还将维持一定时间。随着 U 为正值的环流占据暴雨云团, 其动力强迫激发的气流辐合减弱将导致云团逐渐消亡, 实际情况完全如此(21 日 20 时原强辐合区的散度值仅为 $-1.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 左右)。此后, 由于低空急流的发展, 大气运动的非平衡性质又发生了相反的变化。21 日 20 时, $U = -2.0 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 的等值线又控制了武汉市附近的中尺度区域(图 3c), 大气运动的非平衡强迫又将激发出散度的不稳定发展, 辐合流持续增长, 第二场暴雨开始。

3.3 暴雨中尺度系统发生发展的激发机制

在这次强暴雨过程中, 中尺度系统的活动是十分活跃的, 它是怎样发展起来的呢? 这是一个值得探索的问题。

为了寻找这个问题的答案, 文中计算了 20 日 08 时~21 日 20 时这一区域的大气稳定度 $\Delta\theta_{se}$ 。对包括暴雨区在内的较大区域的大气层结稳定度分

析发现, 在暴雨发生前和过程中, 大气层结都处于较强的对流不稳定状态, 500~850 hPa 假相当位温差 $\Delta\theta_{se}$ 均为负值, 有利于中尺度系统的发展。但是, 在这个较大的区域内, 为什么中尺度系统仅仅在武汉附近的较小区域内发展, 用对流不稳定理论是难以作出满意回答的。

胡伯威等^[15]在研究梅雨锋上的扰动发展时指出: 500 hPa 附近的正涡度平流对扰动和暴雨的发生起着十分重要的作用。由暴雨发生前和暴雨中的 500 hPa 等压面上之涡度平流分布(图略)可见, 在暴雨临发生前(7 月 20 日 20 时, 北京时), 未来暴雨系统发生发展的区域仍被负涡度平流所控制, 其值介于 $-2 \times 10^{-9} \sim -4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$, 即使是在暴雨系统发展到强盛时期(7 月 21 日 08 时), 也未见 500 hPa 等压面上的强正涡度平流影响该系统。看来, 对流层中高层的涡度平流并不是本例暴雨系统发生发展的启动机制。

按照吴国雄^[10]提出的倾斜涡度发展理论, 可通过计算热力学参数 C_D 来分析暴雨中尺度系统的发展(考虑到本文的分析范围不大, 而且大气处于准饱和状态, 在计算 C_D 时, 用 θ_{se} 代替 θ)。图 4 表示暴雨发生前的 850 hPa 等压面上之 C_D 分布。由图可见, 在暴雨临发生前, $C_D < 0$ 的区域位于未来发生暴雨区的东北部, 中心值为 $-12.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 而在未来暴雨系统发生的区域, $C_D > 0$, 且数值较小。根据文献[10]的理论, 垂直涡度的强烈发展应发生在 31°N , 115.5°E 附近的中尺度区域内, 而不是未来暴雨发生的区域。从 21 日 08 时与 20 日 20 时的 12 h 变涡场分布来看(图 5), $C_D < 0$ 的区域确实是涡度增长最大的区域, 该区域对应着一个 α 中尺度气旋系统的发展, 这进一步验证了倾斜涡度发展理论是梅雨锋上较大尺度涡旋系统发展的一种机制。然而, 未来暴雨区附近的涡度增长则难以用此理论来解释。那是什么原因引起本次暴雨系统发展的呢?

按照文献[11]提出的非平衡强迫动力作用对中尺度系统发展的激发机制, 由 850 hPa 等压面上之非平衡 U 值分布(图 3)可见, 在暴雨发生前, 未来暴雨系统发生的中尺度区域内大气运动处于 $U < 0$ 的非平衡状态, 且越临近暴雨发生时, 非平衡性越强。这种大气运动的非平衡动力强迫将在 $U < 0$ 的区域激发出气流辐合的持续增长; 这种辐合气流在地转偏向力的作用下, 导致涡度增长。这

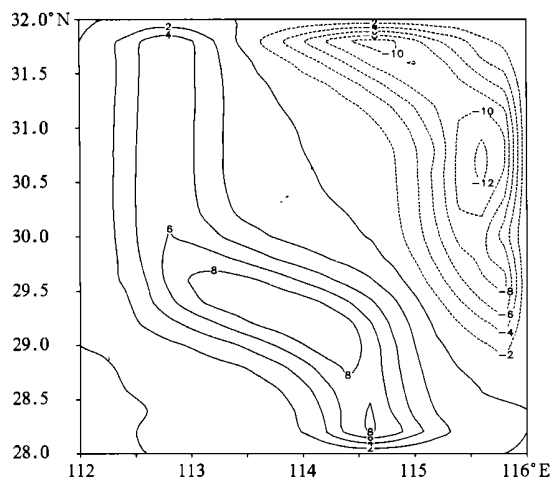


图4 1998年7月20日20时850 hPa热力学参数 C_D 分布 ($\times 10^{-5} s^{-1}$)

Fig. 4 The distribution of thermodynamic parameter C_D on 850 hPa at 20Z, 20th, July, 1998

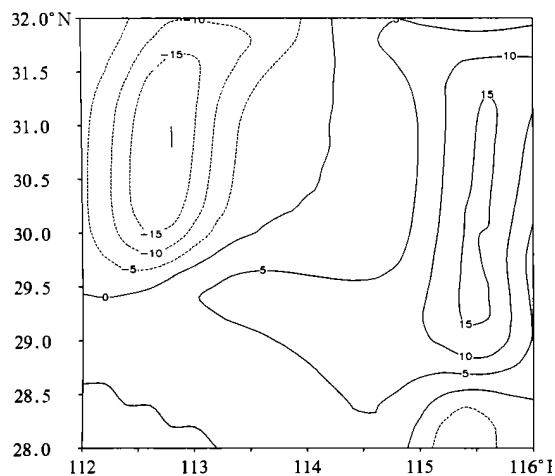


图5 1998年7月20日20时到21日08时850 hPa 12 h 变涡分布 ($\times 10^{-5} s^{-1}$)

Fig. 5 The 12hrs vorticity variation on 850 hPa from 20Z, 20th to 08Z, 21th, July, 1998. Unit is $10^{-5} s^{-1}$

说明本次暴雨中涡度、散度同时增长,且散度增长强于涡度增长。21日08时与20日20时的12 h散度场变化(图略)与20日20时的 U 值分布(图3a)配合相当一致。到了21日08时,尽管此时暴雨系统还处于强盛期,但是,大气运动的非平衡性已发生了显著的逆转,暴雨系统的后部已被非平衡 U 正值控制,气流辐合将减弱,暴雨中尺度系统逐渐减弱消

亡,情况变化正是如此。由此可见,在本次暴雨过程中,大气运动非平衡动力强迫可能是 β 中尺度暴雨云团发生发展的重要动力启动机制之一。

文献[4]的分析指出,在本例暴雨过程中,对流层高层至平流层下部存在扰动,这种高空扰动对暴雨有激发作用。不过,该文并没有给出扰动激发暴雨的物理解释。通过对暴雨发生前、中、后200 hPa等压面上之非平衡 U 值、散度、涡度平流分析发现,在暴雨发生前,长江中游处于高空急流右侧气流辐散区的控制下(图6),其中,有一个强度超过 $14 \times 10^{-5} s^{-1}$ 的中尺度强辐散区位于鄂西北,该强辐散区随急流右侧的偏西北气流向偏东南移动。到21日08时,强辐散区移到武汉上空(图2c),强度较前12 h增长了接近1倍,达到 $25.7 \times 10^{-5} s^{-1}$ 。此后,该中尺度强辐散区始终稳定在暴雨区上空,且强度略有增强。如此强的高层辐散所激发的垂直运动加速,对 β 中尺度暴雨云团发生发展的启动作用是必然的。分析还发现,暴雨发生前后200 hPa附近湖北均为 U 正值区控制(图略),大值中心位于鄂东南,强度超过 $30 \times 10^{-8} s^{-2}$,这种持续的非平衡动力强迫可能是强辐散在湖北南部维持的原因之一。

3.4 突发性暴雨天气的激发机制

暴雨天气的产生除了有适合的能量和水汽条件外,最重要的是激发暴雨天气发生的动力条件。对于本次暴雨而言,大气能量和水汽条件都是十分有利的,暴雨的发生区域和发生时间则由动力条件决定。对于这次暴雨的激发机制,文献[1~5]均做了不同揭示,如地形作用、高空扰动等。但是,有数值模拟显示^①,地形的作用并不是本例暴雨的重要激发因素。通过前几节的分析可以看出,对流层低层的非平衡动力强迫作用所激发出的气流辐合快速增长,使散度值在较短的时间内达到相当的水平,并与对流层高层200 hPa等压面上的强辐散形成耦合相互作用,可能是本次暴雨天气发生的主要激发机制。

4 讨论

上节的分析发现,在暴雨云团发展盛期,对流层高低层没有独立的负、正涡度大值中心区与之相对应,大气运动的旋转性较弱,涡度量级为 $10^{-5} s^{-1}$;而气流散合强度达 $10^{-4} s^{-1}$ 以上量级,气流散合强

① 崔春光等. 中尺度地形对“98·7”鄂东特大暴雨的动力作用. 湖北气象科研所科技集, 2000.

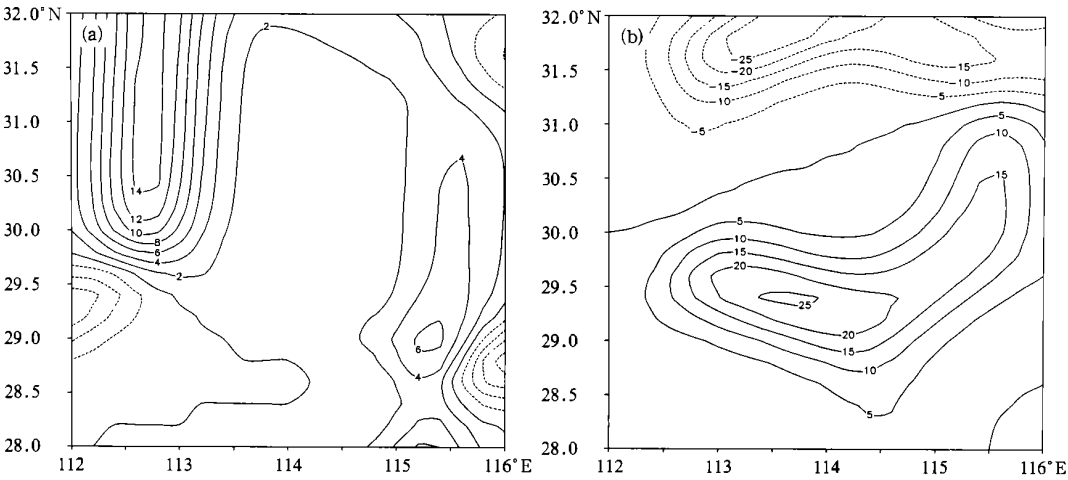


图 6 1998 年 7 月 20 日 20 时(a) 和 21 日 20 时(b) 200 hPa 散度分布($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

Fig. 6 The divergence distribution on 200 hPa at 20Z, 20th (a) and 20Z, 21th, July, 1998 (b). Unit is 10^{-5} s^{-1}

度较旋转强度约大一个量级($D \gg \zeta$)。诊断分析获得的这一观测事实是什么原因造成的呢? 利用涡度方程(3)计算暴雨临发生前对流层低层 850 hPa 等压面上的涡度变率 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 发现(图 7),在未来暴雨云团发生区,环境大气运动的涡度变率较弱, $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 的量级低于 10^{-9} s^{-2} ,且暴雨云团发生区 $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$,数值更小。即在暴雨临发生时,对流层低层大气运动的涡度场还是向着有利于反气旋涡度增长的方向发展(尽管这种增长很弱)。而与环境大气的散度变率($\frac{\partial D}{\partial t} = U$)相比,暴雨临发生时对流层低层的辐合增长达到 10^{-8} s^{-2} 量级,明显比涡度变化高 1~2 个量级(对散度变率绝对值与涡度变率绝对值之比 $\left| \frac{\partial D}{\partial t} \right| \left| \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right|$ 的计算结果发现,在未来暴雨云团发生区附近, $\left| \frac{\partial D}{\partial t} \right| \left| \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right|$ 介于 40~108,即 $\left| \frac{\partial D}{\partial t} \right| \gg \left| \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right|$)。这就说明,在暴雨临发生前和暴雨发生初期,散度场的变化要比涡度场的变化快得多,暴雨云团生成区气流辐合增长远大于涡度变化。由涡度方程(3)右端第 2 项 $-(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V}$ 可见,当辐合增长到一定强度后,在地转偏向力的作用下,辐合增长将导致涡度方程右端由原来的负值变为正值,涡度场向着气旋式涡度方向发展。由此,就出现了辐合增长快于涡度增长,强辐合先于强正涡度出现的局面。陈静等^[16]、王建捷等^[17]对其他暴雨过程中涡

度、散度变化的数值模拟也发现了这一现象(低层强辐合均先于正涡度强中心出现)。对本场暴雨而言,虽然正点观测时刻(21 日 08 时)气流辐合已到达 10^{-4} s^{-1} 量级,但涡度变化尚未适应到散度变化的水平(与暴雨发生前的 20 日 20 时相比,涡度由负转正,正涡度增长比较显著)。而此时 $U \approx 0$,辐合增长处于停滞状态,正涡度变率 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 却超过 10^{-8} s^{-2} 量级,涡度增长比散度变化快 1~2 个量级,其后(21 日 08 时之后),在涡度场上将迅速出现与强辐合相

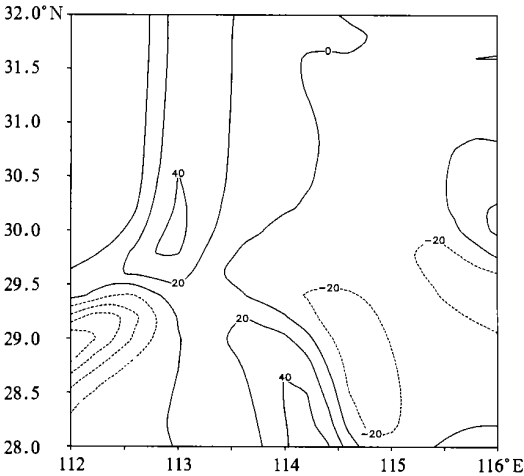


图 7 1998 年 7 月 20 日 20 时 850 hPa 涡度变率

$\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 分布($\times 10^{-1} \text{ s}^{-2}$)

Fig. 7 The distribution of $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ on 850 hPa at 20Z, 20th, July, 1998

对应的强正涡度中心。由于高空资料时间分辨率低,目前的资料还不能观测到这一强中心出现。这可能是上节诊断分析中得出气流散合强度较旋转强度约大一个量级($D \gg \zeta$)的主要原因。这也说明,要真正掌握暴雨中尺度系统的结构特征,必须要有时空分辨率足够高的加密观测资料。

5 小 结

综上所述,可以得到以下几点初步结果:(1) β 中尺度暴雨云团具有十分特殊的环境涡度散度场特征:在对流层上、下层没有独立的负、正涡度大值中心区与之对应,辐合层并不十分深厚(低于 500 hPa),且气流散合强度(10^{-4} s^{-1})较旋转强度(10^{-5} s^{-1})大一个量级($D \gg \zeta$);暴雨云团位置与形状与强辐散和辐合区一致。(2) 在本例暴雨发生前后,大气运动的非平衡性质显著不同。在暴雨发生前 10 余小时,大气运动已处于较强的非平衡状态,且越临近暴雨发生, $U < 0$ 的非平衡性越强;而在暴雨强盛

期,暴雨云团附近环境大气运动即由 $U < 0$ 的非平衡态转为 $U \approx 0$ 准平衡状态。(3) 对流层低层大气运动非平衡动力强迫与 200 hPa 等压面上的中尺度强辐散可能是本例暴雨和 β 中尺度暴雨云团发生发展的重要动力启动机制。(4) 在暴雨临发生前,对流层低层中尺度辐合增长较正涡度增长大一个量级($\frac{\partial D}{\partial t} \gg \frac{\partial \zeta}{\partial t}$);到暴雨最强时刻,尽管气流辐合已到达 10^{-4} s^{-1} 量级,但涡度变化尚未适应到散度变化的水平。散度变化超前涡度变化与高空资料时间分辨率不足可能是暴雨最强时刻观测到 $D \gg \zeta$ 的主要原因。

由于所用资料的时空分辨率较低,所获分析结果仅仅是初步的,也仅能反映暴雨云团活动的环境大气运动基本特征。要真正掌握暴雨中尺度系统的结构特征,必须要有时空分辨率足够高的加密观测资料作基础。

致谢:感谢武汉暴雨研究所崔春光先生提供部分雨量资料。

参考文献

- 1 邓秋华,胡伯威等.“98·7”长江中游特大暴雨过程的中尺度分析.见:1998 年长江嫩江流域特大暴雨的成因及预报应用研究编委会编.1998 年长江嫩江流域特大暴雨的成因及预报应用研究.北京:气象出版社,2001.344~351
- 2 程麟生,冯伍虎.“98·7”突发大暴雨及中尺度低涡结构的分析和数值模拟.大气科学,2001,25:465~478
- 3 胡伯威,崔春光,房春华.“98·7”1998 年 7 月 21~22 日鄂东沿江连日特成因探讨.大气科学,2001,25:479~491
- 4 徐夏因.“98·7”武汉及附近地区特大暴雨中若干观测事实的分析.应用气象学报,2001,12:327~336
- 5 高守亭,周玉淑.水平切变线上的涡层不稳定理论.气象学报,2001,59(4):393~404
- 6 徐双柱.武汉市特大暴雨的中尺度分析.见:翁立生主编.暴雨·灾害.北京:气象出版社,2000.1:110~117
- 7 张顺利,陶诗言.青藏高原对 1998 年长江流域天气异常的影响.气象学报,2002,60(4):442~452
- 8 郑新江,陶诗言,罗敬宁等.1998 年 7 月 21~22 日特大暴雨过程的中 β 尺度云团特征分析.气象学报,2001,59(5):625~632
- 9 Gao Shouting, Zhou Yushu, Lei Ting. Structural features of the Meiyu Front system. Acta Meteor Sinica, 2002, 16: 195~204
- 10 吴国雄,刘还珠.全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展.气象学报,1999,57(1):1~13
- 11 陈忠明.大气内部非平衡激发暴雨的动力诊断.科学通报,1992,14:1432~1433
- 12 Maddox R A. Mesoscale convective complexes. Bull Amer Meteor Soc, 1980, 61:1374~1387
- 13 Kou Y H, et al. Mesoscale analyses of Sichuan flood catastrophe, 11~15 July 1981. Mon Wea Rea, 1986, 114:1984~2003
- 14 陈忠明,缪强,闵文彬.一次强烈发展西南低涡的中尺度结构分析.应用气象学报,1998,9:273~282
- 15 胡伯威,王玲艳.梅雨锋上的中尺度扰动.见:长江流域暴雨科研协作片技术组编.长江流域暴雨文集.北京:气象出版社,1982.1~11
- 16 王建捷,李泽椿.1998 年一次梅雨暴雨雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析.气象学报,2002,60(2):146~155
- 17 陈静,矫梅燕,李川.青藏高原东侧一次 β 中尺度对流系统的数值模拟.高原气象,2003,20(增刊):90~101

MESOSCALE CHARACTERISTICS OF THE UNBALANCED FORCE OF ATMOSPHERIC MOTION AND ENVIRONMENTAL FIELDS OF RAIN STORM ON 20—21 JULY 1998

Chen Zhongming Min Wenbin Xu Maoliang Gao Wenliang

(Chengdu Institute of Plateau Meteorology, Chengdu 610072)

Abstract

The conventional and satellite data were collected and sorted by the Research Project Group of Cause and Prediction Application of 1998 Yangtze River and Nunjian River heavy rain. Besides conventional physical variables such as vorticity, divergence, vertical velocity θ_{se} to represent the basic characteristics of atmospheric motion, We calculated thermodynamic parameter C_D which reflects the sloppy development of vertical vorticity and the diagnostic variable U which reflects the unbalanced quality of mesoscale atmospheric motion and variability of vertical vorticity $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$. Their calculation expressions are as follows:

$$C_D = \zeta_s \theta_s / \theta_z = \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) / \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$U = -\nabla^2 E + \mathbf{k} \cdot [\nabla \times (f + \zeta) \mathbf{V}] \quad (2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -(\mathbf{V} \cdot \nabla) \zeta - (f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) \quad (3)$$

Mesoscale characteristics of environmental fields of rain storm and trigger mechanism of the abrupt heavy rain process occurred in Wuhan and its vicinal area from 20 to 22 July 1998 were analyzed. The result show that: (1) The heavy rain event was caused by a meso- β scale convective cloud cluster. Environmental fields of rain storm were not related with strong cyclone vorticity or anticyclone vorticity center in lower or upper troposphere. Its divergence intensity was one order of magnitude higher than vorticity. (2) Closing to occurrence of heavy rain, the increase of convergence was one order of magnitude higher than vorticity in the low layer of troposphere ($\frac{\partial D}{\partial t} \gg \frac{\partial \zeta}{\partial t}$). The convergence intensity came up to 10^{-4} s^{-1} at 08 AM on 21 July 1998 when heavy rain started, but vorticity didn't adjust to the intensity of divergence. The variation of divergence prior to vorticity and low resolution of observational data was the reason. (3) 10 hours before occurrence of heavy rain atmospheric motion was already unbalanced. The unbalanced quality of atmospheric motion was stronger with the closing to occurrence of heavy rain. While the precipitation intensity got strongest, the unbalanced quality $U \approx 0$ changed into $U < 0$, atmospheric motion was on the quasi-equilibrium state. (4) The convergence increase triggered by non-equilibrium force of lower atmospheric motion, strong divergence in upper atmosphere led to initiation and development of meso- β scale convective cloud cluster as well as occurrence heavy rain.

Key words: Abrupt heavy rain, Mesoscale convective system, Unbalanced force of atmospheric motion, Diagnostic analysis.