

暴雨中尺度气旋发展的等熵面位涡分析*

寿绍文

李耀辉

(南京气象学院, 南京, 210044) (兰州干旱气象研究所, 兰州, 730020)

范可

(云南大学, 昆明, 650091)

摘 要

利用中尺度模式 MM4 对 1991 年 7 月 5~6 日的江淮梅雨锋暴雨过程进行了数值模拟。用模式输出资料, 根据湿位涡理论分析了这次暴雨过程中对流层低层的中尺度低涡及地面气旋发生发展的原因。结果表明, 在有利的等熵面形态下, 具有较高湿位涡值的高层冷空气沿等熵面快速向下降的过程中绝对涡度增加, 导致了气旋性涡旋的发展加强。

关键词: 湿位涡, 等熵面, 中尺度气旋发生。

1 引 言

暴雨的发生是多种尺度天气系统相互作用的结果, 其中大尺度环流对暴雨的发生发展有明显的制约作用, 而中尺度系统则是造成暴雨的直接影响系统, 这种造成暴雨的中尺度系统包括中尺度低涡、中尺度地面气旋、切变线以及中尺度对流复合体等。在大尺度的背影条件下, 天气尺度和中尺度降水系统可以在同一地区多次出现或沿着同一路径移动, 从而造成很大的降水量。近年来, 人们在许多方面就暴雨中尺度系统发生、发展动力学问题进行了广泛的研究和探索, 取得了一些重要进展^[1,2]。位涡理论的提出和发展, 对中尺度天气现象发生、发展的动力学研究又引进了一种非常有用的手段。

1942 年, Ertel 提出了等熵位涡的概念, 并指出在绝热无摩擦过程中, 等湿位涡是一个守恒量。后来, Hoskins^[3,4]在对位涡理论进行了深入研究和比较全面的总结后认为, 如果不计非绝热加热和摩擦效应, 等压面位涡以及有降水发生的湿过程中的湿位涡同样具备守恒性; 对流层上部或平流层的位涡扰动可以下传而影响到对流层下部及地面的气旋发展。在国内, 吴国雄^[5~7]提出了关于位涡性质的“倾斜涡度发展”的观点。他通过一个“盒子定理”以及相关的数值试验, 对等熵面上位涡变化与涡度发展的关系进行了理论研究, 指出当空气块沿等熵面下滑时, 涡度的垂直分量将会增加, 等熵面坡度越大, 增加越快。

1991 年 5~7 月, 中国江淮地区出现了严重的大范围暴雨和洪涝, 7 月 5~6 日的暴雨

* 初稿时间: 2000 年 4 月 16 日; 修改稿时间: 2001 年 4 月 27 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目 49775259, 40075009。

过程是一次高层冷空气与低层中尺度低涡和地面气旋相互作用而产生的较为典型的梅雨锋暴雨,中尺度系统在其中起了关键作用。本文试图运用位涡的守恒性原理,对这次过程中的中尺度低涡和地面气旋发生发展的原因做一些初步的分析。资料采用中尺度数值模式 MM4 进行过程模拟后所输出的压、温、湿、风等基本要素。从 7 月 5 日 20 时开始,积分 24 h 到 6 月 20 时,每隔 3 h 输出一次结果。进行诊断计算时,先把 10 层的模式资料用拉格朗日内插法垂直内插成 14 层(100,150,200,250,300,400,500,600,700,800,850,900,950,1000 hPa)。在计算等熵位涡时,首先线性内插出相应等熵面中的风场、高度场和气压值,然后由定义算出等熵位涡。

2 天气概况

2.1 暴雨分布

这次暴雨过程开始于 7 月 5 日 20 时,到 7 月 6 日 21 时基本结束。由 5 日 20 时至 6 日 20 时每隔 3 h 的降水量分布^[8]可见,5 日 20 时,在河南中部出现了孤立的降水区,然后向东扩展,降水中心东移。6 日 08 时降水增幅达最大,11 时出现最大 3 h 降水 65 mm。强盛的雨团随着整个雨区的东部边缘迅速移动,而雨区西边缘的移动则相对缓慢,雨团主要沿引导气流在江淮之间向东偏北方向移动,6 月 20 时,在苏北沿海形成一个中心值 40 mm/(3h)的主要暴雨区,同时在贵州北部也有一个较弱的降水区。所以,从 24 h 的总降水量来看,长江中下游地区就表现为一条近乎东西向的雨带。

2.2 低空环流概况

在低空(850 hPa)造成本次暴雨的直接影响系统是中尺度低涡。5 月 08 时,四川盆地有低涡生成,并东移加强,到了 6 日 08 时其中心位于郑州与汉口之间,气旋性环流十分清楚,东南部的西南风明显加强;之后低涡开始减弱,7 日 08 时已经移到朝鲜半岛上空,中国华东地区被其后的高压所控制(图 1)。

地面图上 7 月 5 日 14 时在四川盆地东部有低压发展东移,6 日 08 时至 14 时,该系统移到了安徽省境内,强度明显增大,气旋性环流十分清楚,最低气压值达到 947 hPa,东西向的切变线就位于江淮之间,形成了一个典型的江淮气旋。

分析发现,700 hPa 和 850 hPa 的低涡加深、地面气旋加强的同时或之后不久,暴雨强度也就相应出现明显的增大(6 日 08,11 时)。所以说,对流层低层中尺度低涡的生成并东移加强,促使了地面冷锋上的扰动加剧,有气旋波发展,形成了地面气旋,之便造成大暴雨发生。这种中尺度低层低涡和地面气旋是造成这次暴雨的直接影响系统。

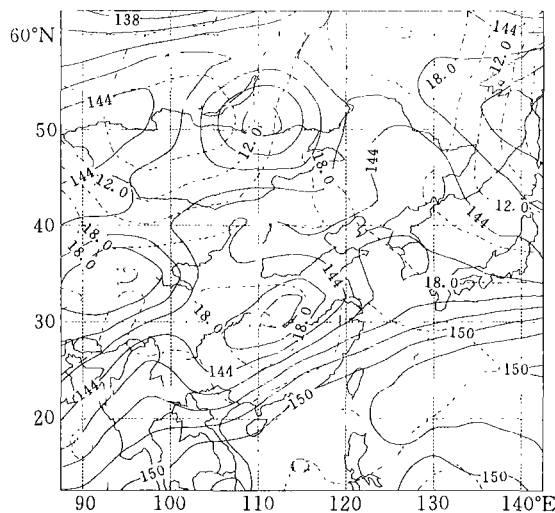


图 1 6 日 08 时 850 hPa 的环流形势
(实线为等高线,虚线为等温线)

3 数值模拟

模式的主要内容如下:

(1)模式的基本参量 $p_r=100$ hPa, $K_o=10$ 层(总体 PBL);模拟水平域格点 41×41 ;水平格距 60 km,时间步长 94.5 s;(2)初始条件选用国家气象中心 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 网格距全球同化资料;(3)侧边界条件为时变海绵边界,大尺度趋势由线性时间内插 24 h 网格资料获得;(4)行星边界层(PBL)物理过程为总体 PBL 参数化;(5)积云对流参数化采用 Kuo-Anthes 型方案;(6)模式地形取 NCAR 地形资料(1度),经过中尺度客观分析和平滑,插值到 60 km 格点上;(7)地面物理过程包括有非均一地表的热通量、水汽通量和动量通量,地面温度由薄层模式和有云效应的能量收支方程预报获得;(8)陡坡地形气压梯度力的计算通过定义参考态和扰动态场分解方法,利用静力扣除,减小了高原陡坡地形气压梯度力的计算误差。文中模拟域的中心取在 $(30^\circ\text{N}, 115^\circ\text{E})$ 。为了减小边界误差,进行诊断计算时,将范围缩小为 33×33 格点,在 $20 \sim 40^\circ\text{N}, 105 \sim 125^\circ\text{E}$ 的区域内。

图 2 是用上述 MM4 模式模拟的 7 月 6 日 08 时 850 hPa 等压面高度场和风场。模式基本上模拟出了造成暴雨的中尺度低值环流系统及其演变,模拟结果与实况非常一致。

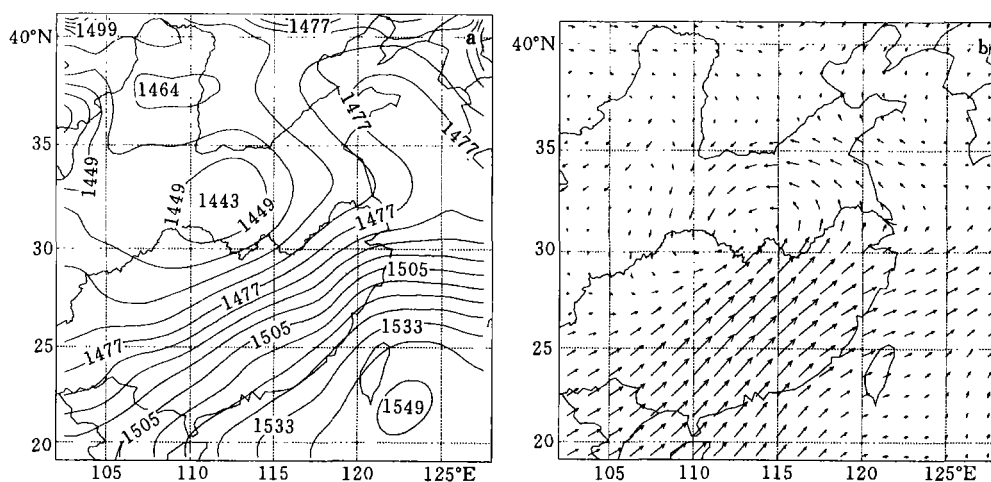


图 2 6 日 08 时 850 hPa 的模拟高度场和风场

12 h 的模拟雨量图上(图略),长江中下游地区有一条东西向的雨带,这也与实况一样。而且几个主要的暴雨中心,比如 6 日 08 时的大别山中部和宜昌附近,20 时的六安、苏北以及湖北恩施南部等,模拟出来的位置与实况中的位置很接近。但是模拟雨量均小于实际雨量,前者大约是后者的 $2/3$ 。

4 等熵湿位涡及其对暴雨和中尺度气旋发展的作用

4.1 等熵湿位涡性质

对于饱和湿空气来讲,如果保持绝热和无摩擦状态不变,那么它将具有与干空气同样

的性质,即气块沿着等熵(θ_c ,有凝结时用 θ_{sc})面运动时,其湿位涡守恒,用公式表达为

$$P_m = -g\zeta_\theta \frac{\partial \theta_c}{\partial p} \approx \text{常数} \quad (1)$$

式中 $\zeta_\theta = f + (\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y})_\theta$,为等熵面上的绝对涡度的垂直分量。将对流稳定度

$$N_m = \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta_c}{\partial z} = -\frac{\rho g^2}{\theta_0} \frac{\partial \theta_c}{\partial p} \quad (2)$$

代入式(1),得
$$P_m = \frac{\theta_0}{g^2} \zeta_\theta N_m \approx \text{常数} \quad (3)$$

所以,当 N_m 减小时,要保持湿位涡守恒, ζ_θ 必须增加。也就是说,当一个空气块从对流稳定性较高的环境向对流稳定性较低的环境移动时,其绝对涡度将会增加。

对式(1)取时间的个别导数,得

$$-\zeta_\theta \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial \theta_c}{\partial p} \right) - \frac{\partial \theta_c}{\partial p} \frac{d\zeta_\theta}{dt} = 0 \quad (4)$$

$$\zeta_\theta \frac{d\zeta_\theta}{dt} = -\frac{1}{\theta_{c,p}} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial \theta_c}{\partial p} \right) \quad (5)$$

将相当位温和位温的表达式

$$\theta_c = \theta \exp\left(\frac{Lq}{C_p T}\right) \quad (6)$$

$$\theta = T \exp\left(\frac{1000}{p}\right)^{R/C_p} \quad (7)$$

两边取对数,再做运算 $\frac{d}{dt} \left(\frac{\partial}{\partial p} \right)$,代入式(4)或(5)经过一系列变化,就得到了对流稳定度和绝对涡度对时间的个别变化方程

$$\frac{1}{\theta_{c,p}} \frac{d}{dt} \left(\frac{\partial \theta_c}{\partial p} \right) = r \left[\nabla_\theta \cdot \mathbf{V} + \frac{d}{dt} \left(\frac{Lq}{C_p T} \right) + \frac{\theta}{\theta_p} \frac{d}{dt} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{Lq}{C_p T} \right) \right] \quad (8)$$

$$\frac{1}{\zeta_\theta} \frac{d\zeta_\theta}{dt} = -r \left[\nabla_\theta \cdot \mathbf{V} + \frac{d}{dt} \left(\frac{Lq}{C_p T} \right) + \frac{\theta}{\theta_p} \frac{d}{dt} \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{Lq}{C_p T} \right) \right] \quad (9)$$

其中: L, C_p 和 q 分别为水汽的凝结潜热率、定压比热和比湿; $r = \frac{\theta_c}{\theta_{c,p}} \exp\left(\frac{Lq}{C_p T}\right)$, $\theta_p = \frac{\partial \theta}{\partial p}$, $\theta_{c,p} = \frac{\partial \theta_c}{\partial p}$ 。由此可以得出这样的结论:对于某一气块来讲,当它在等熵面上运动时,其绝对涡度和对流稳定度的变化将受到等熵面上气流的辐合辐散及其凝结潜热变化的影响。当 $r > 0$ (一般情况下这一条件是满足的)时,在等熵面上气流辐合或者有潜热释放将使得绝对

涡度增加(根据式(9))、对流稳定(或不稳定)程度减小(根据式(8)),而对流稳定(或不稳定)程度的减小又会增加绝对涡度(根据式(5));相反,辐散和蒸发可能使绝对涡度减小。以前的研究和观测表明^[2],梅雨期间对流层中下层热源对大气扰动的发展主要是凝结潜热起作用,而凝结潜热主要集中在700 hPa以下的低空。根据湿位涡守恒原理得出的式(5),(8)和(9)便会看出,凝结潜热是通过改变对流稳定性而影响垂直涡度来实现它对大气扰动,或者说对流层低层及地面的中尺度系统发展的作用。

4.2 等熵湿位涡对中尺度气旋发展的作用

根据图3~5,分析1991年7月5~6日大暴雨过程中的对流稳定性变化对降水系统的影响。图3是用实况资料计算的 $\theta_c = 345$ K等熵面(约300 hPa)上的湿位涡。在这一高

度上,湿位涡的演变很好地反映了高层冷空气的分布及其活动状况,IMPV 高值区代表冷空气范围,与同一高度的低压槽相对应。从5日08时开始,有一股较强冷空气自西北向东略偏南方向移动,到7日08时移动到了120°E附近。从模式输出资料计算的 $\theta_e=345\text{ K}$ 等熵面湿位涡图(图4)上可以清楚地发现,冷空气除了东移以外,6日08时起还分裂出一

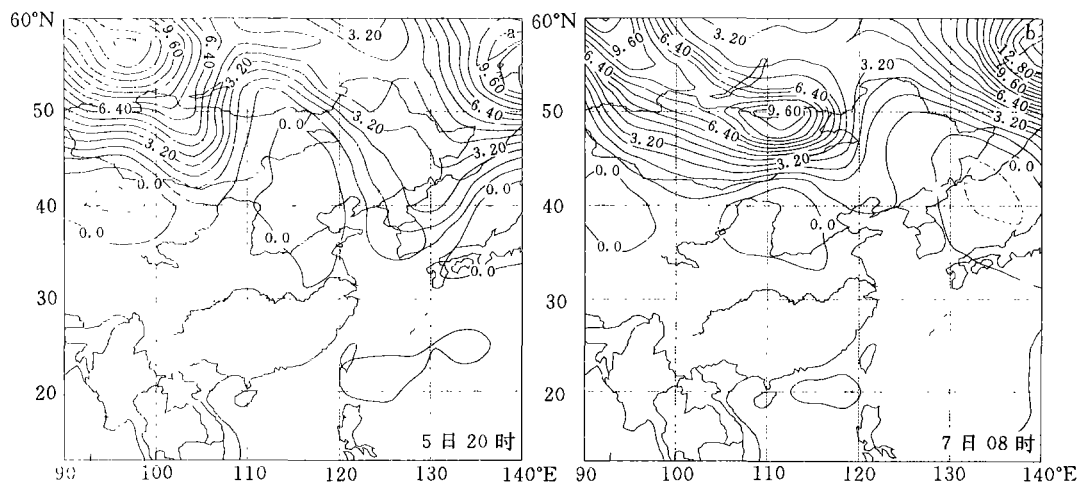


图3 $\theta_e=345\text{ K}$ 等熵面上的湿位涡(实况资料计算)

(a. 5日20时, b. 7日08时)

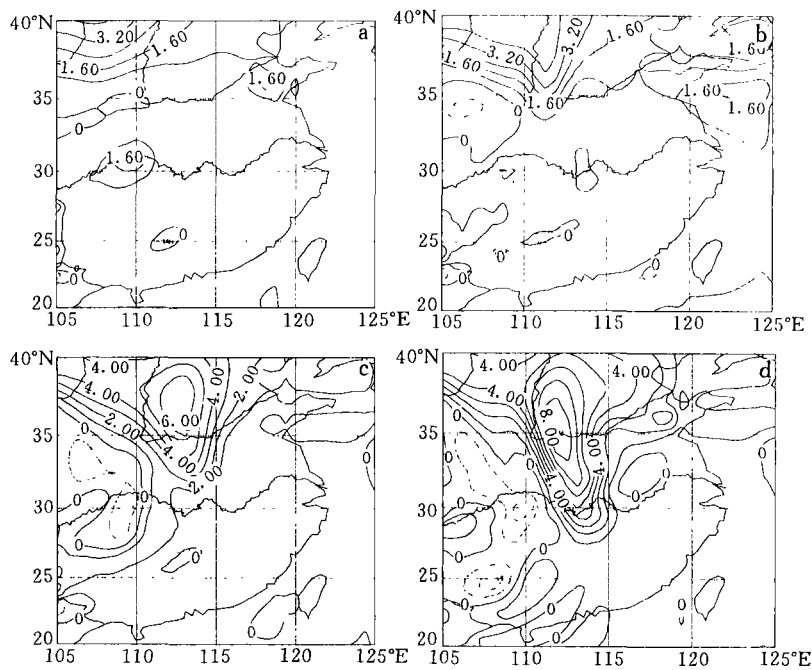


图4 $\theta_e=345\text{ K}$ 等熵面上的湿位涡(模拟资料计算)

(a. 5日23时, b. 6日05时, c. 6日11时, d. 6日17时)

股,沿等熵面向南下滑至长江中下游及其以南地区,造成了那里更强的降水。在图 5 中也能看出 25~35°N 上空的 345 K 等 θ_e 线正是在 6 日 08 时上下贯通,这说明冷空气在该时次表现得最为强盛,的确表现出下滑的迹象,而此后的 11 时江淮流域便出现了最强的暴雨天气。由图 5 便可以知道,高纬度地区对流层上部存在逆温层,具有较强的对流稳定性($N_m > 0$);在 25~35°N 之间的对流层中部为中性层结的大气($N_m \approx 0$);当到了 30°N 或 30°N 以南的对流层低层时,那里暖湿空气活跃,层结多表现为对流不稳定($N_m < 0$)。因此当具有较高湿位涡值的冷空气沿等熵面下滑时,将要经过稳定性逐渐减弱的环境大气,根据式(3),这就导致了其绝对涡度的不断增大。所以,在这一地区对流层低层就会有中尺度气旋生成或者发展。

为了详细考查等熵面上风的状况,我们用模式输出资料绘制了 5 日 23 时~6 月 20 时的等 $\theta_e = 345$ K 面上的风场和气压场(图 6)。从中可以直观地看出等熵面高度的起伏变化。气压高的地方等熵面的高度低,气压低的地方表明那里的等熵面高度高。由图可见,中国的长江中下游地区,等熵面高度非常低,其中心气压值接近 800 hPa,等压线密集的边缘地带说明等熵面坡度很大。这种形态与吴国雄^[5]对 1991 年的另一次梅雨锋暴雨过程进行等熵面分析时得出的结果是一致的。它就好像 $\theta_e = 345$ K 等熵面在该地区有一个很深的“坑”,“坑”的底部已到了近地面层,并有暖湿空气堆积。因此,陡峭的等熵面一方面使冷空气从北向南、从高层向低层,迅速下滑,对流稳定性急剧减弱,气旋性涡度增加,从而有低涡生成和发展;同时也迫使底部的暖湿空气沿着等熵面上升,并在等熵面上与冷空气相遇,对流发展而产生暴雨。另外,根据吴国雄的“倾斜涡度发展”理论,气块沿等熵面下滑,涡度的垂直分量将会增加,等熵面坡度越大,增加越快。深“坑”北侧密集的等压线也表明了冷锋前沿所处的位置,它从 5 日 20 时到 6 日 20 时基本上维持在这里,致使持续性的大暴雨发生。从等熵面的形态演变可以清晰地看出高层冷空气在等熵面上的活动。6 日 05 时,深“坑”的北部边缘出现向南的弯曲,同时那里的西北气流也相应加强,表明具有高湿位涡的冷空气开始南侵(从图 4 也可以看到这一点);08 时,弯曲进一步明显,深“坑”边缘向南挤压,使其南北向范围变窄;14 时以后,深“坑”被分割成为两部分,中心气压也降低到 500 hPa 左右,北纬 30°,东经 110~115°之间已经是一致的西北气流,说明冷空气已完全侵入到了长江中下游地区,冷空气堆填塞了等熵面深“坑”,降水也开始逐渐减弱。从图中可以看到,5 月 23 时,深“坑”西北侧边缘地带出现西北气流,深“坑”南部则为一致的西南或偏南气流,这两支气流分别表示了由北向南沿等熵面下滑的冷空气和由南向北沿等熵面爬升的暖湿空气,在等熵面上相遇,表现出等熵面上有风的辐合, ($\nabla_{\theta} \cdot \mathbf{V} < 0$);6

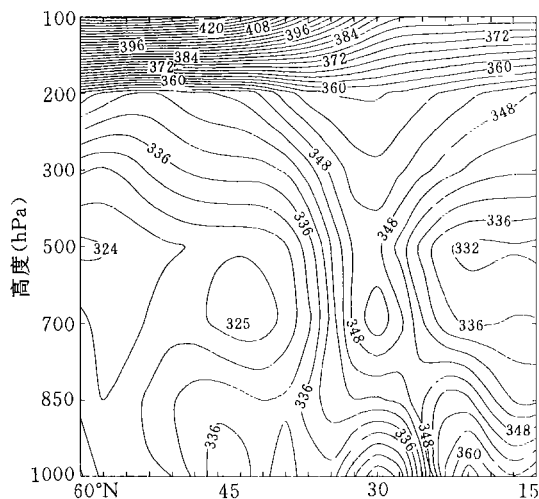


图 5 6 月 08 时的相当位温 θ_e 沿 115°E 的经向剖面(实况资料)

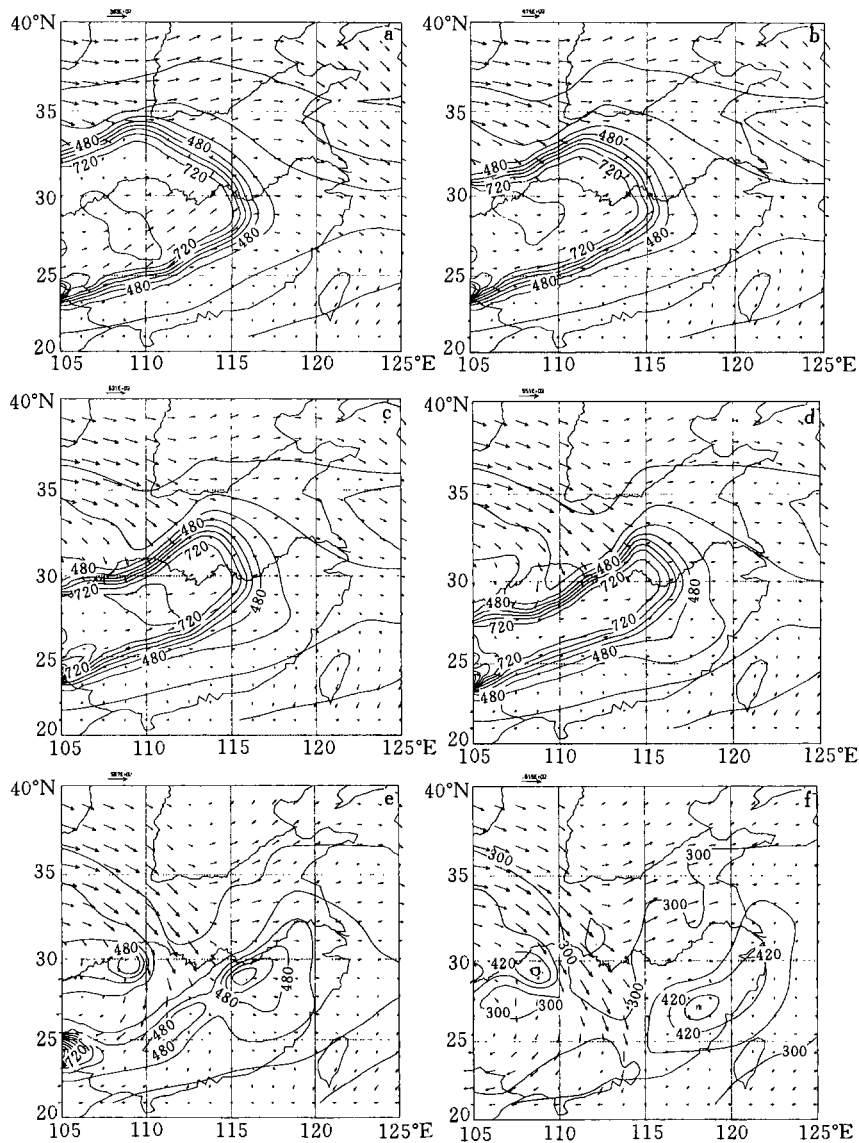


图6 $\theta_e=345\text{ K}$ 等熵面上的气压和风矢量场(模拟资料计算)

(a. 5日23时, b. 6日02时, c. 6日05时, d. 6日08时, e. 6日14时, f. 6日20时)

日02时~6日08时,辐合明显加强,辐合区向东推移;同时,在出现辐合的长江中下游地区,大暴雨也随之而至,有大量的潜热释放。根据式(8)和(9),在风的辐合与潜热释放这两种因素的共同作用下,对流稳定性将减小,绝对涡度增加。而对流稳定度的减小又促使了绝对涡度的增加。因此,在这一地区的对流层低层及地面,中尺度低涡和气旋就极易生成和发展,为产生暴雨创造了极为有利的环流条件。

根据以上分析,可以把在等熵面湿位涡守恒的情况下,冷空气沿等熵面下降时对流层低层及地面的气旋性涡旋发生发展概括成图7所示的概念模型。

概括地讲,就像气块的比湿在等 θ_e 面上具有保守性一样,湿位涡在等 θ_e 面上同样也

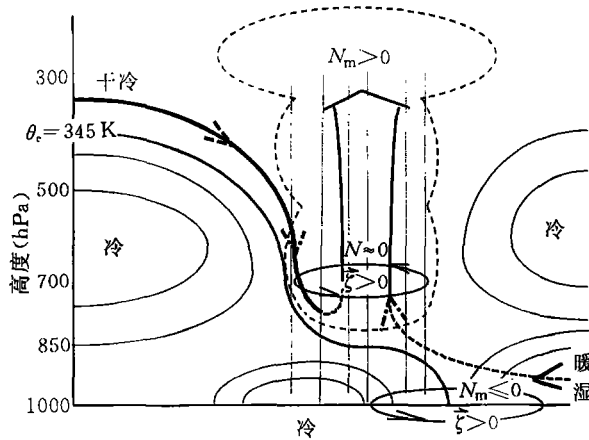


图7 等熵湿位涡守恒时低层和地面
气旋发展模型示意

具有守恒的性质,用它可以很好地跟踪 θ_e 面上空气块的移动和变化情况。图7中,源自中高纬度对流层高层(300 hPa以上)逆温层的冷空气,其本身具有较强的稳定性,它沿着等 θ_e 面向南下滑,到了 35°N 附近,由于等 θ_e 面陡峭,冷空气下降加速,在下降的过程中环境大气的对流稳定性逐渐减小($N_m > 0 \Rightarrow N_m \approx 0 \Rightarrow N_m \leq 0$),从而有绝对涡度的增加;同时,当冷空气下滑到对流层低层时,与来自南方并沿等 θ_e 面上升的暖湿空气发生辐合($\nabla_{\theta_e} \cdot \mathbf{V} < 0$)而产生对流,其稳定性减弱,并随之出现降水,有凝结潜热释放而使得 $\dot{\zeta} > 0$ 。这样,在对流层低层及地面就会有低涡和气旋发生、发展。

5 结 论

(1)中尺度有限区域模式MM4较好地模拟出了1991年7月5日20时~6日20时江淮地区的暴雨及其中尺度影响系统的演变,模式输出的细网格要素资料也是可信的。

(2)等熵面的形态及其中的湿位涡演变清晰地反映出产生暴雨的冷空气活动。在江淮地区等熵面的形态表现为一个东西向的深“坑”、边缘陡峭,其深度从大约400 hPa下降到近地面层,使高层具有高值湿位涡的冷空气沿等熵面迅速下滑。这便是造成涡度增加、致使低涡和气旋形成与加强的重要原因之一。

参考文献

- 1 陶诗言. 中国之暴雨. 北京:科学出版社,1980,225pp
- 2 斯公望. 暴雨和强对流天气系统. 北京:气象出版社,1988,350pp
- 3 Hoskins B J. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart J Roy Meteor Soc*,1985,111:877~946
- 4 Hoskins B J. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Quart J Roy Meteor Soc*,1974,100:480~482
- 5 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展. *气象学报*,1995,53(4):378~405
- 6 Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. Conservation of moist potential vorticity and down-sliding slantwise vorticity

- development. *Acta Meteor Sinica*, 1996, 10(4): 399~418
- 7 吴国雄, 蔡雅萍. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展. *大气科学*, 1997, 21(3): 273~282
- 8 寿绍文, 励申申, 李小平等. 1991年7月6日江淮暴雨过程的中- β 尺度分析. *应用气象学报*. 1994, 5(2): 257~265

ISENTROPIC POTENTIAL VORTICITY ANALYSIS OF THE MESOSCALE CYCLONE DEVELOPMENT IN A HEAVY RAIN PROCESS

Shou Shaowen

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Li Yaohui

Fan Ke

(Lanzhou Research Institute of Drought, Lanzhou 730020) (Yunnan University, Kunming 650091)

Abstract

The mesoscale model MM4 was used to simulate the torrential rain associated with Meiyu front occurring in 5—6 July, 1991 in the Changjiang-Huaihe Basin. Based on the outputs of the model, the cause of the mesoscale cyclogenesis on the lower troposphere has been investigated in terms of the potential vorticity principle. The results show that the favorable pattern of the moist isentropic surface and the cold air slid down along the moist isentropic surface rapidly were the favorable factors to increase the absolute vorticity, and to cause the cyclogenesis.

Key words: Moist potential vorticity, Isentropic surface, Mesoscale cyclogenesis.