长江中下游梅雨期中小尺度涡旋族发生演变分析*

翟国庆 王 智 何 斌

(浙江大学地球科学系, 杭州, 310028)

摘 要

利用密集的地面观测资料和高分辨率的中尺度数值模拟结果, 分析了 1999 年 6 月 22 日长江中下游地区的梅雨过程。分析发现: 暴雨过程是由排列于边界层中尺度辐合线上近乎同时产生的小扰动所致; 涡旋扰动的初始动力条件和触发系统与边界层内的中尺度辐合和低压倒槽有关; 随着涡旋中心降水量的增大, 近地面 γ 中尺度涡旋扰动出现气旋式的辐散环流, 导致涡旋在低层减弱, 同时又促使相邻 γ 中尺度涡旋发展的涡旋族相互作用过程。

关键词: γ 中尺度涡旋族, 中尺度数值模拟, 梅雨暴雨, 诊断分析。

1 引 言

梅雨锋上的中尺度扰动是产生梅雨锋暴雨的重要原因之一, 常见的中尺度扰动有中尺度低涡和中尺度切变线, 与此对应的梅雨锋云系常伴有中尺度云团的活动[1~4]。一些分析和研究表明, 沿梅雨锋切变线上存在风场的中尺度扰动, 中低层存在两支不同性质的气流流入低涡区, 降水主要发生在低涡的右侧[5], 梅雨锋上的中尺度切变线存在波状中尺度涡管, 这有利于降水的增强[6]。研究表明梅雨锋暴雨的发生与中尺度扰动密切相关, 但是由于梅雨锋上中尺度扰动的复杂性和多样性, 对其发生发展的一些细节过程缺乏深入的了解, 目前虽然对逐个低涡的结构和特征有了较多的分析研究, 但对相同背景场下同时发生的多个中小尺度涡旋的结构和特征分析尚不够, 如能充分利用密集的地面资料和在时空尺度上更高分辨率的数值模拟结果, 在一定程度上可以揭示中小尺度涡旋扰动和涡旋族在其初期的一些重要特征, 这是本文需要探讨的问题。

1999 年 6 月下旬长江中下游地区发生连续性的暴雨过程, 分析发现这是受多个中尺度低涡扰动的影响所致, 高坤等[7]通过数值模拟分析了这次全过程低涡扰动的结构特征, 研究了 3 股气流对低涡的扰动作用、低涡区的湿斜压锋区等结构, 本文将在他们已有的分析基础上着重利用高分辨输出结果对同时发生的多个更小尺度扰动进行分析, 揭示它们发生过程的一些结构特征。

2 模拟设计

利用 PSU/NCAR 中尺度非静力数值预报模式 MM5[8], 对 1999 年 6 月 22 日发生于长江中下游地区的一次涡旋族暴雨过程进行数值试验, 在模拟过程中还利用了“淮河流域能量与水分循环试验”资料以及华东区稠密的地面观测资料。

模式采用三重双向嵌套方案, 其中大、中、小 3 重网格的水平格距分别采用 90, 30 和 10 km; 垂直方向分为 23 层, 其中边界层分 5 层; 模式中考虑了云辐射及混合冰相显式水汽方案等非绝热物理过程, 并采用 Grell 积云对流参数化方案和 Blackadar 高分辨边界层参数化方案, 侧边界采用张弛逼近边界条件。

为了研究梅雨中低涡扰动的全过程, 本文以 1999 年 6 月 22 日 00 时(世界时, 下同)为模拟的初始时刻, 共积分 96 h, 至 6 月 26 日 00 时结束, 由于本文模拟时间较长, 因此在模拟全过程中采用了客观分析资料的全程四维同化, 以保证模拟状态的逼真。为了着重讨论 γ- β 中尺度涡旋发生过程演变, 本文重点分析 6 月 22~ 23 日 10 km 格距的细网

* 初稿时间: 2003 年 3 月 18 日; 修改稿时间: 2003 年 7 月 15 日。
资助课题: 973 国家重点基础研究发展规划项目(G1998040907)、国家自然科学基金资助项目(40075009)和浙江省自然科学基金(N29984)。

格模拟场, 分析研究 γ 中尺度涡旋发生过程中的一些重要特征。

3 中小尺度涡旋族的过程分析

3.1 过程降水分析

1999 年 6 月 22 日, 长江中下游及江淮地区出现较强的降水, 实况 24 h(22 日00时~ 23 日00时) 降水量超过 100 mm 的雨量中心主要出现在湖北石首市的长江段至大别山以西和安徽桐城地区(见图 1a), 整个雨带呈东北—西南走向, 主要暴雨区位于湖北、安徽, 在河南及安徽北部也存在一个暴雨区。模拟的细网格区域降水量分布如图 1b 所示, 雨带也呈东北—西南走向, 暴雨中心位于九岭山、汉口南侧和大别山以西, 同时在河南、安徽北部也有暴雨区, 雨量偏大, 可见, 模拟的细网格降水分布和暴雨区与实况基本相一致, 尤其是暴雨区的走向。

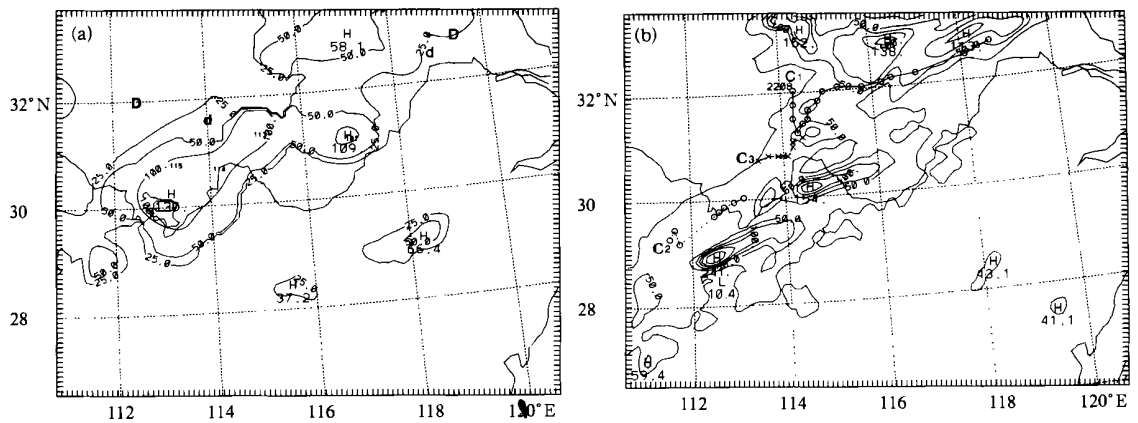

图 1 1999 年 6 月 22 日~ 23 日 24 h 实况和模拟降水量分布

(a. 实况降水分布, D 和 d 分别为 22 日 12 和 24 时 850 和 925 hPa 等压面上实况低涡的位置; b. 模拟降水分布, 粗实线、点线和虚线分别为 σ = 0.91 高度上的 3 个低涡的移动路径; C_1, C_2, C_3 为该高度上的低涡编号)

为了着重分析与暴雨有关的中尺度系统, 图 2 给出了每 3 h 的雨量对比, 可以看到, 14~ 17 时实况暴雨区位于湖北石首市、大别山以西及安徽阜阳和桐城附近(图 2a 虚线), 模拟的细网格降水分布(图 2a 实线) 显示暴雨区与实况较为相近, 分别出现数个降水中心; 3 h 后, 实况雨区向东移动, 原阜阳和大别山以西的雨区东移到淮南市附近和大别山以东, 原湖北石首市附近的暴雨区也移到汉口地区(图 2b 虚线), 与模拟的降水分布(图 2b 实线) 也基本相近。可见, 本次暴雨雨带的形成是由若干个雨团的移动所造成。

由图 1 中还可以看到, 实况的降水分布与实况 850 和 925 hPa 高度上的低涡较为配合, 在低涡移动路径南侧出现较大的降水; 模拟结果分析也很容

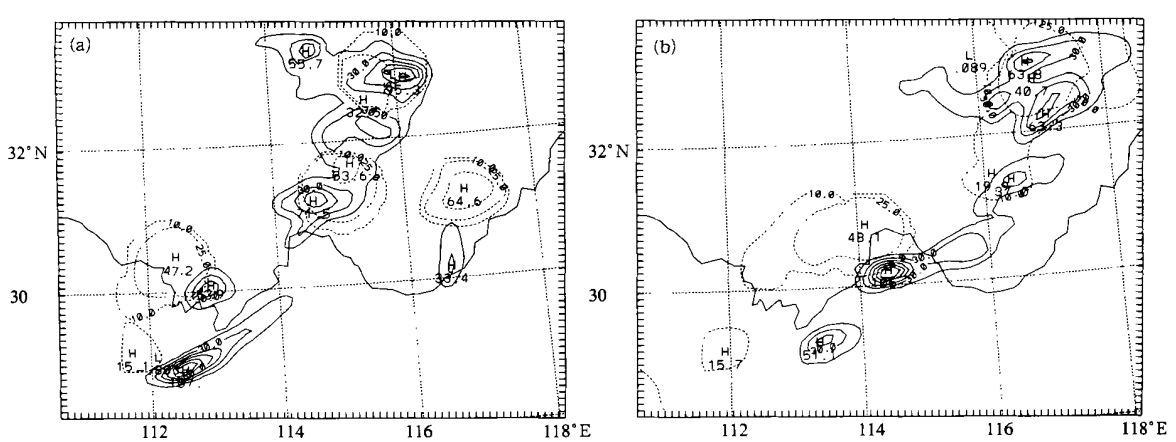

图 2 实况(虚线) 与模拟(实线) 的 3 h 降水量分布

(a. 22 日 14~ 17 时, b. 22 日 17~ 20 时)

易看到这一现象, 图 1b 还显示出 3 个中尺度涡旋扰动在 σ= 0. 91 高度上的移动轨迹, 它们均位于暴雨区附近, 这说明本次降水过程与梅雨锋上的中尺度低涡扰动有着密切关系。

3. 2　实况低涡过程

图 3 为 1999 年 6 月 22 日实况 850 hPa 等压面流场分布和风速示意图, 低涡的起始地 ——大别山地区在 22 日 00 时(图略) 边界层内还是一明显的辐散区(辐散值达到 $3 \times 10^{-5} s^{-1}$) , 12 时, 在湖南幕阜山区和大别山西侧低涡形成并向东北移动(图 3a) , 12 h 后低涡移到南京以北, 低涡气旋性环流明显扩大, 低涡逐渐演变成为 α 中尺度涡旋(图 3b) , 此时低涡南侧的偏南大风演变成西南急流, 风速明显增强, 23 日 00 时, 在安庆地区的低空西南急流中心风速已达20 m/ s以上。

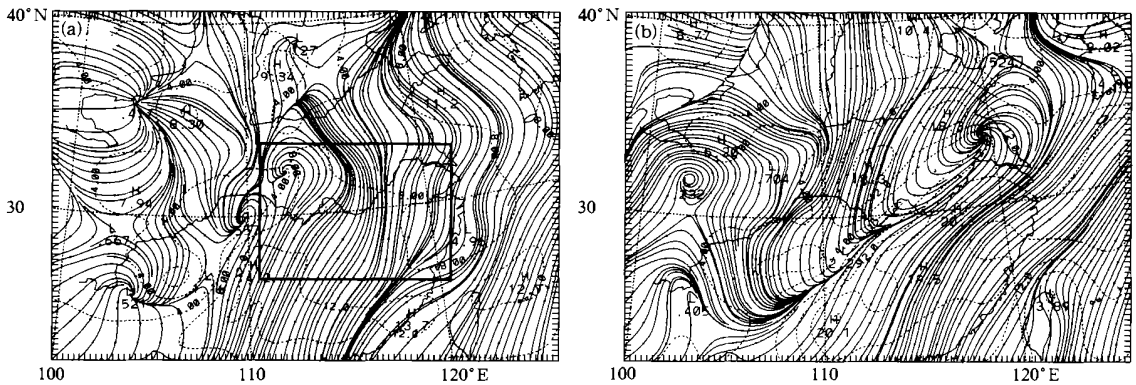

图 3　850 hPa 实况流场和风速示意分布

(a. 22 日 12 时, 方框为模拟的小网格区域, b. 23 日 00 时; 虚线为等风速线)

3. 3　边界层模拟结果分析

对 1999 年 6 月 22 日对流层低层各 σ 层的分析表明, 涡旋最早出现在行星边界层内, 在边界层 σ= 0. 91 这一高度上, 从中尺度涡旋出现到消亡或入海, 表现出 3 段涡旋移动路径, 它们最长的时间尺度超过 12 h, 而最短的只有 5 h 左右(见图 1) 。为了分析本次中小尺度涡旋的形成过程尤其是若干涡旋近乎同时生成这一特征, 我们首先分析了最早出现中小尺度涡旋的这一 σ 层, 即高度为 σ= 0. 91; 图 4 是 σ= 0. 91 高度上细网格模拟的流场分布(细网格区域参见图 3 中方框) , 由图 4 看出, 大别山北侧 08 时出现一个 γ 中尺度的气旋性涡旋(图 4a) , 我们定义第一个出现的 γ 中尺度涡旋为 C_1; 09 时, 洞庭湖地区和汉川附近也相继出现 γ 中尺度的涡旋, 自西向东分别定义为 C_2, C_3 涡旋, 该串涡旋几乎均出现在边界层辐合线上; 10 时(图 4b) , C_1 涡旋向南移到大别山西侧, C_2, C_3 涡旋向东北移动少许, 到 12 时(图 4c) , 就可以非常清晰地看到在大别山西侧至洞庭湖地区有 3 个完整的 γ 中尺度涡旋, 同时, 它们又被一个更大尺度的涡旋环流所包围。此时, 在 850 hPa 流场上只能看到一个较大尺度的气旋性弯曲环流, 随后的几小时, 气旋性环流逐渐加强, 到 15 时, σ = 0. 91 高度上, C_1, C_2 和 C_3 也趋近一个更大尺度的环流(图 4d) , 随高度越往上, 更大尺度的气旋性环流就越趋向完整, 在 850 hPa 出现明显的 β 中尺度涡旋环流中心。即: 在一个较大尺度气旋性环流背景的下方, 可以出现若干个更小尺度的涡旋扰动, 它们虽生成于边界层的辐合线上(后面将介绍) , 但围绕着一个更大尺度涡旋环流的运动中而相互作用。此时, 仔细分析可以发现, 原 σ= 0. 91 高度上的 C_1 涡旋在大别山西侧已转为气旋式的辐散环流。

从位于 σ= 0. 91 高度以下的 σ= 0. 97 高度上发现, γ 中尺度涡旋最早出现在 22 日 11 时的大别山西侧, 晚 σ= 0. 91 高度 3 h 左右。13 时(图 5a) , C_1, C_2, C_3 3 个尺度较小的涡旋清晰地呈东北-西南向排列, 每个涡旋的水平尺度约为几十公里, 这可能是 γ 中尺度涡旋起源于某一层上, 然后向上和向下发展。当 σ= 0. 91 高度 C_1 涡旋转为气旋式辐散环流时(15 时) , σ= 0. 97 高度上, C_1 涡旋变得模糊不清(图 5b) , 而 C_2, C_3 涡旋仍表现得十分清晰; 17 时(图 5c) , C_2 涡旋也已明显减弱, 其水平涡旋环流仅存在于 σ= 0. 97 的高度上, 而 σ= 0. 91 高度上已形成一

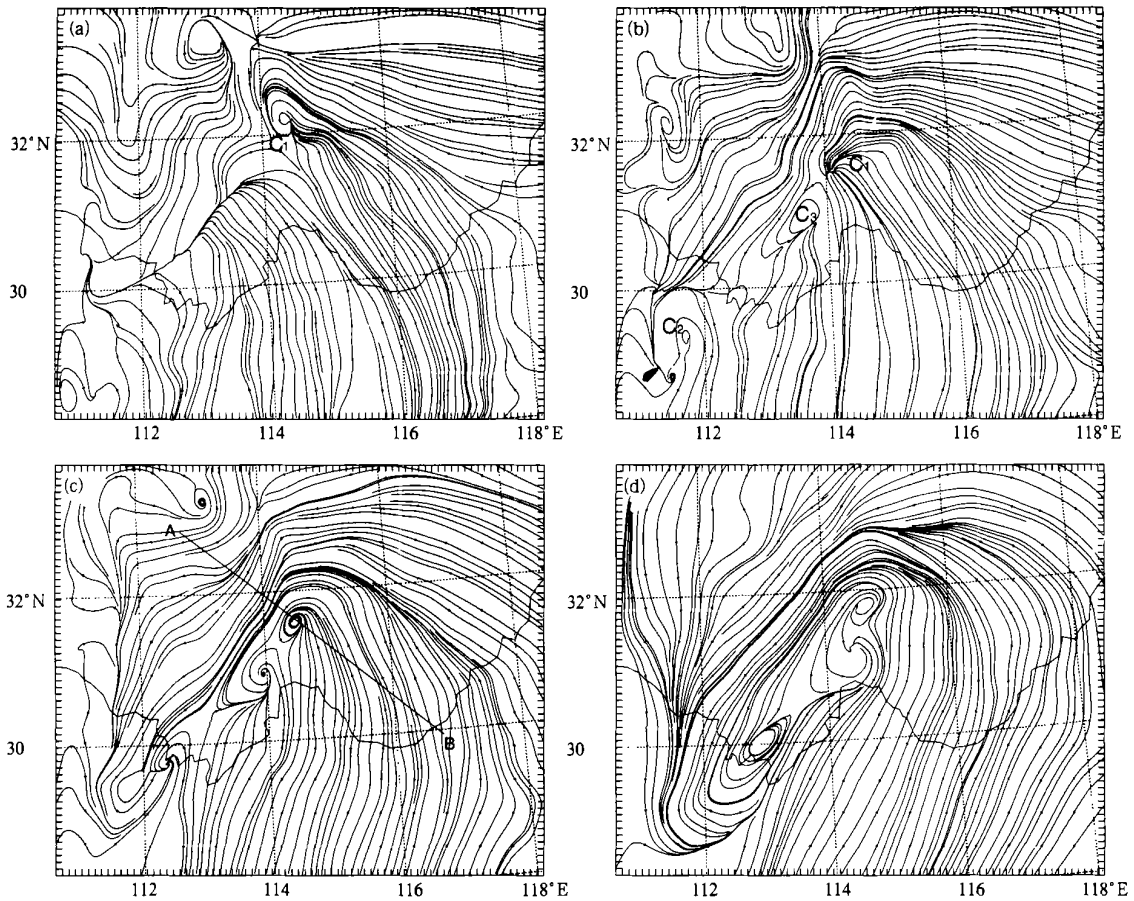

图 4 模拟细网格区域σ= 0. 91 高度流场分布
(a. 08 时, b. 10 时, c. 12 时, d. 15 时)

个较大尺度的 β 中尺度涡旋, 850 hPa 上更为明显, 这就形成了 γ 中尺度涡旋向β 中尺度涡旋的演变过程, 之后, 该β 中尺度涡旋逐渐发展成为一α 中尺度涡旋。

与中尺度涡旋对应的每小时实况降水分布图可知(图 5 虚线) , 15 时的 C_3 涡旋附近和 C_2 涡旋的西侧附近对应一实况暴雨中心; 1 h 后, 与 C_3 相对应的暴雨区已与 C_3 涡旋重合。图 6 是单站实况与模拟的逐时降水分布, 由图可见, 安徽麻城站的降水主要发生在 22 日 15~ 17 时段(图 6a 直方框) , 最大每小时雨量超过 25 mm, 从模拟的结果可以看出(实线) , 1 h 暴雨中心出现在模拟积分第 15 时, 与 C_3 涡旋相对应; 模拟的 C_2 涡旋降水与实况亦很相似(见图6b 江陵站) 。由此可以看到, 模拟的中尺度暴雨结果与实况降水基本上是一致的。

有关中尺度涡旋移动发展的全过程, 在图 1b 中已给出, 不难看出, 本次涡旋族的移动路径分别为: 涡旋 C_1(实线) 由信阳地区至麻城再经安徽定远而入海; C_2(虚线) 是由武陵山东侧至湖北仙桃; C_3(点线) 是从湖北的汉川地区到达麻城; 所有涡旋的移动路径与暴雨雨带走向基本一致。可见, 边界层内发展起来的 γ 中尺度涡旋扰动, 可以以数个小扰动组成涡旋族的形式出现, 它们中间有的是弱扰动, 有的通过相互间的作用得到增强, 演变成 β 中尺度再向上发展成α 中尺度涡旋。

就本次中尺度涡旋的演变而言, 从 σ= 0. 91 高度上可以发现是由 C_1 涡旋发展而来, 但是在 C_1, C_3 向东北移动过程中, 首先是由 C_1 的减弱导致 C_3 涡旋的发展, 再由 C_3 的消亡导致 C_1 涡旋的再发展演变成β中尺度涡旋。值得一提的是, 近地面的σ= 0. 97 高度上, 15 时只有 C_2 和 C_3 涡旋存在(参见图 5b) , 原 C_1 涡旋逐渐变得模糊, 当 C_3 涡旋向东北移动至大别山西侧时, 气旋性环流逐渐变得松散(图 5c) , 虽然实况暴雨区也与涡旋中心相配合; 1 h 后, 在大别山的东北侧突然出现一涡旋, 从 σ= 0. 97 高度上很容易被误认为这就是 C_3 涡旋的北跳, 然而, 在 σ

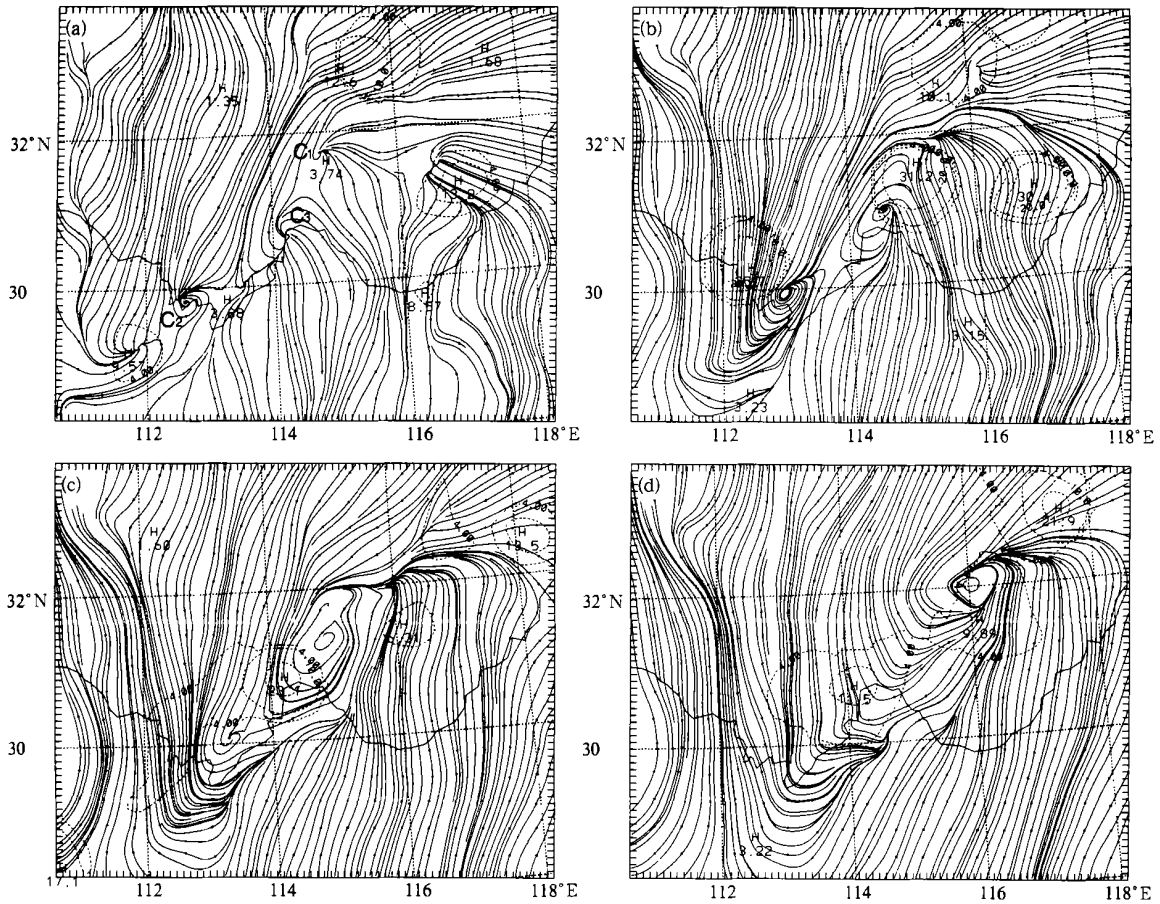

图 5　模拟细网格区域σ= 0. 97 高度流场分布和后 1 h 实况降水分布(虚线)

(a. 13 时, b. 15 时, c. 17 时, d. 19 时)

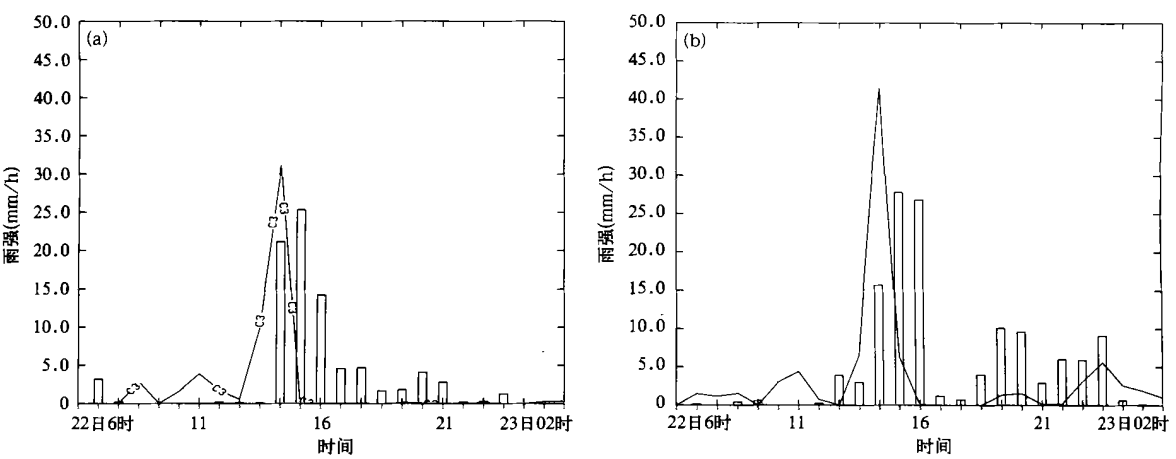

图 6　1999 年 6 月 22 日 05 时~ 23 日 05 时单站实况和模拟降水示意

(a. 麻城, b. 江陵; 实线为模拟降水, 直方框为实况降水)

= 0. 91 高度上还是能清楚地分辨出大别山东侧的涡旋是由 C_1 东移而来, 这一现象在 850 hPa 上是无法判断出的。由此可以说, 长江中下游地区的这一类 α 中尺度低涡, 一部分是由边界层内 γ 中尺度涡旋演变成 β 中尺度再发展所致, 至 19 时(图 5d) 已能清晰地看到一个完整、强度较强的 α 中尺度涡旋

环流, 在它中心的南侧和东北侧伴有暴雨中心。

4 γ 中尺度涡旋族的触发系统和结构特征

中尺度低涡的发生有多种原因, 其中包括在长江中下游地区有利的地形作用下产生的局地新生涡旋扰动[9], 这类系统往往尺度较小、移动缓慢, 短期内又相继发生, 演变也较为复杂, 对暴雨的突发起着相当重要的作用。在最近的数值模拟研究中, 高坤[7]、王智等[10]指出中尺度地形的作用和边界层内不同性质的气流与中尺度涡旋的发生有密切关系。本次 γ 中尺度涡旋起源于边界层内, 水平涡旋环流在一定时间内仍保留在边界层附近, 因此, 本文着重讨论 γ 中尺度涡旋的发生阶段, 即在边界层内出现涡旋至对流层低层这一过程。

4.1 边界层中尺度辐合线

在分析比较了各层风场特征后, 选择了边界层风场来分析涡旋发生过程中的流场变化。图 7 给出了 σ= 0.91 高度上的风场和近地面气压场分布, 由图显示初始有一中尺度辐合线自西北向东南移动, 06 时(图 7a), 在伏牛山以东地区存在偏东气流与较弱偏西气流的汇合, 促使该地区产生中尺度辐合线(虚线), 当该辐合线东移并不断向南发展时, 辐合线后部偏北气流也明显增强, 由此导致辐合线的加强; 辐合线后部偏北风分量的增强同样导致了南北向切变增强, 受其影响, 有利于沿切变线上不断产生涡旋扰动, 从这一过程可以看出, 边界层内近南北向辐合线的加强对涡旋的产生有重要作用。

同时, 原位于湖南并向湖北伸展的低压倒槽对辐合线的增强和涡旋的发生也有重要作用。图 7 中所给出的细网格地面气压场显示低压倒槽正好位于辐合线的东侧(实线), 实况资料分析也完全证实了这一气压场形势(图略), 在 07 时, 辐合线进入低压倒槽的北部, 涡旋就产生于辐合线与低压倒槽相遇的地区(图 7b 中黑色小圆点), 即产生 C_1 涡旋, 09 时, 辐合线已向南伸展到湖南的低压中心, 这也是沿辐合线涡旋发生的时刻, 其中C_3涡旋就产生在08

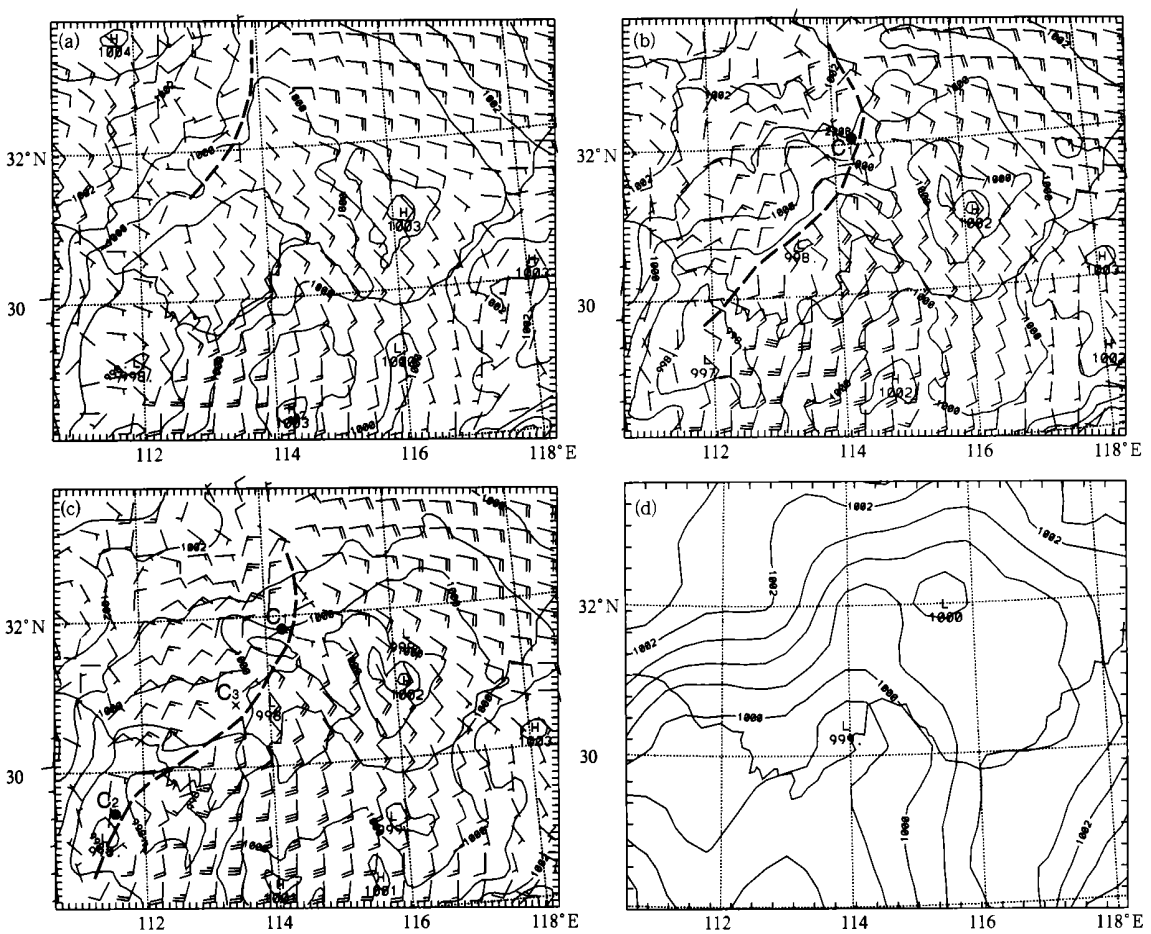

图 7 模拟细网格区域 σ= 0.91 高度风场和地面气压场分布(实线)

(a. 06 时, b. 08 时, c. 09 时, d. 实况 09 时地面气压场; 粗虚线为辐合线, 黑色小圆点和叉号为涡旋位置)

时汉口以西的地面低压中心附近(图 7c 中“ ×”为 C_3 涡旋), 这表明 γ 中尺度涡旋的发生与中尺度辐合线和地面低压有一定关系。实况 22 日 09 时气压场分析也表明汉口地区有弱低压中心产生(图 7d), 它与图 7c 模拟的地面气压场上、位于汉口西的低压中心位置和强度是较一致的, 这与有关研究[1] 所指出的地面低压倒槽的作用相类似, 随着辐合线东移进入低压倒槽后, 边界层形成更有利于涡旋发生发展的背景条件。

4.2　涡旋族发生阶段结构分析

为了研究边界层发展起来的 γ 中尺度涡旋发生阶段垂直结构的演变特征, 我们沿涡旋的移动轨迹进行了时间-高度剖面的分析(沿图 1b 中的 C_1 轨迹线)。

图 8a 的 C_1 涡旋演变表明, 大约在积分第 7 时(即 22 日 07 时) 开始, 大别山北侧地区边界层内出现了正涡度区, 08 时出现中心, 高度约在 σ= 0.945, 09 时正涡度有一减弱过程, 上部出现了负涡度, 这与 C_1 涡旋向南移动有一定联系; 到积分第 10 时, 正涡度再次开始增强, 并在积分第 12 时达最强, 边界层内中心值达 $2.7\times10^{-4}s^{-1}$, 垂直高度也向上达到对流层中层, 这时, 流场上表现为明显的气旋性涡旋环流(图 5c), 之后, 正涡度又有一逐渐减弱过程。积分 18 h 后, 正涡度再次明显增强, 这时, 涡旋尺度扩大, 形成较强的 β 中尺度涡旋。图 8b 为相应的散度场, 可以清楚地看到, 边界层内的辐合大约开始于积分第 6 时, 第 7 时出现辐合中心, 中心值为 $-1.5\times10^{-4}s^{-1}$, 且高度更低, 位于 σ= 0.97 的高度上, 第 9 时辐合最强, 中心值达 $-3\times10^{-4}s^{-1}$, 随后辐合也向上层发展; 与辐合中心相配合, 上升运动中心分别

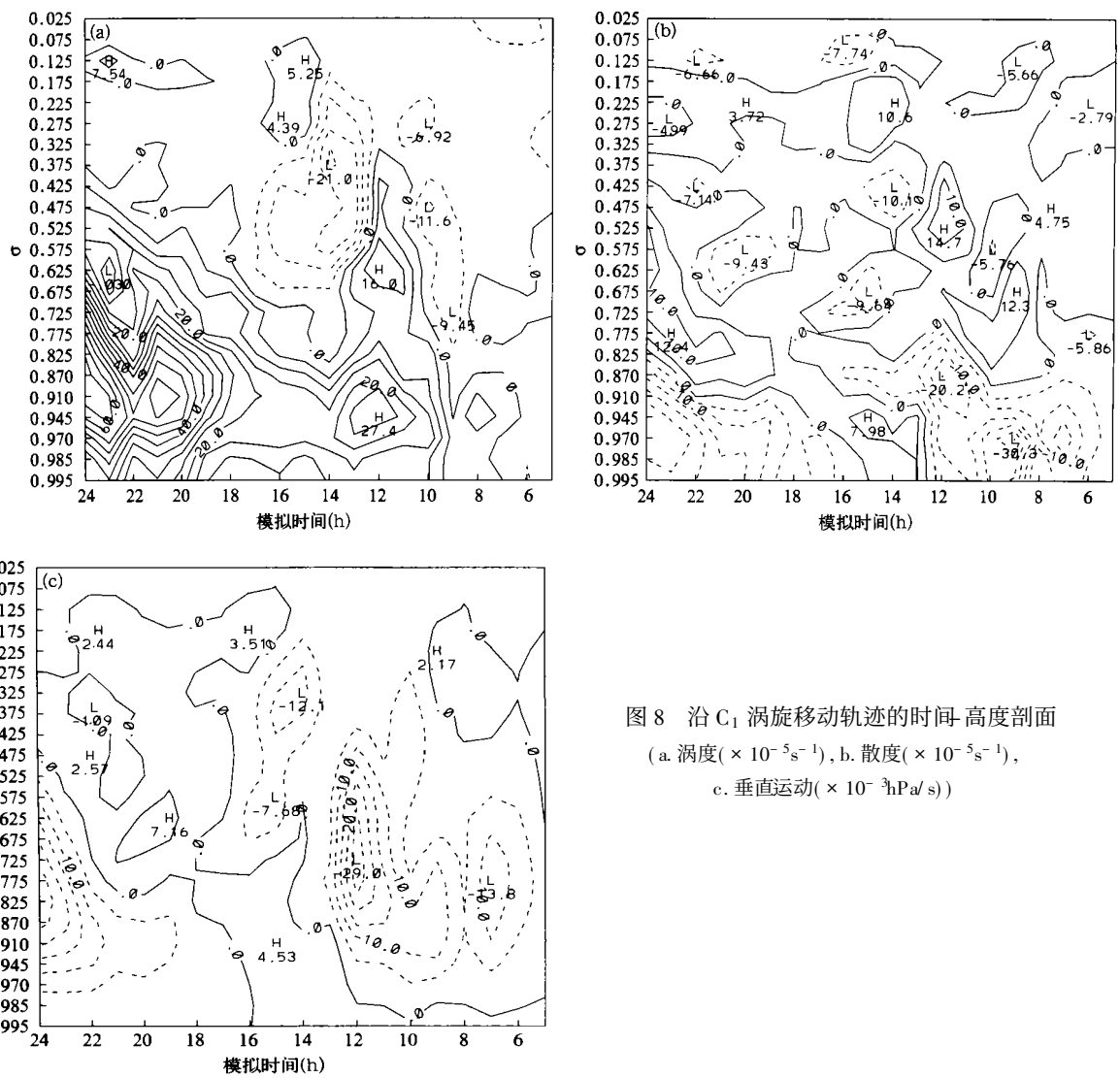

图 8　沿 C_1 涡旋移动轨迹的时间-高度剖面

(a. 涡度($\times10^{-5}s^{-1}$), b. 散度($\times10^{-5}s^{-1}$),

c. 垂直运动($\times10^{-3}$hPa/ s))

出现在第 7 和 12 时, 中心值达 -14×10^{-3} hPa/s 和 -29×10^{-3} hPa/s(图 8c), 但上升运动中心高度位于对流层的中下层, 随后出现了微弱的下沉运动, 在积分第 19 时, 垂直上升运动再次增强, 这与 γ 中尺度涡旋演变成β中尺度涡旋相对应。

另两个涡旋发生时刻的动力特征列于表 1, 可以看到, C_2 涡旋的正涡度从第 8 时首先在边界层内开始发展, 并随积分增加而增强(图略), 在积分第 14 时, σ= 0.91 高度上出现最大值, 正涡度也向上发展至中上层; 从散度的演变可以看到, 辐合是从积分第 7 时的边界层内开始, 第 8 时, 在 σ= 0.94 的高度上出现辐合中心, 中心值达 $-10\times10^{-5}s^{-1}$, 其上部有弱的辐散, 与此同时, 上升运动中心也在第 8 时出现, 但强度不大, 边界层最大辐合和垂直上升运动分别出现在积分第 12 和 14 时。对照图 6 可知, 实况第 15 时单站降水开始增大, 此时, 正涡度区向上发展到高层, C_2 涡旋也发展到最强时期(参照图 5d)。

C_3 涡旋与 C_1 涡旋相似, 积分第9时出现在汉

表 1 1999 年 6 月 22 日涡旋发生时动力特征统计

中尺度涡旋编号	涡旋出现时刻	辐合出现时刻	最初辐合中心			正涡度出现时刻	最初正涡度中心			上升运动出现时刻	上升运动中心		
			时间	高度(σ)	强度($\times10^{-5}s^{-1}$)		时间	高度(σ)	强度($\times10^{-5}s^{-1}$)		时间	高度(σ)	强度($\times10^{-5}s^{-1}$)
C_1	8	6	7	0.97	−15	7	8	0.94	5	6	7	0.77	−13
C_2	9	7	8	0.94	−10	8	14	0.91	38	8	8	0.87	−14
C_3	9	8	9	0.94	−54	9	10	0.94	37	8	9	0.82	−51

川地区, 在剖面图上可以发现(图略), 第 8 时该地区近地面还处于微弱的负涡度, 第 9 时便转为正涡度并不断增强和向上发展, 一直持续到积分第 17 时正涡度才结束; 近地面的辐合出现在第 8 时, 并在 σ= 0.945 高度上出现辐合中心, 中心值达 $-5\times10^{-4}s^{-1}$, 其上部有较强的辐散, 较强的上升运动也出现在第 9 时, 位于边界层顶上部, 中心值达 -51×10^{-3}hPa/s, 在经历一段短暂的减弱期后(边界层涡旋环流结构表现出松散状)(见图 5b), 第 13 时, 边界层的辐合、正涡度和垂直上升运动都再次增强(参考图 5c)。

从以上各涡旋发生时刻分析, 边界层的辐合先于正涡度 1 h 左右出现, 这与边界层内的辐合线存在有关, 涡旋的最大垂直上升运动高度较低, 往往在对流层的低层, 而且涡旋的发生要早于实况降水的出现; 这说明, 这一类由边界层辐合线引起的涡旋环流初始时期强度较弱, 不能较快地向上发展到对流层中上层, 水平气旋性涡旋环流主要还是发生在边界层内。

可以用积分第 12 时作为 C_1 涡旋发生阶段的最典型代表, 该时刻水平涡旋环流主要存在于边界层, 850 hPa 还只是气旋性弯曲环流。图 9 为垂直于涡旋移动方向的剖面示意, 剖面的方向呈西北—东南向(沿图 4c 上 AB 剖线), 图 9a 是平行于剖面的风分量, 由图可见, 在对流层中低层基本上为偏东南风(虚线), 但涡旋上空存在明显的切变和辐合: 在边界层, 涡旋(三角形位置)的西北侧有较弱的偏西北风, 与东南侧形成明显的水平风辐合, 其上方也有明显的水平风向转换; 在涡旋的上空, 虽然东南气流贯穿于涡旋之上, 但较强的中尺度东南大风中心(10 m/s)在边界层顶形成了明显的风速辐合, 因此, 涡旋在边界层和低层得到来自西北和东南两方面较强中尺度气流的汇合。分析与剖面垂直的风分量(图 9b), 可以看到涡旋两侧有偏南气流(实线)和偏北气流(虚线)的存在, 风向转折点就在涡旋所在的位置, 而偏北气流的大风速中心位于边界层内, 达到了 10 m/s, 显示出较强的偏北气流, 这一特征在几小时前就已存在, 只是较弱而已。综合图 9a, b 可知, 在涡旋发生时刻的边界层, 弱的偏北风与偏南风之间形成风切变, 产生中尺度涡旋, 在涡旋之上的对流层低层, 涡旋西侧有偏东气流和涡旋东侧的偏南气流所形成的气旋性切变, 同时, 在边界层出现偏北大风和边界层顶出现的中尺度偏南大风, 对涡旋发生起到重要作用。由于风场的特殊性, 在涡旋上空有强的正涡度(图 9c 实线); 低层产生强辐合, 中高层为辐散, 与此相关, 在涡旋的上空产生较强上升运动(图 9c 箭矢线)。

以上风场特征显示出形成于边界层内的涡旋有两支气流起重要作用, 一是边界层内的偏北大风, 另一支是边界层顶附近的偏南大风, 也就是说西南低空急流轴左前侧南风的不断加大与北侧同时增强的偏北气流之间构成的中尺度切变是十分明显的, 在

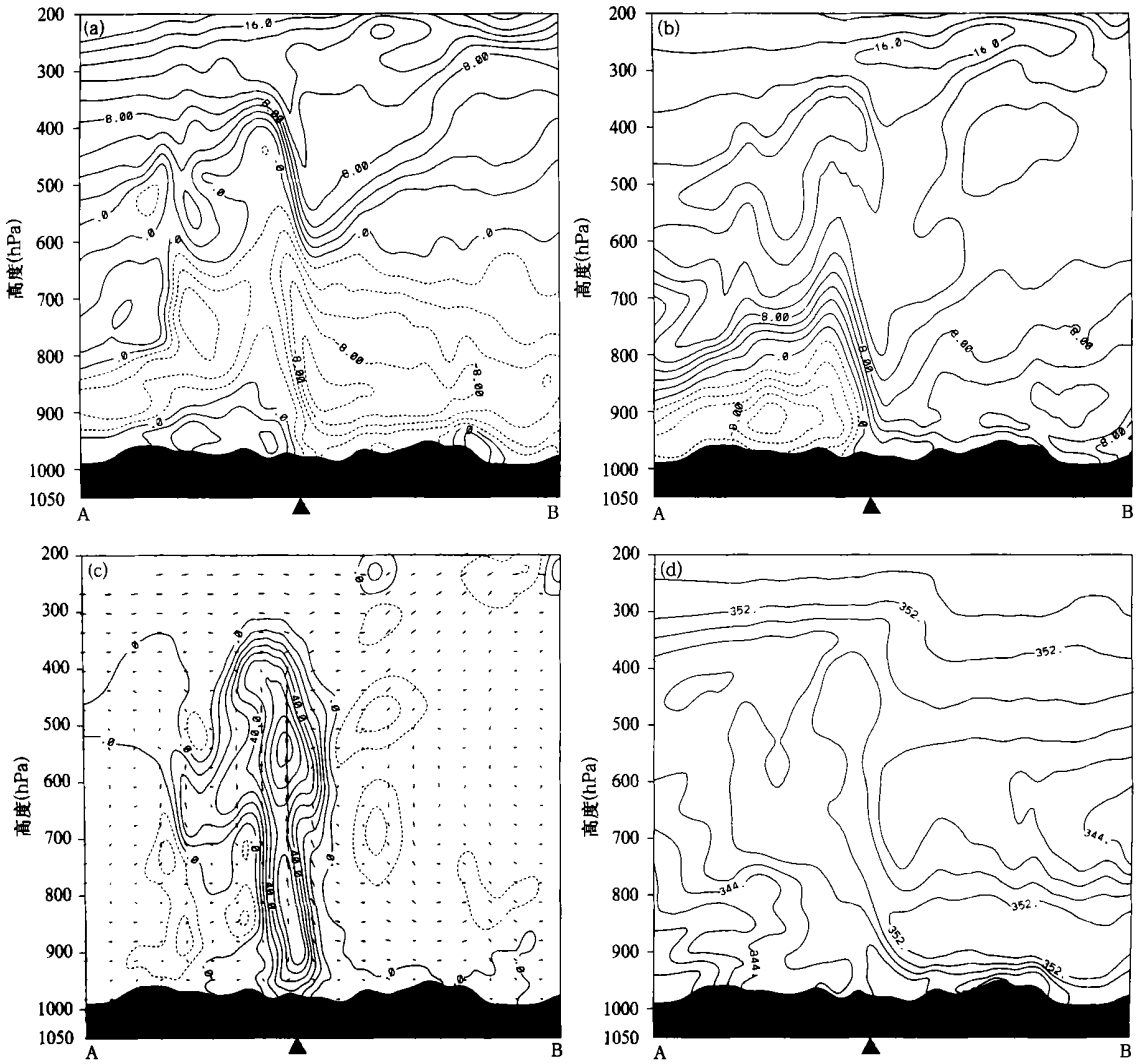

图 9　垂直于 C_1 涡旋移动方向的剖面

(a. 平行于剖面的风矢量(m/s), b. 垂直于剖面的风矢量(m/s),
c. 涡度场($\times 10^{-5} s^{-1}$)和垂直运动(箭矢量), d. θ_e 分布(K))

中尺度切变线上, 发展出中尺度涡旋并伴有辐合和上升运动, 它们与中尺度暴雨区相吻合。

θ_e 垂直分布表明(图 9d), 在涡旋的偏东侧, 近地面有 θ_e 小值区, θ_e 较密集的锋区位于低层, 以较平缓的坡度向东南扩展, 在其上部的边界层至对流层低层为 θ_e 大值区, 形成近地面的对流稳定和中层的对流不稳定。

C_2 和 C_3 涡旋的分析同样证实了边界层内风场的作用, 在涡旋扰动发生时, 涡旋东侧边界层内和低层有强的偏南气流, 而涡旋的西侧有偏北风, 边界层的风场作用引起与图 9 相类似的动力特征, 并且有能量锋区的存在; 在积分第 15 时扰动涡旋发展时, 以上的特征更为明显, 在涡旋上空形成强的正涡柱, 这一阶段也证明了 C_1 的减弱和 C_2, C_3 的增强。

由此可见, 在边界层内发展的涡旋与边界层内的辐合和切变有关, 并在能量锋区加强时有利于涡旋的发展。

4. 3　γ 中尺度涡旋与边界层辐合中心的关系

从图 4, 5 中的模拟流场上可以看到, β 中尺度涡旋是由 C_1 涡旋逐渐发展而成, 值得注意的是, 在图 8 上, C_1 涡旋在积分第 13 时后, 正涡度和辐合都有所减弱, 并出现了弱下沉运动, 这一现象对照图 4 和 5 可以发现, 当边界层流场在第 12 时(图 4c) 形成较强的气旋性涡旋后, 于第 14 时又转为气旋性的辐散环流, 质点从 C_1 中心流向 C_3 涡旋中心(图 4d), C_1 涡旋附近的实况降水也向南移动到 C_3 涡旋附

近; 在第 13 时 C_1 涡旋中心附近 1 h 有 4 mm 的实况降水(图 5a) , 第 14 时实况降水量增强到 18 mm(图略) , 暴雨中心对应着 σ= 0. 97 高度上的 C_1 涡旋, 这表明强降水中心恰位于涡旋中心, 并由此产生了近地面的辐散气流, 在第 15 时的流场上, C_1 涡旋中心环流呈气旋式的向外辐散, 同时, 暴雨区也扩大到 C_3 涡旋(图 5b) 。当涡旋中心环流转为气旋式的向外辐散时, 与外围的气流在涡旋中心东侧汇合, 在那里形成辐合上升运动, 这可能是解释暴雨常出现在涡旋东部的一个原因, 例如图 5d 中与 C_1 涡旋有关的暴雨就移到涡旋的东侧。

由此可以看出, 当两个较近距离的 γ 中尺度涡旋先后生成时, 流场上会出现不同的特征, 这一情况在边界层散度场上可以较清晰地看到。图 10 给出的是 6 月 22 日 11~ 16 时辐合中心和 C_1, C_3 中心动态示意图。该图表明, 辐合中心的移动明显快于涡旋的移动, 这就是说当 γ 中尺度涡旋生成于边界层内辐合区时, 随着辐合和上升运动的加强, 涡旋尺度也在加大, 降水随之产生, 随后, 辐合中心移出 C_1 涡旋中心, 而 C_3 涡旋此时正处于辐合区内, 位于辐合中心的北侧, 由此产生了边界层内 C_1 辐散、C_3 辐合的特征, 随着涡旋环流的进一步扩大和边界层内辐合中心的东移远离, C_3 涡旋的辐合中心强度也随着减弱, 而新的辐合区出现在 C_1 涡旋的东部, 这促使了 C_1 涡旋逐渐演变成 β 中尺度的涡旋。

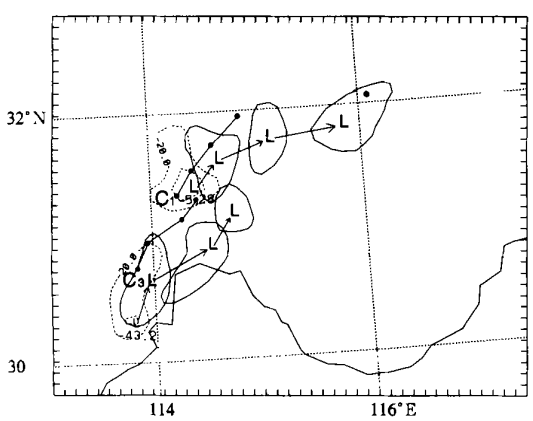

图 10 σ= 0. 91 高度 C_1, C_3 与辐合中心动态
(11, 12, 14, 16 h) 示意
(实线和虚线分别为 C_1 和 C_3 辐合中心, 小圆点为 C_1 和 C_3 中心)

5 结 论

通过以上分析, 对发生于梅雨期长江中下游地区与暴雨密切相关的中尺度涡旋扰动有了一个新的认识, 虽然模拟发现的一连串涡旋扰动在实况流场上目前尚无法得到确凿的证实, 但我们从实况雨团的演变上还是能找到一些相关的线索:

(1) 梅雨期, 有时在边界层内可近乎同时产生数个 γ 中尺度涡旋扰动, 组成一个涡旋族, 它们初生时位于边界层内, 生命期一般为几小时, 在对流层低层的 850 hPa 等压面上尚不能及时反映出, 同时在边界层内, 涡旋环流也有不同的清晰度, 本次涡旋扰动在 σ= 0. 91 高度上环流较为清晰。

(2) 边界层内气流的辐合是触发 γ 中尺度涡旋的初始动力条件, 一弱中尺度辐合线在东移过程中受后部偏北气流增强的影响演变成近南北向的较强辐合线, 在边界层内所造成的质量辐合明显先于涡度场, 因此, 边界层内辐合线的加强对 γ 中尺度涡旋的发生起重要动力条件, 并且在有利的环境条件下, 如地面低压倒槽的作用, 可能沿低压倒槽及边界层辐合线产生数个小扰动而形成中小尺度涡旋族, 它们中有的是弱扰动, 有的通过相互间的作用得到增强, 演变成 β 中尺度再向上发展成为 α 中尺度的涡旋。与 γ 中尺度涡旋产生有关的辐合主要来自边界层两支气流, 一是边界层内的偏北大风中心, 另一支是边界层顶附近的偏南大风。即西南低空急流轴左前侧南风的不断加大与北侧同时增强的偏北气流之间构成的中尺度切变是十分重要的, 在中尺度切变线上, 发展出中尺度涡旋并伴有辐合和上升运动, 并与中尺度暴雨区相吻合。

(3) 降水的出现一般晚于边界层涡旋的发生, 降水初始位于涡旋中心, 并伴有较强的辐合和上升运动, 随着降水量的增大, 近地面的涡旋环流出现气旋式的辐散, 涡旋随之减弱, 但同时促使相邻涡旋的发展, 当降水范围逐渐扩大时, 相邻涡旋也随之减弱, 降水中心移出涡旋中心, 原先的涡旋也在相互作用下消亡或得到发展。

(4) 在边界层内形成的涡旋最强垂直上升运动高度较低, 往往在对流层低层, 说明这一类由边界层辐合线引起的涡旋环流初始时期强度较弱, 不能较快地向上发展到对流层中层, 气旋性涡旋主要还是发生在边界层内; 对于涡旋族垂直向的结构分析发现, 边界层内出现强的东北气流并有明显的大风速中心, 这一特征是在涡旋发生初不断加强而形成的, 偏北气流与偏南气流在涡旋族上空形成明显的水平风速切变, 逐步在涡旋上空产生强的正涡柱, 并伴有

上升运动出现; 近地面受偏北气流的影响, 在涡旋族的上方有浅薄的能量锋区, 以较平缓的坡度向东南延伸。

本文就一次涡旋族形成过程作了分析, 有关形成和发展的机理尚不够完善, 有待今后进一步研究。

致谢: 高坤教授提供了模拟试验, 中国气象局提供了“淮河流域能量与水分循环试验”资料和浙江大学理学院计算中心 Origin2K 给予计算支持, 特此致谢。

参考文献

1　陶诗言等. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980. 225pp
2　李玉兰, 陶诗言等. 梅雨锋上中尺度对流云团的分析. 应用气象学报, 1993, 4(3): 278~ 285
3　杨金锡, 冯志娴, 郑缓缓. 1991 年 6 月 12~ 16 日江淮特大暴雨中尺度天气过程分析. 气象学报, 1994, 52(2): 187~ 193
4　陶祖钰, 王洪庆等. 1995 年中国的中α尺度对流系统. 气象学报, 1998, 56(2): 166~ 177
5　韦统健, 薛建军. 影响江淮地区的西南涡中尺度结构特征. 高原气象, 1996, 15(4): 456~ 463
6　寿绍文, 励申申, 张诚忠等. 梅雨锋中尺度切变线雨带的动力结构分析. 气象学报, 2001, 59(4): 405~ 413
7　高坤, 徐亚梅. 1999 年 6 月下旬长江中下游梅雨锋低涡扰动的结构研究. 大气科学, 2001, 25(6): 740~ 756
8　Crell G A, Dudhia J, Stauff D R. A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR/TN- 398+ STR, NCAR Technical Note, 1994
9　孙淑清, 杜长萱. 梅雨锋的维持与其上扰动的发展特征. 应用气象学报, 1996, 7(2): 153~ 159
10　王智, 翟国庆, 高坤. 长江中游一次β中低涡的数值模拟. 气象学报, 2003, 61(1): 66~ 77

FORMATION AND EVOLUTION ANALYSIS OF THE MESOSCALE VORTEX GROUP IN THE MIDDLE AND LOWER REACHES DURING MEIYU OF THE YANGTZE RIVER

Zhai Guoqing Wang Zhi He Bin

(Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310028)

Abstract

The Meiyu process in the middle and lower reaches of the Yangtze river on 22 June 1999 was analyzed in this paper using the dense observational data and the high-resolution output of numerical simulation. The results show the heavy rainfall process was due to some meso-γ-scale disturbances formed in the mesoscale convergence line almost simultaneously in the boundary layer. Such meso-γ-scale vortex was located in the boundary layer initially, and the duration is a few hours. The clarity of the cyclonic circulation is also different in the boundary layer, the cyclonic circulation of the disturbance in this paper is most clear at 0.91 sigma level.

The initial dynamical condition and trigger system of the vortex disturbances were closely linked to the mesoscale convergence and reversed trough in the boundary layer. Affected by the intensification of the north airflow in its back, a weak mesoscale convergence line turned to be a strong convergence line from south to north when it moved east. The qualitative convergence caused by the convergence line is prior to the vorticity. So, the intensification of convergence line in the boundary layer is one of important dynamical conditions, and under favorable environmental conditions, such as reversed trough near surface, several weak mesoscale disturbance can form along the reversed trough and convergence line. Some weak disturbances could be intensified through reciprocity with the other and turned to be meso-β-scale vortexes, and developed to be meso-α-scale vortexes. Two airflows from boundary layer were related to the formation of the meso-γ-scale vortexes, one is the north wind in the boundary layer, the other is the south wind near the top of the boundary layer. The mesoscale shear between the intensified south wind in the left of the southwest low-level jet and the intensified north wind in the north is very important to the formation of the meso-γ-scale vortexes. Mesoscale vortexes, convergence and upward movement developed in the mesoscale shear line.

The mesoscale heavy rainfall area corresponded to the mesoscale vortexes and the convergence center. Rainfall is usually later than the meso-γ-scale vortex formation. Accompanied by the intense convergence and upward movement, rainfall was located in the center of vortex initially. With the intensification of rainfall in the vortex center, cyclonic divergence circulation appeared in the meso-γ-scale vortex near surface, which weakened the vortex in low level and caused the development of adjacent vortex.

Key words: Meso-γ-scale vortex group, Mesoscale numerical simulation, Meiyu front heavy rainfall, Diagnosis and analysis.