

“99·6”梅雨锋暴雨低涡切变线的 数值模拟和分析*

隆霄 程麟生

(兰州大学大气科学系, 兰州 730000)

摘要 在天气分析的基础上, 利用非静力中尺度模式 MM5 和四维资料同化逼近方法及双向三重嵌套网格技术, 对 1999 年 6 月 23~25 日(简称“99·6”)发生在长江中下游地区的梅雨锋暴雨过程进行了数值模拟。结果表明: 模拟结果与观测结果的比较指出, 高分辨数值模式 MM5 可以成功地模拟梅雨锋中尺度低涡切变线的发生和发展; 模拟结果显示, 在 α 中尺度低涡切变线发展过程中, 低层强的西南急流和东北气流增强了低层的辐合; 而高空的西风急流和东风急流则增强了高空的辐散; 正是由于这种从高空到低空环流的配置, 才促进了 α 中尺度低涡不断发展; 模拟低涡切变线不同部位的垂直环流和物理量场表明, “99·6”梅雨锋低涡切变线的结构非常复杂: 在梅雨锋的发展期, 暖锋附近的垂直上升运动最强, 低涡中心次之, 冷锋附近最弱。模拟结果也表明, 由于下垫面特征的不同, 中国和日本的梅雨锋暖锋附近环流结构有较大的区别; 模拟结果显示, 在 α 中尺度低涡发展过程中, 不断有扰动在低涡前部发展, 激发并分裂出一系列的 β 中尺度系统, β 中尺度系统运动剧烈, 但由于其低层辐合强于中空辐散, 所以当它远离母体时会很快衰减。

关键词: 梅雨锋; 暴雨; 低涡切变线; 数值模拟

文章编号 1006-9895 (2004) 03-0342-15

中图分类号 P458

文献标识码 A

1 引言

梅雨是影响我国夏季降水的主要天气系统之一。每年 6 月中旬到 7 月中旬梅雨锋沿长江中下游经东海、日本可到达西太平洋, 绵延数千公里, 为准静止的大尺度系统^[1], 它是东亚季风区水圈的重要环流系统。顾震潮^[2]和谢义炳^[3]等早就指出, 梅雨锋与一般的中纬度锋面系统不同。梅雨锋的水平温度梯度很小, 而湿度、相当位温梯度很大^[1]。陶诗言等^[4]通过对 1998 年的江淮暴雨分析发现: 梅雨锋位于高空急流轴的右侧, 低空急流 (LLJ) 轴的左侧, 同时也介于高空急流轴和南亚高压脊之间。在梅雨期的对流层低层大都存在江淮切变线, 低空急流 (风速 $>12 \text{ m s}^{-1}$) 位于切变线的南侧, 它为江淮流域的暴雨过程输送暖湿气流, 为暴雨过程的发生发展提供有利的水汽条件和不稳定机制。此外, 观测资料表明, 梅雨锋暴雨降水主要是由镶嵌在雨带中的中尺度对流系统引起的, 当这些中尺度系统 (MCS) 发展时, 常常会造成长江中下游地区一次次的暴雨过程^[4,5]。

对于梅雨锋暴雨的研究许多学者做了大量的工作，得到了许多有意义的结果。Chen 等^[6]对 1991 年 6 月发生在长江中下游梅雨锋上 MCS 暴雨个例的数值模拟研究发现，在梅雨锋 MCS 低层的西南方存在一个中尺度低空急流（mLLJ），在高层北部存在一个中尺度高空急流（mULJ）。Yoshiaki 等^[7]利用 MU（Middle and Upper Atmosphere）雷达（VHF 波段）、气象雷达（C 波段、X 波段 和 Ku 波段）及日本气象厅（JMA）的中高层观测对 1991 年的梅雨期进行了为期三个星期的加强观测（1991 年 6 月 17 日~7 月 8 日），通过对观测资料的分析得出了与日本梅雨锋降水相伴的 β 中尺度到 γ 中尺度风场环流结构特征。

陶诗言等^[4]分析指出，1998 年我国夏季的持续性强降水过程与 1997~1998 年发生的 20 世纪最强的一次 El Niño 事件有关，他们的分析也表明 1999 年的 Niño 3 区 SST 距平与 1998 年相反，为负距平，同时南方涛动指数 I_{SO} 为正距平。这表明，1999 年的全球气候特征与 1998 年有较大的区别，研究在不同的气候背景下我国的长江流域暴雨特征有助于我们进一步了解江淮暴雨的结构和发生发展的机理。由于中尺度大气动力学和数值模拟技术的不断发展，中尺度数值模式已经能够成功地模拟出许多中尺度系统的结构演变，这些模拟资料可以弥补常规观测资料对中尺度系统分析的不足。利用这些模拟输出的资料来研究 MCS 的结构、演变及其动力、热力机制已成为目前研究 MCS 的一种非常有用而且非常重要的手段。因此，本文将利用中尺度数值模式 MM5V3 对 1999 年 6 月 23~25 日（“99·6”）长江中下游地区的一次暴雨过程进行数值模拟，进而利用成功模拟输出的高时、空分辨率资料来研究梅雨锋扰动低涡的空间结构。

2 天气过程简述

1999 年 6 月，由于印度季风的爆发和西太平洋副热带高压的进退，孟加拉湾和南海的水汽源源不断地被输送到我国内陆，造成 6 月份降水比常年偏多，在长江中下游地区比常年平均多一倍以上^[8]。6 月份共有四次影响范围较大的降水过程，其中 6 月 22 日~7 月 2 日是时间最长、强度也最大的一次过程。造成这次过程暴雨的系统主要是高空槽、西南涡、江淮气旋、低空急流和切变线。此次过程造成长江中下游地区的降水量达 330~640 mm，为常年同期的 3~4 倍^[9]。以下主要分析和研究 6 月 23~25 日长江中下游地区的一次强降水过程。

2.1 降水特征

图 1 是根据常规观测的 24 小时降水量与加强观测的一小时降水量所作的 6 月 23 日 08:00~25 日 08:00（北京时，下同）的降水形势分布图，从图中可以看到：雨带沿长江流域呈东北—西南向的带状分布，最大降水中心在（29.71°N，118.28°E）附近，累计降水量为 306.6 mm。

2.2 大尺度和 α 中尺度环流系统分析

图 2 是根据 T106 格点客观分析资料内插到模拟域 D03 和 D01 后再利用常规观测资料进行订正后得到的，地面梅雨锋是根据天气形势并参考历史天气图绘制的。在 6 月 23 日 08:00 500 hPa 图上（图略）低涡中心位于我国的东北地区，江淮流域及其以

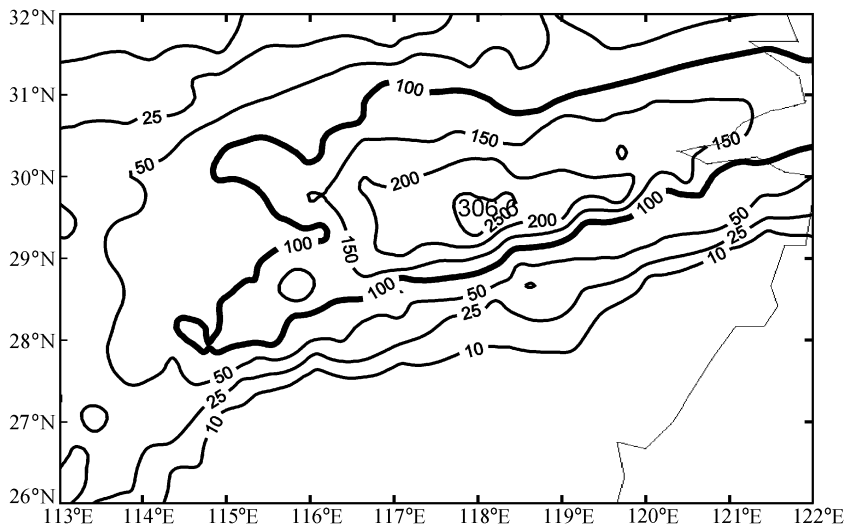


图 1 1999 年 6 月 23 日 08: 00~25 日 08: 00 的降水量分布 (单位: mm)

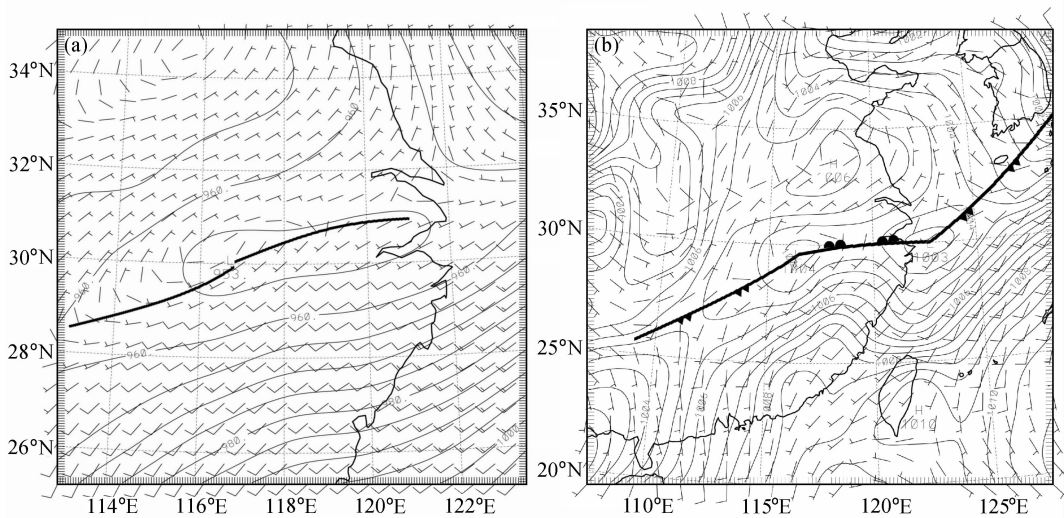


图 2 1999 年 6 月 24 日 08: 00 900 hPa 风场和位势场 (a) 以及地面天气图 (b)

风矢每一长杆为 8 m s^{-1} , (a) 细实线为等高线, 粗实线为切变线; (b) 细实线为等压线

南处在东亚大槽区, 槽前的西南气流一直吹到朝鲜半岛, 在河套地区有一个短波槽扰动. 槽前强盛的暖湿西南气流和槽后冷干的西北气流在我国江淮流域交汇, 为江淮流域的降水过程提供了非常有利的大尺度条件.

在 6 月 23 日 20: 00 700 hPa 沿我国西南到长江中下游有一江淮切变线, 东北地区也存在一个低涡, 西北地区为高压控制, 江淮切变线的南侧西南气流非常强盛, 最大风速达到 20 m s^{-1} (图略); 到 24 日 08: 00 东北低涡切变线与江淮切变线连在一起, 形成一个经东北、朝鲜半岛到我国长江流域的切变线, 槽后的冷空气与槽前的暖湿气流在长江流域交汇, 易于造成降水过程; 到 24 日 20: 00 该切变线在长江流域变弱 (图略). 在 24 日 08: 00 900 hPa 层上 (30°N , 115°E) 附近形成一个低涡, 低涡的前

部为西南风和东北风形成的暖式切变，后部为东北风与西南风形成的冷式切变（图2a），到24日20：00低涡前部东移出海（图略）。

在6月24日08：00的地面图上，从我国的江淮流域到日本有一与中尺度低压相伴的梅雨锋，地面低压的前部为暖锋，后部为冷暖锋（图2b），这与900 hPa（图2a）的中尺度低涡切变线相对应，这种结构在我国的江淮梅雨过程中经常出现。到20：00，梅雨锋依然维持，但中尺度地面低压已经东移且明显减弱，中心位于日本岛的梅雨锋也明显减弱（图略）。

2.3 中尺度对流系统

卫星云图上的白亮云团是对流活动旺盛的地区，它可以帮助我们了解暴雨过程中对流云团的发展变化。在通过对每小时的GMS-IR云图的分析发现：在24日03：30长江中下游出现了一个的 β 中尺度（水平尺度在20~200 km之间）对流云团（图略），此后该云团迅速发展，到05：30发展成 α 中尺度强对流云团A（图3a），在一小时的降水量^①图上有一个10 mm h⁻¹的强降水中心与之对应（图4a）；到08：30该云团分裂

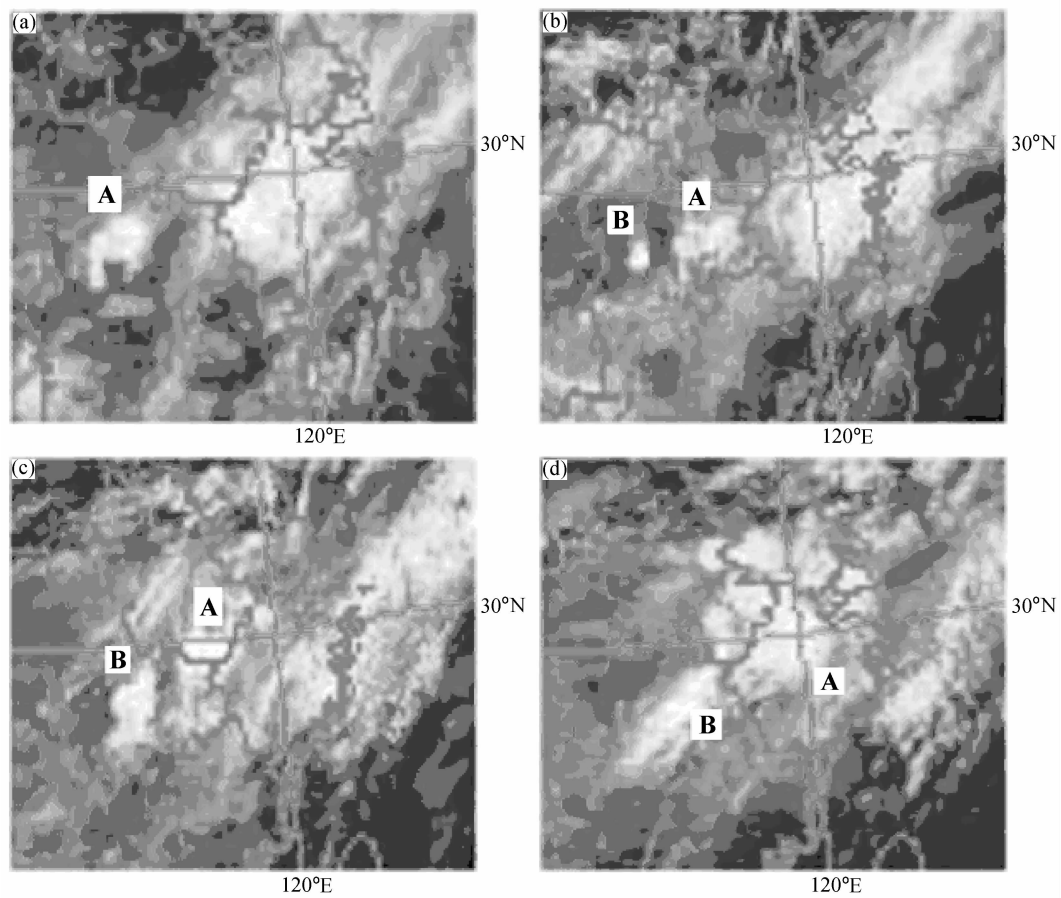


图3 1999年6月24日05：30~14：30 GMS-IR卫星云图
(a) 05：30；(b) 08：30；(c) 11：30；(d) 14：30

① 一小时降水资料来自我国国家重点基础研究发展规划项目（G1998040900）在长江中下游的加强观测资料。

在东西向为两个对流云团 A 和 B (图 3b), 对应的每小时降水量中也沿东西方向伸展 (图 4b); 此后 A 和 B 都发展, 而 B 发展的更迅速些, 到 11: 30, B 云团明显比 A 云团发展的强烈 (图 3c), 所以降水量也比 A 云团强得多, B 云团的一小时降水量达到 20.6 mm, 而 A 的最大降水量为 10 mm (图 4c); 到 13: 30, A 云团东移到 120°E 附近, 发展到最强, 产生 20.9 mm 的 1 小时最大降水量, B 云团也向东移动, 但降水比 11: 30 明显减弱 (图 3d、图 4d)。

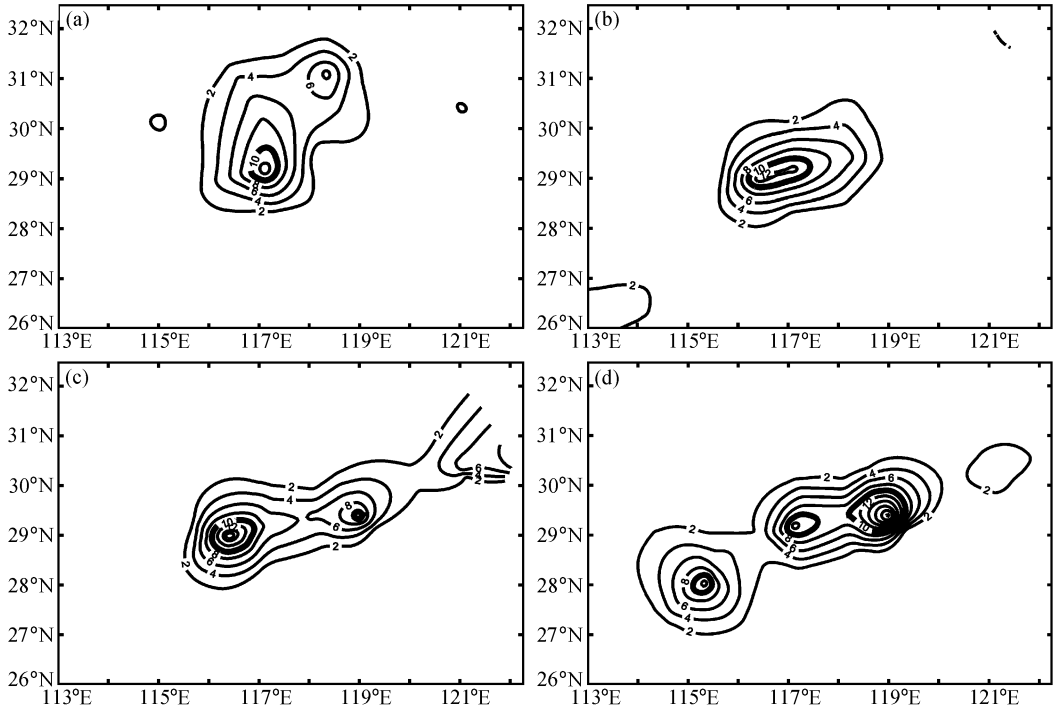


图 4 1999 年 6 月 24 日每小时观测降水量分布图 (单位: mm)

(a) 04: 00~05: 00; (b) 07: 00~08: 00; (c) 10: 00~11: 00; (d) 13: 00~14: 00
等值线的间隔为 2; 粗实线为 10 mm 的等值线

通过以上的分析可以看出: 本次暴雨过程发生在副热带高压加强西伸的阶段, 冷暖空气在长江中下游地区交汇, 在低空形成低涡切变线, 在地面形成梅雨锋, 缓慢移动的切变线上不断有中小尺度对流系统发生发展, 造成本次强降水过程。

3 数值模拟设计

各种数值试验表明: PSU/NCAR 的中尺度数值模式 MM5 能够较好地模拟我国强烈灾害天气的一些中尺度天气系统及相联系的强降水时空分布特征, 并能在一定程度上揭示其发生和发展的物理机制^[4,5]。本文将利用 MM5V3 来研究梅雨锋上低涡扰动的发展和结构演变。在模拟中采用以下设计方案: 模拟采用双向相互作用的 3 重 (D01、D02、D03) 嵌套网格 (图 5a) 和四维资料同化 (FDDA) 分析逼近方法, 母域 D01 和子域 D02、D03 在同一中心 (30°N, 118°E), 其网格距分别为 54 km、18 km、6 km,

相应域格点分别为 91×91 、 121×121 、 181×181 ；图 5b 是 D03 模拟域的地形高度分布。垂直分辨率为 25 层；模式顶为 100 hPa。初始化使用的资料包括： $1.875^\circ\times 1.875^\circ$ 的 T106 格点资料及每日 2 次的探空资料和每日 4 次的地面资料。云和降水的物理过程处理：对次网格尺度降水采用 Grell 积云参数化方案，对可分辨尺度降水采用 Reisner 混合相微物理显式方案；行星边界层过程采用 Blackadar 的高分辨 PBL 参数化方案；辐射过程采用 CCM2 的辐射方案。本次模拟的第 2 重和第 3 重嵌套域分别在第 1 重模拟启动后的 6 小时和 12 小时启动。模拟时间从 6 月 23 日 08：00~25 日 08：00，时间步长为 90 s，共积分 48 小时。有关 MM5 的详细技术说明请参阅文献 [11]。

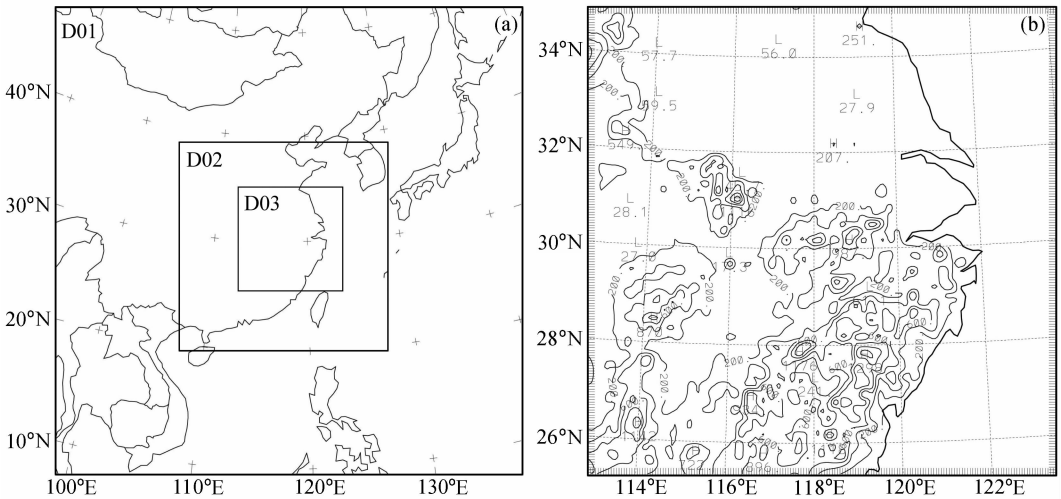


图 5 3 重 (D01、D02、D03) 嵌套网格模拟的模拟域 (a) 和 D03 域的地形高度 (b, 等高线间距为 200 m)

4 模拟结果检验

图 6 是 D03 域模拟输出的 48 小时累积降水量分布图。48 小时模拟的最大累积降水量为 400 mm，比观测的累积降水量 (图 1) 要大一些，而降水型式的分布及最大的降水中心位置都与观测的非常一致；此外，在 D03 嵌套域模拟启动时刻，梅雨锋中尺度低涡切变线并没有出现在模拟域中，随着时间的推移，中尺度低涡切变线开始进入 D03，并且迅速发展，在发展过程中不断激发出小尺度系统。图 7 是模拟的 24 日 08：00 900 hPa 的风场和位势高度场，它与客观分析的中尺度低涡环流形势 (图 2a) 非常一致，模拟的 850 hPa 低涡出海时的环流形势与出海时间和客观分析的也非常接近 (图略)，这些都表明本次模拟是比较成功的。因此，我们可以把模拟输出的高时、空分辨的动力学和热力学协调一致的资料看作实际天气状况的仿真，利用这些资料来研究梅雨锋扰动低涡的结构特征。

模拟结果表明， α 中尺度低涡切变线从进入 D03 后迅速发展，到 14：00 发展到最强，在低涡切变线的前部产生四个 β 中尺度系统，为了研究 α 中尺度和 β 中尺度系统的环流结构，以下主要分析 D03 中梅雨锋低涡切变线发展时期的结构。

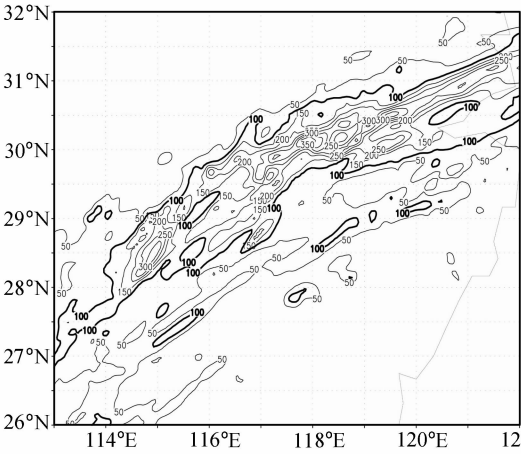


图 6 同图 1，但为模拟的

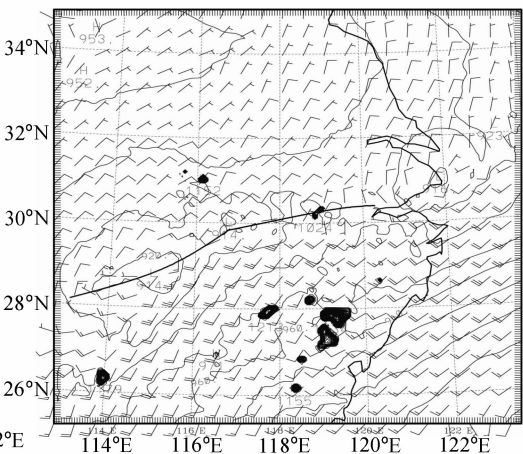


图 7 同图 2a，但为模拟的

5 α 中尺度低涡切变线模拟结构分析

5.1 水平结构：流场分析

α 中尺度低涡切变线主要发生发展在低空。模拟的 850 hPa 流场形势表明： α 中尺度低涡在 24 日 05：00 完全进入 D03，到 08：00，低涡中心东移到 (29°N, 115°E) 附近，低涡移动速度大约为 100 km (6 h)⁻¹；到 14：00 该低涡迅速发展，移动速度大约为 200 km (6 h)⁻¹，到 20：00，低涡中心到达 118°E 附近，低涡前部出海。

图 8a 是 24 日 14：00 长江中下游地区的海平面梅雨锋，地面低压的前部为暖锋，后部为冷锋，与此梅雨锋相对应，在 850 hPa 等压面上有一个 α 中尺度低涡（图 8b），低涡前部的西南气流非常强盛，最大风速为 24 m s⁻¹；低涡后部的东北气流也非常强。700 hPa 为从江淮切变线中分离出来的低涡。低涡前部的西南急流也很强盛，它向梅雨区输送来大量的暖湿空气，这为暴雨的产生提供了有利的水汽条件和不稳定条件（图 8c）。在 500 hPa 上表现为一小槽（图略）。从 D01 中模拟的 200 hPa 的风场分布图（图 8d）上可以看出：在 38°N 附近存在强的高空西风急流，在急流轴上有两个强风速中心，最大风速分别为 45 m s⁻¹ 和 50 m s⁻¹，在 15°N 存在一支东风急流，强度比西风急流弱。

以上分析表明：由于低空的西南气流和东北气流对低空的辐合起到加速作用，高层的西风急流和东风急流对高层的辐散起到加速作用。从低空到高空的这种配置为中尺度低涡切变线的加强发展提供了动力学机制。从地面到高空的这种分布与我国梅雨锋暴雨的天气气候特征比较一致^[10]。

5.2 垂直结构：环流分析

观测表明^[7]：梅雨锋 α 中尺度的垂直结构非常复杂，为了研究“99·6”梅雨锋暴雨低涡切变线的垂直结构，我们分别沿低涡切变线中心，冷锋附近和暖锋附近（图 8b 中 AB、CD 和 EF）作了垂直剖面（图 9）。

从图 9 中可以看出， α 中尺度低涡相伴的冷锋、暖锋和低涡中心的垂直环流有比较

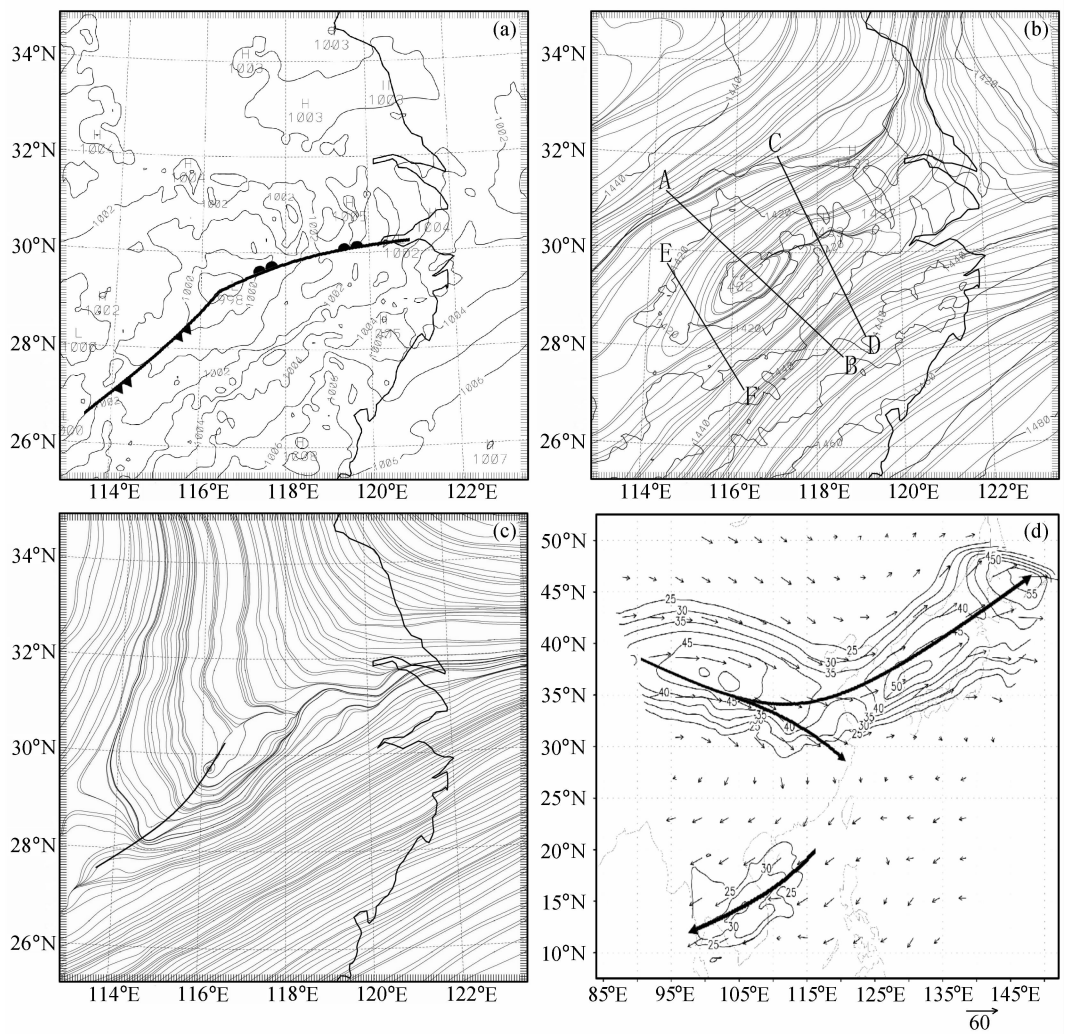


图 8 24 日 14: 00 的模拟结果

(a) D03 模拟的海平面气压场与梅雨锋；(b) 850 hPa 流场形势，AB、CD 和 EF 为不同剖面位置；
(c) 700 hPa 流场，粗实线为横切变线；(d) D01 模拟的 200 hPa 风场和风速分布，粗实线为高空急流轴

大的区别：首先从垂直上升运动上来说，在低涡切变线发展期，暖锋附近的垂直上升运动最强，上升高度最高，最大的垂直上升速度为 2 m s^{-1} (图 9b)。虽然冷锋附近和低涡中心的最大上升气流都为 1 m s^{-1} ，但低涡中心的垂直上升运动区从地面一直到 600 hPa 高度附近，而冷锋附近的强垂直上升运动区主要在 600 hPa 高度附近，所以从总体上说，低涡中心的垂直上升运动为次，冷锋附近的垂直上升运动最弱 (图 9a、c)。其次，从下沉气流上来说，在低涡中心和冷暖锋垂直上升运动区的冷侧都有下沉补偿气流，比较特殊的是，在暖锋附近垂直上升运动的暖侧中层也有下沉运动 (图 9a~c)。第三，从低空切向风的分布上看，低涡中心冷区的东北气流非常强盛，最大风速为 16 m s^{-1} ，高度在 900 hPa 附近；暖区的西南气流也非常强盛，最大风速达到 24 m s^{-1} ，高度比东北气流稍高些 (图 9d)。暖锋附近的切向风虽然比低涡中心的略弱些，但它的

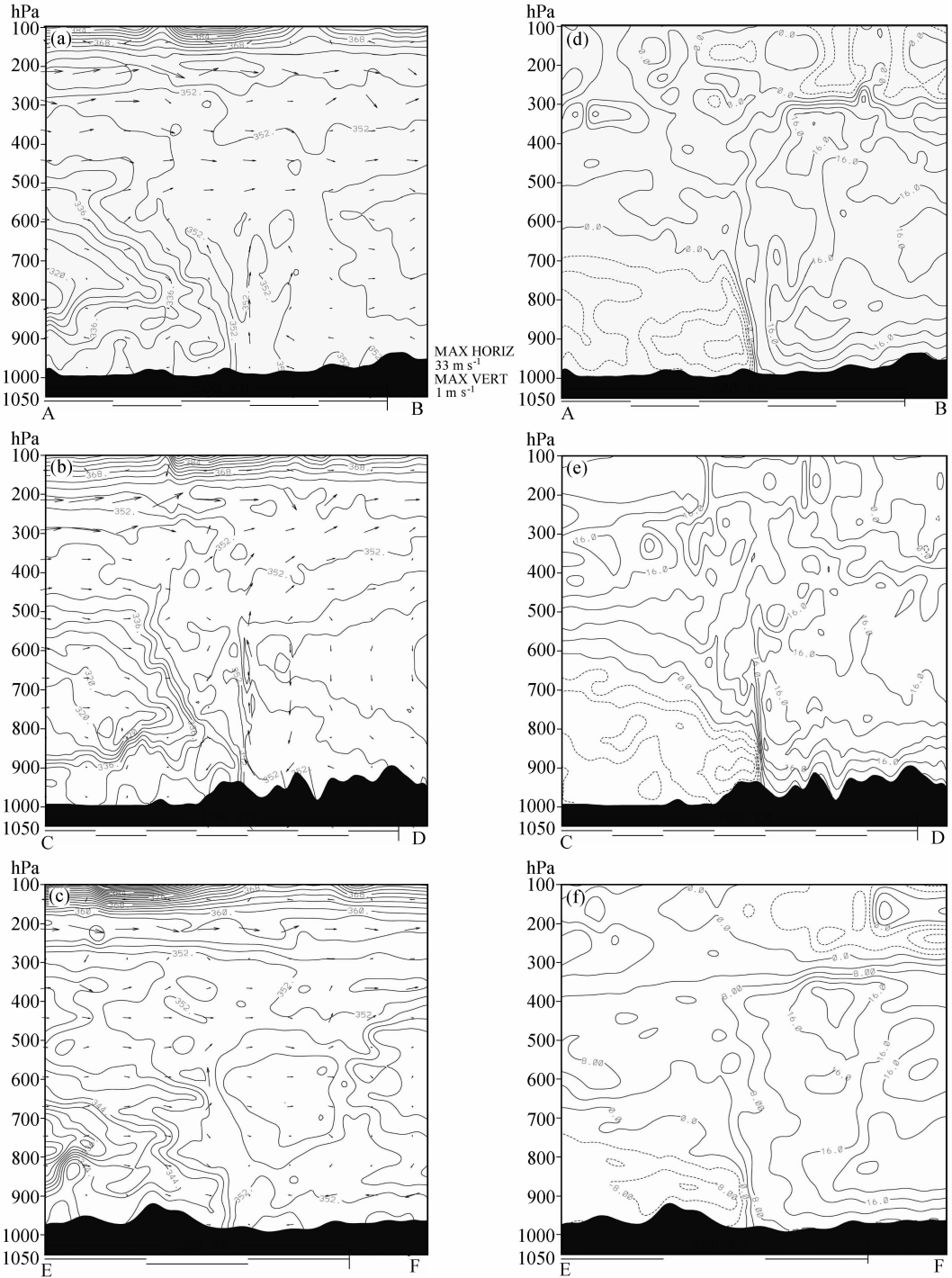


图 9 沿图 8b 中 AB、CD 和 EF 作的垂直剖面图

(a) 低涡中心的垂直环流和位温分布；(b) 暖锋附近的垂直环流和位温分布；(c) 冷锋附近的垂直环流和位温分布；(d) 低涡中心的切向风；(e) 暖锋附近的切向风；(f) 冷锋附近的切向风

分布却很有特点，西南气流最大风区的高度大约在 750 hPa 附近，而东北气流的最大风速中心比西南气流的要低，大约在 900 hPa 附近，并且切向风的经向梯度比低涡中心的要求得多（图 9e）；冷锋附近的切向风最弱（图 9f）。

模拟的梅雨锋与日本梅雨锋在冷锋附近的环流特征比较相似（文献 [7] 中图 20c2）；而在暖锋附近的环流结构有较大的区别，日本梅雨锋暖锋上升运动的暖区全部为上升气流，没有下沉补偿气流（文献 [7] 中图 20c1）。另外，“99·6”梅雨锋暖锋发展高度要比日本的低，这可能是由于 Yoshiaki 等^[7]观测到的日本梅雨锋暖锋主体位于海上，冷锋主体在日本岛，而我们分析的江淮梅雨锋的冷暖锋都位于陆地上。这也表明，虽然我国和日本的梅雨锋天气系统是一个整体，但由于下垫面的不同，梅雨锋的结构也会有不同之处。

5.3 动力和热力结构：物理量场分析

模拟的低涡切变线低涡中心，冷暖锋附近的物理量场的垂直分布表明：在暖锋附近由于低空强烈辐合，中高空强烈辐散（图 10d）有利于产生强的正涡度柱（图 10c），造成暖锋附近强烈的上升运动（图 9b）。低涡中心辐散辐合次之（图 10a、b），冷锋附近最弱（图略）。

通过以上分析可以发现：低涡两侧的东北风和西南风为低涡切变线的发展提供了有利的环境场，虽然暖锋附近低层的东北风和西南风没有低涡中心的强，但由于其切向风的经向梯度比低涡中心的强，所以暖锋附近的垂直运动最为强烈，也易于在其附近激发 β 中尺度系统。这说明在低涡切变线发展期，不同位置的发展程度与切向风的经向梯度密切相关。

6 β 中尺度系统的模拟结构分析

梅雨锋降水为对流性降水，在梅雨锋区中包含有 α 中尺度、 β 中尺度和 γ 中尺度的对流系统，常规观测只能分析 α 中尺度对流系统的结构，高分辨的模式模拟资料为我们分析 β 中尺度对流系统的结构提供了便利。

图 11a 是 24 日 14:00 梅雨锋暖区 850 hPa 的位势高度场，从图中可以看到在 α 中尺度低涡的暖区前部有四个水平尺度在 50 km 左右的低值中心（A、B、C 和 D），它们是低涡切变线在发展过程中其前部不断激发出来的 β 中尺度系统。在水平方向（图 11c）和垂直方向（图 11b）的垂直速度场上可以看到：每个 β 中尺度系统都与垂直上升运动相伴，并且离中尺度低涡越远，垂直上升运动越弱，降水也越弱（图略）。这说明在低涡切变线发展的过程中，不断有扰动在低涡切变线的前部发展，形成一系列 β 中尺度系统，这些 β 中尺度系统在向下游快速传播的过程中能够增强降水的强度。此外，每一个 β 中尺度系统的南方或东南方都有一个强南风区，离低涡越近，南风越强（图 11c），这可能意味着，造成低涡切变线上扰动发展的主要原因是由于南风的一次次增强。

模拟的几个 β 中尺度系统的环流结构大体相似，我们给出 β 中尺度系统 B 的结构特征。

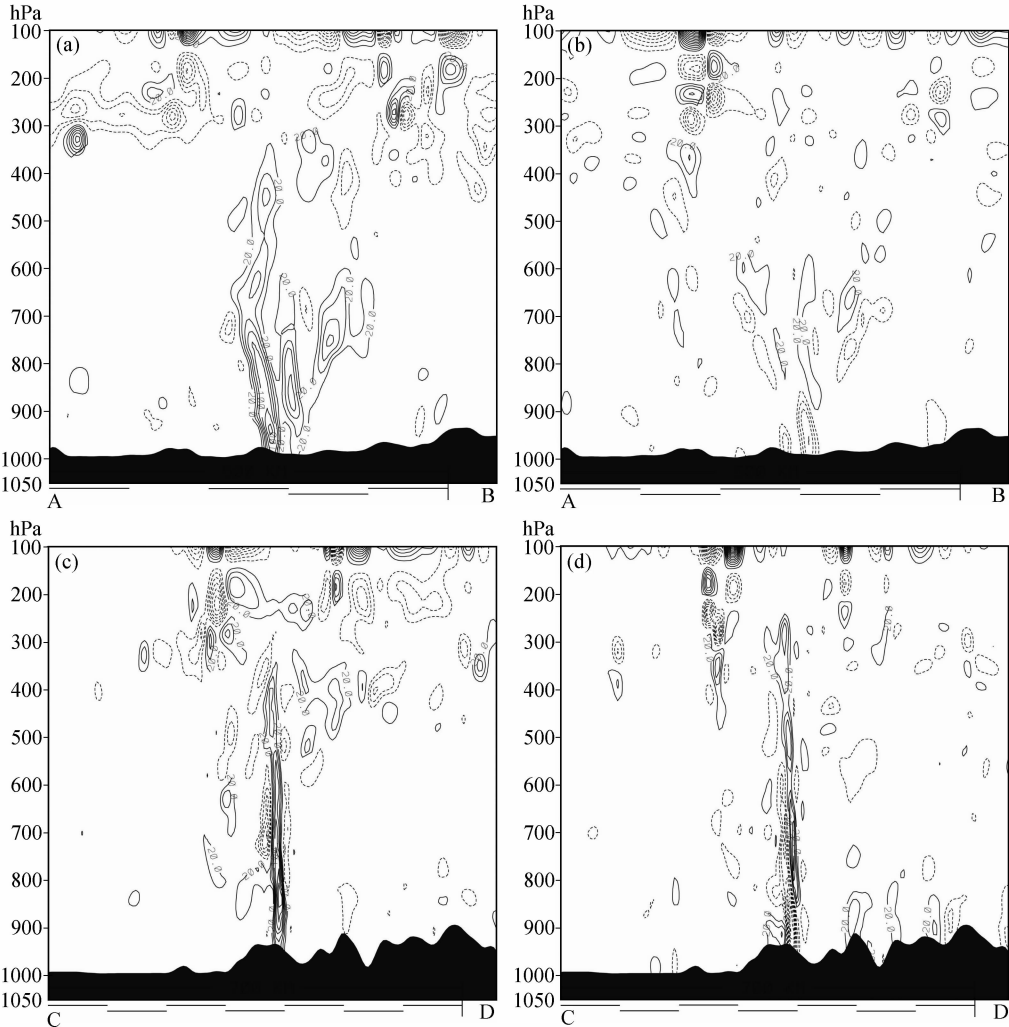


图 10 沿图 8b 中 AB 和 CD 作的涡度和散度的垂直分布, 等值线间隔为 20
(a) 涡度 (单位: 10^{-5}s^{-1}); (b) 散度 (单位: 10^{-5}s^{-1});
(c) 涡度 (单位: 10^{-5}s^{-1}); (d) 散度 (单位: 10^{-5}s^{-1})

6.1 水平结构分析

图 11a 中 β 中尺度系统 B 是在 24 日 10:00 从 α 中尺度低涡切变线中分离出来的, 它的位势高度在 850 hPa 最低达到 1412 位势米 (图 12a), 形成在西南气流转向东北气流的曲率最大处 (图 12b)。

6.2 垂直结构分析

图 13 是沿图 12a 中 30.026°N 作东西向各种物理量的垂直剖面图。在涡度图上, B 是一个从地面伸展到 200 hPa 的垂直涡柱, 最大的正涡度为 $250 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 高度在 800 hPa 附近 (图 13a)。在垂直速度的垂直分布中, 650 hPa 附近存在垂直速度达值为 3 m s^{-1} (图 13b)。虽然低涡的垂直速度很强, 但由于近地面 900 hPa 附近的辐合 ($200 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) 为对流层中层 450 hPa 附近辐散 ($100 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$) 的两倍 (图 13c), 这种低层强烈的辐合而中层相对的弱辐散, 必然会导致其远离母体后迅速衰减。在最大上升

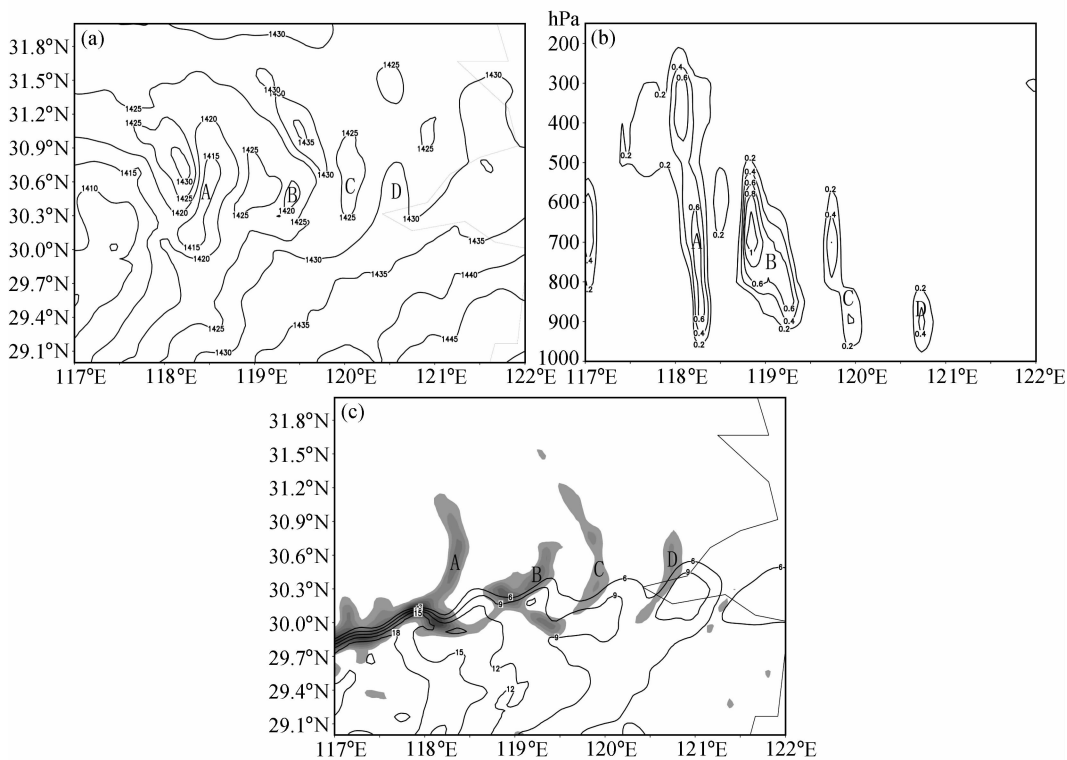


图 11 (a) 24 日 14: 00 850 hPa 位势高度场; (b) 沿 a 图中 30.4°N 作的垂直速度剖面图; (c) 850 hPa 南风 ($v>6\text{ m s}^{-1}$)、垂直速度 ($w>0\text{ m s}^{-1}$, 阴影)

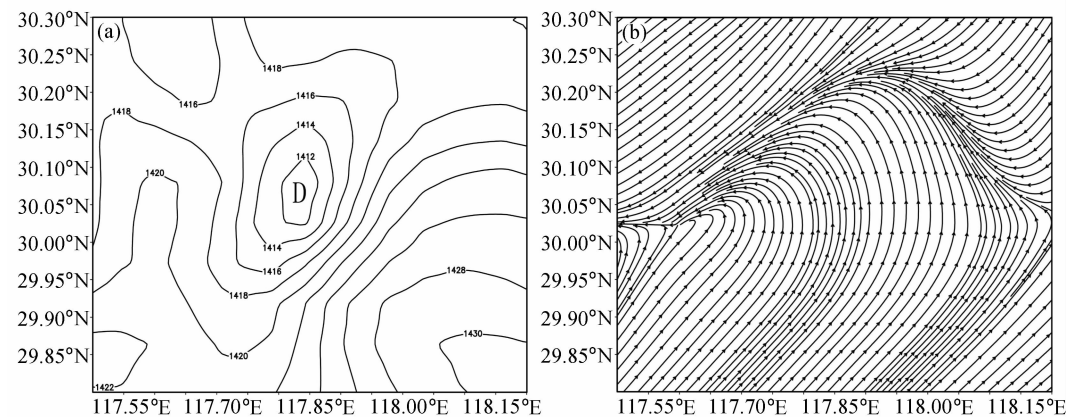


图 12 24 日 10: 00 850 hPa β 中尺度系统 B 的位势高度场 (a) 和流场 (b) 分布

运动区的两侧存在位温两个极小中心 (图 13b), 这表明在 β 中尺度系统强上升区的两侧存在不稳定层结。在纬向风速 (u) 和垂直速度 ($w\times 5$) 合成的垂直环流分布图 (图 13d) 上可以发现, 在强上升运动区的西侧低空存在一个辐散环流区, 而在其东侧 850 hPa 以下气流向强上升运动区辐合。

6.3 概念模型

通过以上分析, 我们给出 “99·6” 梅雨锋低涡切变线在发展时期的概念模型 (图

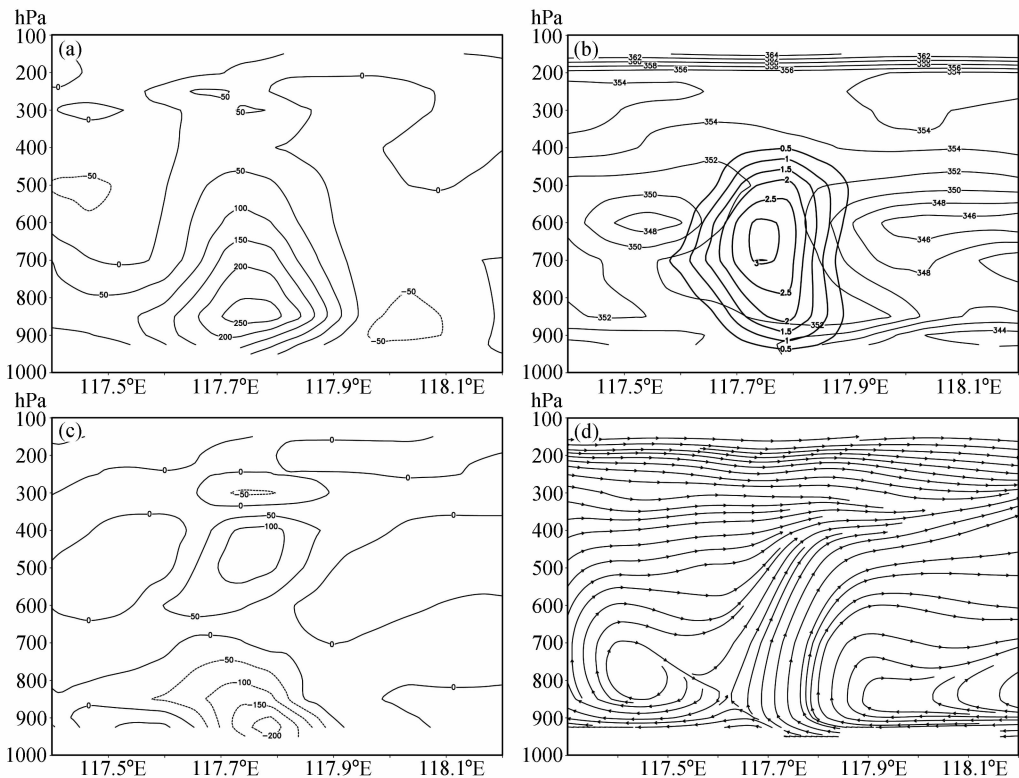


图 13 沿图 12a 中 30.026°N 做的垂直剖面
(a) ζ (单位: 10^{-5}s^{-1}); (b) w (单位: m s^{-1} , 粗实线) 和 θ_e (细实线);
(c) 散度 (单位: 10^{-5}s^{-1}); (d) u 和 $(w \times 5)$ 合成的垂直环流

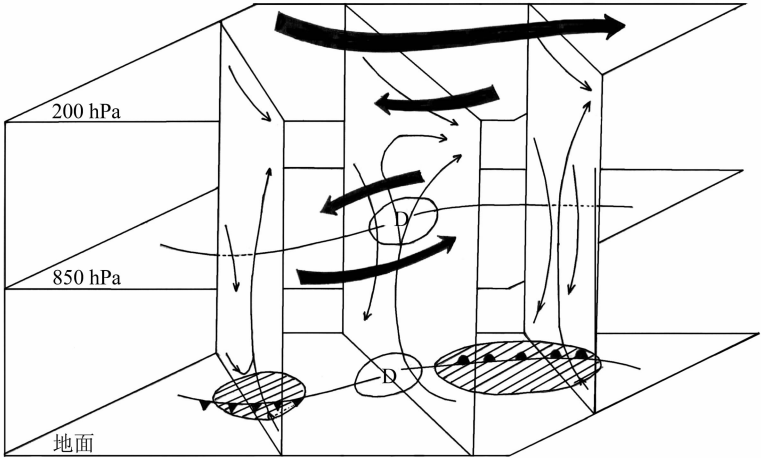


图 14 “99·6”梅雨锋暴雨中尺度低涡切变线在发展时期的概念模型
粗实箭头表示水平环流; 细箭头表示垂直环流; 地面阴影区为降水区

14):

- (1) 在地面存在梅雨冷暖锋, 且暖锋附近的降水强于冷锋附近。(2) 在对流层低

层为中尺度切变线低涡，其前部为暖式切变，后部为冷式切变， β 中尺度系统主要在切变线低涡的前部发生和发展。此外低层的西南急流和强东北气流有利于加强低层的辐合。(3) 在对流层高层存在西风急流和东风急流，这两支急流则加强了高层的辐散。(4) 暖锋附近的垂直上升运动最强，低涡中心次之，而冷锋附近最弱。

7 结论

通过以上分析，我们可以得到以下结论：

(1) 天气分析表明，“99·6”暴雨过程发生在副热带高压加强西伸的阶段，冷暖空气在长江中下游地区交汇，在地面形成梅雨锋，在低空形成低涡切变线，在缓慢移动的切变线上不断发生发展的中小尺度对流系统，造成本次强降水过程。这也被数值模拟结果所证实。

(2) 模拟结果与观测结果的比较表明，高分辨数值模式 MM5 可以成功地模拟梅雨锋中尺度低涡切变线的发生和发展。

(3) 模拟结果显示，在 α 中尺度低涡切变线发展过程中，低层强的西南急流和东北气流增强了低层的辐合；而高空的西风急流和东风急流则增强了高空的辐散；正是由于这种从低空到高空的环流配置才促进了 α 中尺度低涡不断发展。

(4) 模拟低涡切变线各部分的垂直环流和物理量场表明，“99·6”梅雨锋低涡切变线的结构非常复杂：在梅雨锋的发展期，暖锋附近的垂直上升运动最强，低涡中心次之，冷锋附近最弱。模拟结果也表明，由于下垫面特征的不同，我国和日本的梅雨锋暖锋附近环流结构有较大的区别。

(5) 模拟结果表明，在 α 中尺度低涡切变线发展过程中，在其前部会不断地产生 β 中尺度系统。尽管 β 中尺度系统的垂直上升运动很强，但由于其低层辐合强于中空辐散，所以当它远离母体时会很快衰减。

值得指出的是，由于梅雨和梅雨锋的结构具有多样性和复杂性，本文的结果仅是通过对一个个例研究得到的，而对于其他类型的梅雨锋暴雨的多尺度结构还有待于进一步的研究。

参 考 文 献

1 陶诗言，中国之暴雨，北京：科学出版社，1980，225pp.
2 顾震潮，论锋面在副热带里的性质和中华南锋面问题，气象学报，1953，**24**（1），28~32.
3 谢义炳，中国夏半年几种降水系统分析研究，气象学报，1956，**29**（1），1~23.
4 陶诗言、倪允琪、赵思雄等，夏季中国暴雨的形成机理与预报研究，北京：气象出版社，2001，184pp.
5 冯伍虎，强暴雨中尺度系统发展结构和机理的非静力数值模式模拟研究，兰州大学博士学位论文，2000.
6 Chen Shoujun, Kuo Ying-Hwa, Wang Wei et al. , A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu Front, *Mon. Wea. Rev.* , 1998, **126**, 2330~2351.
7 Yoshiaki, Shibagaki, Manabu D. Yamanaka, Shuji Shimizu et al. , Meso- β to γ -scale wind cirulation associated with precipatating clouds near baiu front observed by the MU and meteorological radars, *J. Meteor. Soc. Japan*, 2000, **78**（1），69~90.
8 张建忠，华北持续高温创纪录，南方连续暴雨超常年，气象，1999，**25**（9），58~61.

9 马巧英, 长江中下游暴雨洪涝, 华北持续高温天气, 气象, 1999, **25** (9), 62~63.
10 朱乾根、林锦瑞等, 天气学原理和方法, 北京: 气象出版社, 1992, 504pp.
11 Grell, G. A. , J. Dudhia, and D. R. Stauffer, A description of the fifth generation penn state/NCAR mesoscale model (MM5), NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 1994.
12 张庆红、刘启汉、王洪庆等, 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟, 科学通报, 2000, **45** (18), 1988~1992.

Numerical Simulation and Analysis for “99 • 6” Meiyu Front Rainstorm and the Low Vortex with Shear Line

Long Xiao, and Cheng Linsheng

(Department of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 73000)

Abstract Based on the synoptic analysis for the meiyu front rainstorm event occurred in the Yangtze River area during 23~25 June 1999 (“99 • 6”), the nonhydrostatic version of mesoscale numerical model MM5 was used to simulate this case with three nested domains run in two-way interactions of full physics and four dimensional data assimilation (FDDA) techniques. The main results are following: (1) The comparison between simulated and observed data shows that MM5 can successfully reproduce the genesis and development of low mesovortex with shear line on meiyu front; (2) The simulated results indicated that as the meso- α low vortex with shear line developing, the strong southwest jet on low levels and the northeast flow increased the convergence on low levels, and the westly jet and the eastly jet on high levels increased the divergence on high levels. This collocation from low levels to high levels urged the meso- α low vortex to develop. (3) The vertical circumfluence and physics fields in different parts of the low vortex with shear line indicated that the structure of “99 • 6” meiyu front low vortex shear line is very complicated. In the developing period of meiyu front, the vertical ascent around the warm front is strongest; that around the low vortex center is the second and that around the cold front is weakest. (4) The simulated results suggested that the circumfluence around warm fronts shows pronounced differences between Japan and China meiyu front owing to different underlaying surfaces. (5) Simulated results also indicated that in the process of the meso- α low vortex development, there are many disturbances in front of the low vortex, a train of meso- β systems inspired and splitted have acute motions. Owing to the convergence on low levels stronger than the divergence on middle levels, they will attenuate while they are apart from their parent.

Key words: meiyu front; rainstorm; low vortex with shear line; numerical simulation