中尺度地形对"98.7"鄂东特大暴雨的动力作用

崔春光 闵爱荣 胡伯威

(武汉暴雨研究所,武汉,430074)

摘 要

用一个高分辨的 fl 坐标模式对 1998 年 7 月 21 日鄂东沿江特大暴雨过程进行数值模拟, 得到与实况相吻合的 结果。通过敏感性试验和分析, 研究了局地中尺度地形对这次暴雨过程的影响及其机理。结果表明, 虽然地形对 这次特大暴雨过程的基本面貌并未起到决定性的作用, 但也有一些重要影响。大别山对边界层南风暖湿气流的阻 挡使位于其迎风面上游的暴雨带有所加强。幕阜山对边界层水汽流入的拦截则使位于其背风面下游的暴雨带的 初期发展减缓。到了暴雨盛期, 由于暴雨带南侧有中尺度低空急流出现并正好位于幕阜山区, 因地形而抬高的摩 擦层内的 Ekman 风矢偏转直指暴雨区, 加强了暴雨区水汽的辐合。由于强对流暴雨系统盛期近地层气流转为辐 散, 对暴雨维持起关键作用的辐合层升高, 因此地形抬高的摩擦辐合恰好叠加其上使之增强, 这可能是此次鄂东沿 江特大暴雨过程持续时间长的一个重要原因。

关键词:中尺度地形,数值模拟,特大暴雨,动力作用。

1 引 言

特大暴雨过程从现象上看几乎都使人确信它们 与当地中尺度地形的作用有着密切的关系,但是要 充分了解这些作用的机理并不容易。无论是早期或 现代关于地形(包括中尺度地形)对气流强迫扰动的 理论研究,都是从设定的相对简单的基本背景条件 出发。然而要把这些研究结果与暴雨的发生发展过 程联系起来是一个复杂问题。主要的困难在于单纯 的地形强迫扰动变化与紧接而来的强降水对气流的 反馈变化同时进行,相互影响,使实际过程复杂化。 而整个变化过程及其结果对于天气系统原先的演变 进程和地形开始起作用的时机很敏感。时间配合上 的一些差异可能导致很不相同的结果。特别是实际 地形比较复杂的情况,其影响结果可能花样繁多,对 其预测和解释都不容易。

对于这种复杂过程,数值模拟可能是比较可行的研究方法。现在已经有分辨率很高、物理过程相 当完善的数值模式,有人用它们做出了比较好的结 果。例如 1997 年 Nair 等^[1]用 CSU 的 RAMS 模式 模拟了 1972 年 6 月 9~ 10 日黑山(Black Hill) 的强 对流暴雨。模式最细的内域格距达到 1 km, 因此其 精细程度能描绘到强对流云尺度过程, 对地形作用 进行了比较深入的揭露。中国近年也开始有关于地 形影响降水的中尺度数值模拟^[2,3]。

1998年7月21~22日鄂东发生两场特大暴雨,都是持续而准静止地集中在大别山区和幕阜山 区之间的长江鄂东干流段盆-谷地带。梅雨季节鄂 东暴雨雨量分布的气候平均状况恰好与此相反,即 两个山区雨量偏多,其间的盆-谷相对偏少,然而历 史上确实有几次突出的特大暴雨过程与上述这次过 程持续集中于盆-谷地带的情况很类似。胡伯威 等^[4]在对这次过程的分析研究中初步讨论了当地 中尺度地形影响及其可能的机制。文中由中尺度数 值模拟的地形条件敏感性试验和模式积分过程中各 种有关的动力-热力场演变的诊断分析来探讨暴雨 发展各阶段暴雨系统内部变化与中尺度地形外强迫 相配合对 1998年7月21日鄂东特大暴雨发展的影 响及其机理。

2 7月21日暴雨天气过程概况

关于 1998 年 7 月 21 日鄂东特大暴雨天气过程

初稿时间: 2000 年 12 月 18 日; 修改稿时间: 2001 年 7 月 5 日。
资助课题: 湖北省科技攻关计划课题和国家' 97. 3" (中国暴雨)项目。

在文献[4]中有过详细的描述和分析,这里只回顾几 个要点:

(1) 这场暴雨发生在暖切变型梅雨锋^[5] 形势 下,7月20日长江流域还没有明显的切变线,低层 从江南到江北为弱气旋性弯曲的偏南气流。下午到 傍晚鄂东先有局部对流降水发生。直接引起暴雨发 展的是从四川盆地低涡前面分裂出来并伴随一个中 α尺度对流云团东移的小型正涡度系统。在它影响 下,20日19时(北京时,下同)以后幕阜山北面的鄂 东南丘陵地开始有暴雨发展。21日02时以后,这 片位于30°N以南(从鄂东南到赣北)的雨区减弱。 随即在它西北方又产生和发展起一条从汉水-长江 汇流区向大别山和幕阜山之间的沿江谷地延伸的 WNW — ESE 向暴雨带(图1),它在整体上具有持续 和准静止的特点。04~06时和12~14时两个高峰 时段都出现了50 mm/h以上的特强降水。

(2) 从 7 月 19 日起, 贝加尔湖到朝鲜半岛有一 个长轴呈西北一东南向的稳定少动的高空冷涡(图)



图 1 1998 年 7 月 20 日 20 时~ 21 日 20 时 实测雨量(单位: mm)



图 2 根据 0.5° × 0.25° 地面高度格点资料分析的 地形等高线

略)。在它后部宽广西北气流区右侧有一支深厚的 下沉运动带,这里低层干而暖。在 21 和 22 日两场 特大暴雨过程中,从西面移来的强对流暴雨云团和 相伴的小涡都被阻滞在这支下沉干暖气流西南侧并 强烈发展。

(3) 在暴雨过程鼎盛阶段,暴雨带西北端相继 有新生的中尺度强对流云胞体产生和进入云雨带, 新旧中尺度胞体都大致沿着 300 hPa 气流方向,也 即沿着鄂东长江河谷向东南移动,出了河谷移到赣 北时退化衍展成层状雨云,雨云下面是冷的下沉空 气,并有一部分倒灌入鄂东谷区,即强对流云带下 面,加强了谷区的边界层辐合。这种动态结构有利 于整个云雨系统的持续。但它与文献[6]中的长生 命飑线模型有区别。上述生、消过程发生在沿雨带 的方向而不是正交于雨带的方向上。

3 数值模式和试验方案

文中使用宇如聪等^[7]建立的 n坐标模式,但在 水平和铅直方向的分辨率都比宇如聪在文献[8]中 所用版本加倍细化, E 网格的两个子 C 网格精度为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。因此实际 E 网格分辨率约相当于(在 30° N 附近) 35 km。铅直方向从海平面到模式顶 (100 hPa)按 n坐标等分为 16 层。实际上不同的变 量分别分布在包括"半层"在内的 33 个等 n 面上。

图 2 给出试验所用的由 0.5° × 0.25° 经纬格点 地形资料分析的地形等高线,图 3 是按此地形图转 换为本 □ 坐标模式版本中的台阶状模式地形。鄂 东附近的大别山区和幕阜山区变成以图中折线为边 界的两个高约480 m 的平台,而其周围(包括两个山 区周围的低山丘陵带和鄂北的桐柏山、大洪山等)都



图 3 据图 2 转换的 1 坐标模式地形

表 1	模式变量及其分布高度
~ ~	

模式变量	分布高度(m)
Φ, η, ω	0, 480, 977, 1507, 2060
U, V, T, Q	236, 725, 1224, 1717

* 表中变量字符如常例。

降低到近乎海平面。表 1 给出了低层(包括 plane tary bounday layer,简称 PBL)不同变量分布的几个 n面的大致高度。

在降水及其相关的温、湿场变化方面,模式的物 理过程采用了一个大尺度凝结-蒸发的方案和 Betts 的对流调整方案。这两个方案除了能反映与降水过 程有关的非绝热增温以外,也能反映出某些气层(强 降水期间 850 hPa 以下的低层)的非绝热降温。

模式中有一个地面温度预报方程。采用简单的 整块边界层参数化(Bulk Aerodynamic PBL), 实际 上关于动量、温度、水汽的铅直湍流扩散公式在边界 层和自由大气各层是统一的, 差别在于边界层(约为 此模式版本紧接地面的两个 印层)的涡动系数 Kz (局地 Richardson 数的函数)的值大, 因此在模式的 台阶式山地上面同样能体现出边界层的特殊物理过 程(较强的显热潜热湍流通量和湍流摩擦)。

试验网格范围为 20~ 50° N, 100~ 130° E, 使用 有关范围的 20 日 20 时探空资料(100, 200, 300, 400, 500, 700, 850, 925, 1000 hPa), 等压面分析用 Creesman 逐步订正, 然后线性插值到各模式层, 作 24 h 模拟预报。

由于该初始时刻鄂东中尺度系统活跃,汉口探 空站资料缺乏代表性^[9],对湿度场作了适当的主观 分析修正。根据 20 日 20~ 21 时 1 h 实测降水量, 汉口以南约 50 km 的咸宁、崇阳等地出现了逐时 10 mm 以上降水,该片雨区范围不大,但强度较强。调 整该片雨区上空 850~ 400 hPa 各层湿度场,直至模 式初始降水率与实际观测接近。

在此基础上作了 3 个模拟试验。第1 个采用上 述完全的模式地形(以后简称 CONT), 第 2 个在模 式地形中削去大别山区(简称 NDBS), 第 3 个则削 去幕阜山区(简称 NMFS)。

4 对照试验的结果

对照试验即有完全模式地形的试验 CONT。

(1) 预报 24 h 总雨量(图 4) 的分布及中心强度 与实况(见图 1) 非常接近,只是雨带略宽一些,这可 能与模式水平分辨率对于描述这类降水过程仍不够 细有关。此外实况 50 mm 以上暴雨带西北端伸展 到 31°N, 113°E 的京山附近, 而预报暴雨带北端止于 30.6°N, 113. 9°E, 即暴雨带西段将近缩短了 100 km。最大降水中心也相应地比实况偏东南。胡伯 威等^[4]的分析曾经指出, 近地层东南风气流在大洪 山迎风侧的京山附近一再触发新生对流云雨团并入 暴雨带。此外由大别山区向 WNW 方向延伸的桐 柏山, 也可能与大别山一样阻滞低层南风气流, 在山 麓上游一定距离的地方加强边界层辐合, 对实际暴 雨带西段降水的触发和加强起到一定的作用, 但是 由于模式分辨率不够细, 在 η 坐标模式地形中, 上述 相对低矮的山地都不存在。这可能是预报暴雨带缩 短的一个原因。



图 4 CONT 预报的 24 h 雨量(单位: mm)

(2)模式积分的第1时内已有降水发生,6h内 逐渐增强(见图5),开始时降水略偏南,第4时北移 到汉水-长江汇游区至鄂东江谷,呈现强而狭窄的 雨带。第5~10时,雨带内最大降水强度都在25 mm/h以上,直到第12时(相应于北京时间21日07~08时)。这以后逐渐减弱结束。对照第2节可以 看出,发展过程的上述特点都与实际情况基本吻合, 特别是模拟出强降水的准静止和持续性质,但过程 的发展比实况快一些;达到高峰期的时间和结束的 时间都比实况提前约5h。

(3) 图 6 是模式积分第 8 时沿暴雨带延伸到赣 北的垂直运动垂直剖面图。与文献[4]的综合分析 推测结果(见文献[4]图)非常相似。鄂东谷地(图左 一中段)的深厚上升运动区表明这里是深强的对流 云区,而且还显示出两个中尺度最大上升气流中心, 正好分别位于武汉和黄石这两个暴雨中心附近。而 赣北(图右)对流层上部随高空西北风从强对流区流



图 5 3 个试验预报的逐时(模式时间 0~ 12 小时)鄂东降水量最大值(即中心强度) (单位:mm, CONT ◆- ◆- ◆- ◆, NDBS:- × - × - ×, NMFS:- + - + - +)



图 6 试验 CONT 积分第 8 时沿图 2 中线段 ab 的∞ 垂直剖面

(単位: 10⁻³ hPa/s, a 点坐标: 31. 4N, 113 E; b 点坐标: 29. 4°N, 116. 2 E; 沿 a, b 线各点均匀分布, 水平间隔为 Δx: 0. 4 Δy: 0. 25)

出的暖湿空气凭借惯性和正浮力(在准静力模式中 浮力效应仍可通过水平气压场的变化一水平散度的 变化一连续方程这个途径近似地体现)而维持着上 升运动,继续凝结产生层(砧)状降水。低层则由于 降水带来的蒸发降温而盛行下沉运动。此时在大别 山和幕阜山之间的谷区在950 hPa 上模拟出了实际 观测中见到的下边界层东南气流。

总之, 对照试验对于这次鄂东特大暴雨过程及 暴雨系统结构演变的模拟都很成功, 使以下的机理 讨论有一个比较可靠的基础。

5 大别山地形的影响

为了研究大别山地形对这次特大暴雨过程的影 响,我们作了整个削去大别山模式地形台地的试验 NDBS, 与对照试验 CONT 的结果相比较。

图 7 是试验 NDBS 的 24 h 预报雨量图, 可以看 到鄂东还是模拟出大暴雨带,其位置和形状与试验 CONT 的结果基本一致,只是其中最大暴雨区段降 水量值有较明显减小。由图5还可以看到试验 NDBS 的降水中心强度随时间的变化过程与试验 CONT 也基本一致,这说明尽管这次鄂东特大暴雨 过程特别令人注目的特点是一条持续而准静止, 位 于大别山上风侧并与大别山脉走向(模式台地长轴 方向)平行的强降水带,但是看来大别山地对低层暖 湿气流的上游效应并不是这次特大暴雨产生、发展 过程和分布特点的决定因素,起决定作用的还是暴 雨过程的天气系统环流背景。前面已提到稳定的高 空冷涡后部高空西北气流右部一支下沉干燥气流对 这次鄂东暴雨的阻滞作用。图 8a, b 表明, 在模式初 始时刻,对流层中部就有下沉运动强核位于黄河中 游,而到低层,最强的下沉运动正好在大别山区。此



时鄂东暴雨带尚未出现,上述下沉运动结构是预先 存在而并非暴雨系统强上升气流侧边的补偿下沉。 下沉干燥区与季风暖湿空气之间形成很强的湿度梯 度,"湿度锋区"呈WNW-ESE 走向(图略),特别有 利于其南侧的带状暴雨系统发展^[10]位置凑巧落在 鄂东谷地。



图 8 初始时刻等压面铅直运动(ω) (a. 400 hPa, b. 850 hPa; 单位: 10⁻³hPa/s)

但是大别山地形对这次暴雨过程的强度及其分 布仍有一定程度的影响。图9表示试验 NDBS 与试 验 CONT 的 24 h 预报雨量之差。很明显, 恰好在大 别山台地迎风侧边界上游有一个长轴与地形边界平 行的负值区, 最大雨量差值达 70 mm 以上。而在这 个负值带的两端(无模式地形阻挡的地方)都有范围 和数值不大的正差值区。



图 9 试验 NDBS 与试验 CONT 预报 24 h 雨量差值(单位:mm)

为了了解大别山地形影响此次鄂东暴雨增强的 机理,需要比较 CONT 和 NDBS 两组试验中模式台 地高度以下,山地"上游"风场变化的差别。由于在 台地高度以下的等压面上没有完整的风场,这里用 950 hPa 的铅直运动(ω)场来反映台地高度以下的

模式最低层散度场:

$$\overline{\nabla \cdot V} = \frac{1}{50} \int_{950}^{1000} - \frac{\partial \omega}{\partial \rho} d\rho = -0 + \frac{1}{50} \omega_{950}$$

该式表示 ▼·V为海平面至 950 hPa 的平均水平散度 与 ω₉₅₀成正比。由于 950 hPa 很接近模式台地地面 (k=16-1/2等 n 面) 高度。因此上述散度场近似 为直接受台地屏障的低层气流中的散度场。同时因 为模式积分输出的 ω 值直接分布在这个等 η 面上, 因此 950 hPa 上的插值误差很小,比较可靠。图 10 为模式积分到第4时的950 hPa ω场。由于模式初 始时刻的风场是大尺度的, Pierrhumbert^[10]指出,模 式地形作用于未经扰动的基本气流有一个短时间调 整过程,大约经过一个惯性时间量程(1/f)之后进 入准定常的扰动状态。在 30°N 附近 1/f 近似为 4 h。而第4时以前模式降水在CONT和 NDBS 两个 试验中都还比较弱。虽然低层散度已经明显含有与 降水有关的非绝热反馈的贡献. 但是还没有能完全 掩盖低层本身的地形机械作用。比较图 10a 和 10b 可以看到,大别山迎风侧边界上游基本与台地边界 平行的等散度线在试验 CONT 中明显比试验 NDBS 中密集。由于大别山附近相当大范围一致为 SSW 风,与等散度线近于正交,较强的散度梯度带反映出 一个相对弱风速带。这里风速减弱一方面是由于正 在发展的鄂东强对流雨带上空非绝热强迫引起的低 层辐合使其北边的南风减速,而由于在第4时以前 两个试验的模式降水强度差别极小(图5),所以两



图 10 模式第 4 小时 950 hPa 等压面铅直运动(ω)图 (a. 试验 CONT, b. 试验 NDBS; 单位: 10⁻³ hPa/s)

个试验中上述减速程度的显著差别主要反映出试验 CONT 中大别山地形的阻滞作用。

按照 Pierrhumbert 的数值解^[11] 和渐进解^[12] 的 结果,中尺度山脉的上游效应的性质与 Froude 数 $F_r = \frac{Nh_m}{U}$ 有密切关系(N 为浮力频率, h_m 为山的高 度,U 为跨山脉方向的基本气流速度)。他对理想 情况的二维数值解^[11]的结果表明,在 $F_r < 0.75$ 的 情况下,山脉上游气流不受明显的阻滞,可以顺利地 爬坡翻越;而在 $F_r > 1$ 的情况下就可受到明显的阻 滞。进入准定常扰动状态时,最大的受阻减速大约 出现在迎风山麓处(地形高度为 $h_m/e \approx h_m/3$),而 相应的最大辐合则出现山顶上游两倍于这个距离的 地方,已经在山脚以外的平地上面。也就是说在 F_r 小的情况下,山脉迎风侧地形强迫上升运动为爬坡 的方式,出现在坡面上方。在 F_r 大的情况下山脉 迎风侧地形强迫上升运动为阻滞辐合涌升的方式, 出现在山脉一定距离的平地上方。

鄂东地区在 20 日下午到傍晚已有降水, 模式初 始时刻(20日 20时)以后继续降水。在这个模式的 大尺度降水方案和 Betts 积云对流参数化方案中都 能反映蒸发和(或)对流过程在某些气层(当然主要 是低层)引起的降温。实际上降水区的低层出现逐 渐加强的冷带(图略),使层结稳定度加大。850 hPa 与 980 hPa 位温差约 6 K, 由此估算 $N \approx 1.2 \times 10^{-2}$ s^{-1} 。模式大别山台地高约 480 m, η 模式地形转换 使台顶高度低于原始地形山脊高度。但同时由于坡 面改成悬直陡壁,模式设计力图使这种转换能等效 于原曲面地形。因此根据原始地形数据, 取 h_m = 600 m, 大别山迎风坡上游 900 hPa 以下初始时刻的 风速(可看作尚未反映地形扰动的基本风速) 很弱, 整个在 5 m/s 以下, 我们就取 U=5 m/s, 据此估算 $F_r \approx 1.5$, 按理论推断应该会出现大别山上游的阻 滞辐合上升, 上述试验结果与理论结果相吻合。

6 幕阜山地形的影响

由图 5 可以看到, 在削去幕阜山模式地形台地 的试验 NMFS 中, 模式积分早期鄂东降水强度的发 展加快, 第 4 时降水中心强度已达到 43 mm/h, 第 5 时达到高峰 62 mm/h, 但自此以后便开始减弱, 后 期降水强度明显小于试验 CONT。

图 11a 表明, 最初的 6 h 内, 试验 NM FS 中幕阜 山背风侧的降水比对照试验明显增多, 而在增多带 的两翼有补偿的减少。在第 6~12 时内(图 11b) 试 验 NMFS 中, 原幕阜山北面降水反而比对照试验明 显减少。只是这个雨量减少区比最初 6 h 的增多区 更偏北一些。此外, 在幕阜山西北侧, 即鄂东江谷的 东南出口处出现一个明显的雨量增多区, 以下我们 分别探讨不同阶段导致两个试验降水发展过程差异 的原因。

6.1 前阶段(初始时刻至第6小时)

两个试验的初始场是一致的,有、无幕阜山地形 的差别要从模式启动以后才逐渐体现。所以在最初 阶段两个试验的风场差异应该最敏感地反映在模式 地形直接作用的最低层。初始时刻幕阜山南侧已有 大于 8 m/s 的南风,而那里是低层高湿带的所在, 有、无幕阜山地形的阻隔必定关系着鄂东地区边界 层水汽净流入量的差异。边界层的水汽通量辐合是 强对流降水发展初期的一个关键因素。由于试验 CONT 中没有低于模式地形高度的最低层等压面的 完整风场,我们用 950 hPs 的 Qq(q)为水汽混合比) 来定性地估计 950 hPa 以下气层的平均水汽通量散 度。这与上一节用 950 hPa 的 Q来表示水平空气质 量散度场不同的是它不如后者那么严格。需要忽略 湿度局地变化 $\frac{\partial q}{\partial t}$,还要忽略水汽源和汇(例如凝结、 蒸发和湍流通量散度)。由于最初时刻降水量很小、 而且两个试验的初期降水量基本上没有差别,湿度 场分布的变化也没有显示明显的差别,所以用积分 至第2时950hPa的 aq 的差值来估算它下面的平 均水汽通量(水平)散度的差值应该是近似正确的。

图 12 表示此时在鄂东已出现一个水汽通量散 度负 差 值区(即 试验 NMFS 的 辐合大于试验 CONT)。这个水汽通量辐合差值达到试验 CONT 的辐合强度的 30%,这以后基本形势特点在那里继 续维持了 3 h(图略)。



图 11 试验 NMFS 与试验 CONT 预报阶段雨量差值图 (a. 模式第 0~6时, b. 模式第 6~12 时; 单位: mm)





由于鄂东的湿度场初值是全层接近饱和的,降 水发展很快,伴随降水的非绝热正反馈加强也很快。 从图 5 可以看到,第 2 时两个试验降水强度出现了 不到 30% 的差值,以后便迅速加大,第 5 时试验 NMFS 的中心雨强比试验 CONT 大一倍。950 hPa 以下水汽通量辐合的差异远不足以直接支持这样大 的降水强度差,但可以通过上述正反馈导致更深厚 气层的水汽通量辐合差而放大其影响。

6.2 转折(第5~7小时)

第 5 时以后,试验 NMFS 的模拟降水强度开始 显著衰减,此时环流背景并没有显著变化,降水的衰 减可能反映了强降水系统内部的一种生命周期过 程。图 13 表明 500 hPa 上升运动中心强度的高峰 及以后的陡降时间位相都落后于降水强度的变化, 而 950 hPa 上升运动中心的变化则略超前于降水强 度的变化。试验 CONT 中也显示出类似的特点(图 略),只是高峰期延续时间长,衰减过程明显推迟。

强对流降水系统中降水一非绝热加热(冷却)一 网格尺度高空垂直运动一边界层铅直运动都是互相 关连,互为因果的。这些关系可能在一定程度上被 模式(模式中的基本方程组及其中的积云对流参数 化方案,显式降水方案等)体现出来。在强对流降水 盛期有强而深厚的非绝热加热,一般而言其峰值在 对流层中偏上部(500~300 hPa),它成为控制此时 网格尺度垂直运动的主要因子,上升运动的强大峰 值也相应出现在对流层中偏上部。另一方面,在强



图 13 试验 NMFS 鄂东 950,500 hPa 最大 ω (单位: 10⁻³ hPa/s)和1 h 最大降水(单位: mm)时间曲线 ("+"字号曲线为 950 hPa ω, "Δ"形曲线为 500 hPa ω, 带"0"线为雨强)

对流降水过程中,低层(特别是在 PBL 内) 有蒸发和 积云尺度冷下沉气流引起的降温。文中几坐标模 式所用的 Betts 方案可以隐式地反映这种过程。实 际上随着降水加强、模拟中在 850 hPa 及其下部都 出现了梅雨锋观测中常见的降水造成的冷舌(图 略)。低层的这种非绝热冷却在低层的直接贡献是 下沉运动,但中、上层非绝热加热强迫对低层(包括 PBL) 也有抽吸作用(在推广的准地转条件^[13] 下点 源影响在垂直方向随距离按一定规律衰减),加上强 降水过程中随低层正涡度发展而带来的 Ekm an 抽 吸,因此试验 NMFS 中直到第 7 小时 950 hPa 还维 持着上升运动,但确实在第4小时后已大大减弱。 这意味着低层水汽通量辐合的减弱。低层降温还使 总体层结趋向稳定(对流不稳定变弱),这些因子都 可通过模式的积云对流参数化方案导致模拟降水强 度的减小。

在强降水系统中, 垂直运动场对加热场及其变 化的响应不会像准地转理论描述的那样完全同步, 而是有所滞后; 反过来, 降水(以及相联系的非绝热) 对垂直运动场变化的响应也是有滞后的。因此由图 13 中表现的 3 个变量的位相差可以看出, 在降水由 盛而衰的转折中, 低层的非绝热冷却及其积累起着 始肇作用。

6.3 后阶段(第6~12小时)

当试验 NMFS 从第 6 时开始降水强度陡降之 后,试验 CONT 中的强降水继续维持,并从积分第 7 时开始降水强度持续地大于试验 NMFS。可见,模 式中有了幕阜山地形起到使鄂东强降水更为持续的 作用。在探究其中机理时,我们注意到两个试验中 在幕阜山模式地形台地上方摩擦层内风场有特别突 出的差异。模式地形台地高约480 m,那么900 hPa (约在海拔980 m)的风场应能代表那里摩擦层的平 均风场。以积分第7小时情况为代表,图14表明正 好横跨幕阜山有一条大风速带,说明由于此前几个 小时的鄂东强降水对风场的反馈作用,在它南侧已 形成一支中尺度低空急流。显然,风速愈大,受地面 摩擦的影响愈突出。



图 14 试验 CONT 第 7 小时 900 hPa 等风速线图 (单位: m/s; 图中阴影部分即为幕阜山区)

在有幕阜山地形的试验 CONT 中风速标量值 比试验 NM FS 略小,虽然这个差别很小,但是由图

15a, b 可以看到两个试验在幕阜山上有非常大的风 矢量差,有地形时风向朝左偏转,即正好向鄂东暴雨 区方向偏转,最大的矢差风速值达到 9 m/s 以上。 另外还有一个范围小得多的明显差值区在九江附 近,可能与两个试验的降水强度分布的差别(由此引 起低层辐散风场的差别) 有关,这里不去深究。其它 地方都没有明显的差别。这种风场差异反映出在试 验 CONT 中幕阜山区 900 hPa 具有典型的摩擦层 (Ekman 层) 风场特征, 而在试验 NMFS 中 900 hPa 已处于摩擦层顶,摩擦影响很小。图 15c 表明,此时 由于幕阜山区摩擦层的风向偏转,使得鄂东地区的 辐合比之没有地形的情况大大增强。当然,低层辐 合的差别还可能受到两个试验中此时降水强度(因 而非绝热反馈强度)的差别的影响,但这种反馈(上 空上升运动的抽吸)引起的辐合风场差异应该或多 或少近于各向对称(即暴雨区周围的风向心分量表 现出一致的加强),而不像我们看到的风的差异几乎 完全集中在幕阜山区。可见造成鄂东地区辐合差异 的决定因素是幕阜山对边界层风场的摩擦偏转作 用。暴雨盛期,这个盆-谷地区的边界层下部(950



hPa 以下) 辐合极弱甚至转为辐散, 对于暴雨系统的 水汽供应已经不起什么作用, 此时支持强降水的主 要是较高气层(当然还是属于对流层低、中层) 的水 汽通量辐合。在这个阶段低层正涡度有了大的发展 (图略), 在这个例子中主要表现为雨区南侧出现中 尺度低空急流。由于幕阜山地形的存在而"抬高"了 的 Ekm an 辐合正好处于此时的主要水汽供应层, 又 因为雨区南侧是高湿区, 所以主要由南侧辐合风分 量加大而导致的水汽通量辐合加大比质量辐合的加 大更明显(图略)。

虽然没有更直接的定量的依据,但上述表现得 十分突出的现象表明,幕阜山的"抬高"的摩擦辐合 作用很可能是这场鄂东特大暴雨强降水持续的一个 重要因素。

大别山的模式地形虽然与幕阜山在同样高度, 但试验 CONT 与试验 NDBS 比较,在大别山区没有 出现类似的风场差异,这并非因为大别山模式地台 的面积相对小。主要是因为大别山区低层风速本身 很小,而且即使有微弱的因摩擦引起的风矢左偏也 不是朝向暴雨区的,对那里的辐合没有正的贡献。



图 15 模式第 7 小时试验 NMFS 与试验 CONT 的 900 hPa 等压面风场差别 (a. 试验 CONT - NMFS风矢差, b. 试验 CONT - NMFS矢量差的风速值,单位: m/s,c. 试验 CONT - NMFS散度差,单位: 10⁻⁵s⁻¹, 钥影部分即为幕阜山区)

7 结 论

文中用一个 n 坐标中尺度模式对 1998 年 7 月 21 日鄂东沿江特大暴雨过程进行数值模拟研究。 主要针对大别山、幕阜山局地中尺度地形对这次暴 雨过程的影响分别做了保留或削去大别山、幕阜山 地形的敏感性试验以及这些模拟的演变中各种有关 的物理-动力学因素的比较和诊断分析。结果表 明:

(1)虽然局地中尺度地形影响并没有对这次特大暴雨的发生以及它的强度和落区的基本面貌起到决定性的作用,但是地形确实有重要的影响。在3 个对比试验中,对于降水的强度及其分布,特别是对于降水的时间过程都以具有完整模式地形的控制试验结果与实况最相符。

(2)模式初始时刻之前鄂东已有降水,并在模 拟初期已经被模式接近实际地"产生"出来。此时的 风场、温度场等已经出现与降水系统有关的中尺度 特征,它又对地形作用的性质发生了影响(在各个阶 段有不同的表现)。

(3)由于早期降水已使那里的近地面层空气变 冷,低层大气层结稳定,又由于降水区上空非绝热加 热引起的低层辐合,使大别山迎风侧近区的偏南风 风速很弱,以致朝向大别山的低层气流弗劳德数较 大,因此大别山对气流的上游效应不是迎风坡上的 直接抬升而是造成气流阻滞,加强了山区上游一定 距离处的辐合。这个加强的辐合地带恰好与降水系 统本身低层辐合带的主要部分大致重合,使降水中 心段加强,不受大别山阻滞影响的雨带两翼则有补 偿的减弱。

(4) 最初 5~ 6小时,幕阜山对山地高度以下的 最低层偏南风潮湿气流的阻拦明显减小了鄂东暴雨 区的边界层水汽通量辐合。由于它是降水系统早期 发展的关键因子,因此幕阜山的存在延缓了这类正 反馈不稳定发展过程。

(5) 在环流背景条件没有明显变化的情况下, 暴雨本身带来低层非绝热降温以及由此所致的上升 运动减弱甚至转为下沉,使暴雨强度达到高峰后转 而衰减。但由于盛期暴雨系统内低层正涡度增大, 相应发展起来的暴雨区南侧中尺度低空急流正好位 于幕阜山上面。被幕阜山地形"抬高"了的摩擦层的 气流朝向暴雨区偏转,明显增强了暴雨区的中尺度 水汽通量辐合,延缓了衰减过程,使降水强度高峰期 更持续。虽然模拟的强降水持续时间仍比实际情况 短,但这个试验表明,幕阜山的抬高摩擦辐合作用以 及它在时间上与暴雨系统内部演变过程的契合可能 是这类暴雨过程特别持续的一个重要原因。

由于模式的水平和垂直分辨率还不够高,模式 地形与实际地形还有一些明显的差别,例如模式地 形中完全没有桐柏山和大洪山,这很可能是使模拟 强降水带西段比实况缩短,降水最大中心比实况偏 东的原因。此外,由于鄂东一开始就有降水,地面辐 射收支的日变化小,本文没有着重去研究地形的热 力作用及其日变化对暴雨过程的影响。

参考文献

- 1 Nair. Numerical simulation of the 9-10 June 1972 Black Hill using CSU RAMS. Mon Wea Rev, 1997, 125(8): 1753~1766
- 2 崔波,李泽椿,郭肖容等. 对北京地区一次局地灾害性暴雨的数值模拟分析. 见: 翁立生主编. 暴雨• 灾害(一). 北京: 气象 出版社, 1997. 79~88
- 3 腾俏彬, 王作述, 田富珍. 一次局地特大暴雨的 n 坐标模式数值试验研究. 见: 翁立生主编. 暴雨 灾害(一). 北京: 气象出版社, 1997. 44~53
- 4 胡伯威, 崔春光, 房春花. 1998年7月21~22日鄂东沿江特大暴雨成因探讨. 大气科学, 2001, 25(4): 479~491
- 5 胡伯威,彭广. 暖切变型江淮梅雨锋结构及其形成和维持机制. 大气科学,1996,20(4):463~472
- 6 Smull B F, Houze R A Jr. A midlatitude squall line with a travelling region of stratiform precipitation, radar and satellite observations. Mon Wea Rev, 1985, 113: 117~ 130
- 7 宇如聪. 陡峭地形有限区域数值预报模式设计. 大气科学, 1989, 13(2): 139~ 149
- 8 宇如聪,曾庆存,彭贵康等. "雅安天漏"研究II: 数值预报试验. 大气科学, 1994, 18(5): 536~551
- 9 崔春光.强降水过程模式中尺度水汽初值的敏感性试验.气象,2000,26(11):3~7
- 10 胡伯威. 与低层"湿度锋"耦合的带状 CISK 和暖切变型梅雨锋的产生. 大气科学, 1997, 21(6): 679~686
- 11 Pierrhumbert R T, Wyman B. Upstream effect of mesoscale mountains. J Atmos Sci, 1985, 42: 977~ 1003
- 12 Pierrhumbert R T, Linear results on the barrier effects of mesoscale mountatins. J Atmos Sci, 1984, 41(8): 1346~1367

13 胡伯威. 副热带天气尺度系统短期演变的准地转机理. 大气科学, 1982, 6(4): 422~431

DYNAMIC EFFECT OF MESOSCALE TERRAIN ON "98.7" EXTREMELY HEAVY RAIN IN THE EAST OF HUBEI PROVINCE

Cui Chunguang Min Airong Hu Bowei

(Wuhan Heavy Rain Institute, Wuhan 430074)

Abstract

The process of the heavy rain in the reaches of the Yangtze River in the east of Hubei Province on 21st July , 1998 is numerically simulated by a high- definition – coordinate model. The result of the simulation conforms to the reality. By sensitivity test and analysis, the effect of local mesoscale terrain on the torrential rain and the mechanism are studied. The result shows that the terrain plays an important part in the formation of the heavy rain although it is not the decisive factor. The southern warm and moist stream at boundary layer is obstructed by Dabie Mountain and the obstruction enforces the rain band at the upper part of the windward side. The water vapor at boundary layer is intercepted by Mubu Mountain which slows the initial development of the rain band at the low er part of the lee side. When the rain greatly develops, because there is a mesoscale low – level jet in the south of the rain band which just lies at Mubu Mountain , Ekman wind arrows lifted by the terrain at the frication layer turn around and point directly at the rain band and enforce the convergence of air and vapor. The divergence of the air stream at the ground layer during the period when the severe convective rain system develops at its highest degree, the rise of the convergence layer that plays an important role in the maintenance of the heavy rain, the superposition of the frication convergence that is lifted by the terrain and enforces the intensity of the rainfall are the reasons why the extremely heavy rain lasts for a long time.

Key words: Mesoscale terrain, Numerical simulation, Extremely heavy rain.