

“7·22”长江中游暴雨中尺度系统的数值模拟与分析^①

赵玉春

王叶红

(武汉中心气象台, 430074)

(中国气象局武汉暴雨研究所)

提 要

利用中尺度暴雨模式较成功地模拟了2002年7月22~23日发生在长江中游的暴雨中尺度天气系统,结合地面加密和常规观测资料对暴雨中尺度天气系统进行了较为详细的分析。结果表明:(1)大别山西侧的暴雨由中 α 尺度切变线上中 β 尺度低涡造成,湘鄂交界地带的暴雨由切变线上气旋性扰动造成。(2)高空槽前的正涡度平流为暴雨中尺度系统形成提供了启动机制:在正涡度平流的作用下,对流层中低层降层产生变压风辐合造成上升运动,低层暖湿气流抬升促使对流不稳定能量爆发形成局地对流产生暴雨。

关键词: 暴雨 切变线 低涡 中尺度数值模式

引 言

暴雨是长江中游主要的灾害性天气之一,它往往发生在有利的大尺度环流背景条件下。研究表明,暴雨往往发生在有利的大尺度环流条件下,而暴雨强度和出现地点又与中尺度扰动的活动有密切的关系^[1,2]。但是由于暴雨中尺度系统的强地域性和观测资料时空分辨率的局限性,过去对暴雨的研究大多仍集中于中 α 尺度天气系统。近年来,高分辨中尺度数值模式的发展以及野外加密观测资料的获取,为研究暴雨的直接影响系统——中 β 尺度天气系统提供了有利条件。胡伯威等^[3]和贝耐芳等^[4]对“98·7”武汉、黄石突发性强暴雨的中尺度系统研究结果表明,大暴雨由一系列中 β 尺度的对流系统造成,特殊的中尺度地形作用与中尺度对流系统形成有密切关系。徐亚梅等^[5]、孙建华等^[6]和王建捷等^[7]对引发大暴雨的中 β 尺度

对流系统进行了数值模拟研究,得到了一些很有意义的结果。彭加毅^[8]等通过位涡反演揭示了中 β 尺度对流系统可能的触发机制。但是,暴雨中尺度系统发生发展的物理图像及其致暴的物理机制还不十分清楚。

2002年7月22日08时~23日08时(北京时,下同),湘鄂交界地带和鄂豫皖交界地带普降暴雨,其中石门、澧县、枝城、五峰、荆州、大悟、光山、颖上等观测站24h降水量达100mm以上,荆州24h雨量为148.7mm,最大雨强为 $39.8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。从降水分布来看,整个雨带在石门—荆州—大悟—光山—颖上一带,呈东北—西南向,雨带上三个强降水中心,分别在五峰、荆州和颖上附近。进一步分析加密观测站逐小时的雨量资料发现,这场暴雨由两场强降雨形成,第一场发生在22日12~19时,第二场发生在23日00~08时。两场暴雨皆表现为发生时间短,范

^① 本工作由湖北省科技攻关计划项目资助

围小,强度大,具有明显的中尺度特征,且后者较前者降水强度更强,持续时间更长。本文以这场暴雨过程为例,利用地面加密观测和探空资料以及中尺度数值模式的输出结果,着重分析与23日00~08时段暴雨相联系的中 β 尺度天气系统,探讨暴雨中 β 尺度天气系统可能的物理图像和形成机制。

1 天气背景

2002年7月22日20时,500hPa欧亚中高纬大气环流呈稳定的“两槽一脊”型,即乌拉尔山东侧和华北地区各有一低压槽,贝加尔湖地区高压脊呈明显的阻塞形势,西太平洋副热带高压表现为东北—西南向且稳定少动,副高主体偏东偏北,长江中下游处于两高之间的宽阔槽区,贝加尔湖高压脊前不断有短波槽东移影响长江中下游地区。暴雨是在上述有利的大尺度环流背景下,由各种天气系统相互作用而造成的。图1给出了各种天气系统和物理量的综合示意图,可以看出:(1)对流层中层有冷空气沿河套南下影响长江中下游地区,可以使低槽斜压性加大,并发生更新和交替,有利于低层中尺度系统的发生和发展;(2)降水的天气尺度影响系统为对流层中低层切变线;(3)暴雨发生在低空急流核的左侧,高空急流核的右后方,高低空急流作用有利于暴雨区上升运动的加强。

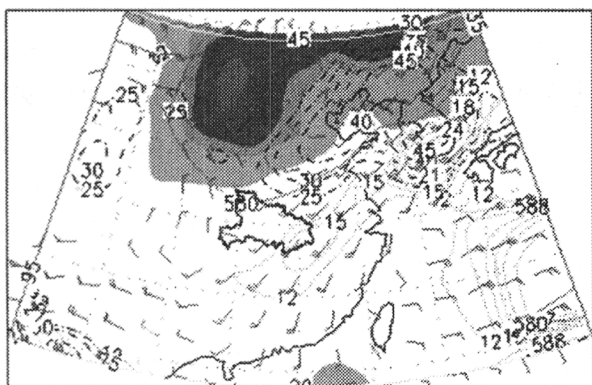


图1 23日08时天气尺度系统与物理量综合示意图
阴影区为500hPa $T \leq -6^\circ\text{C}$ 的区域,虚线为200hPa $|V| \geq 25\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的全风速,点线为850hPa $|V| \geq 12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的全风速,实线588为副高特征线,580指示500hPa槽的位置,风标描述700hPa风场

2 数值模拟

使用中国科学院大气物理研究所宇如聪等^[9]人设计并经过改进的有限区域暴雨研究

模式(AREM)。研究表明^[5],中尺度模式对初值非常敏感,模式初始积分时段往往存在SPIN-UP问题,一般对前6~8小时模拟的效果不好。这里以2002年7月22日08时为起始时刻,模拟22日20时~23日08时长江中游的强降水过程。

2.1 模拟结果

模式输出表明,模式积分12小时后能较好地模拟出大尺度环流形势及温压湿场。模式积分12小时后的500hPa位势高度场(图略)可见,整个大尺度环流形势与实况基本一致,即西太平洋副高呈东北—西南向,副高主体偏东偏北;贝加尔湖附近为一阻塞高压,高压脊前的华北低涡不断转动,与四川低槽叠置;长江中下游处于两高之间宽阔的槽区。但模式对贝加尔湖阻塞高压模拟得不够理想,模拟的高压没有实况强而完整。另外,模式还模拟出了贵阳—长沙一线的西南低空急流和水汽输送带,但模拟的低空急流比观测的略强,且急流核比实况略偏东。此外,模式对850hPa位于石门—荆州—颖上一带呈东北—西南向的切变线模拟也相当好,模拟的涡度和散度等物理量与实况分布也很接近,这里不再赘述。

模式还成功地模拟了整个暴雨过程和第二场暴雨强降水时段的雨量。模式积分24h的累积降水量图上(图2a),模拟的雨带与实况雨带分布一致,呈东北—西南向,雨带的降水中心也模拟得很好,一个位于荆州附近,一个位于大别山西侧(鄂东北附近);另外,从模式积分15~23h共8h的累积降水量(图2b,豫南和皖南无加密观测资料,没有给出实况降水)可以看出,模式对第二场暴雨强降水时段的降水分布模拟得也相当好,但模拟的雨量较实况略小。

从模式逐小时的降水输出来看,尽管模式对第二场暴雨期间的中尺度雨团活动的具体细节与实况有一定的出入,但模式模拟出了切变线上的中尺度雨团活动,且降水分布与实况极为相似,模式输出结果对中尺度分析有一定的意义。7月23日01~06时模拟的每1h降水与实况分布图上(图略),可见模

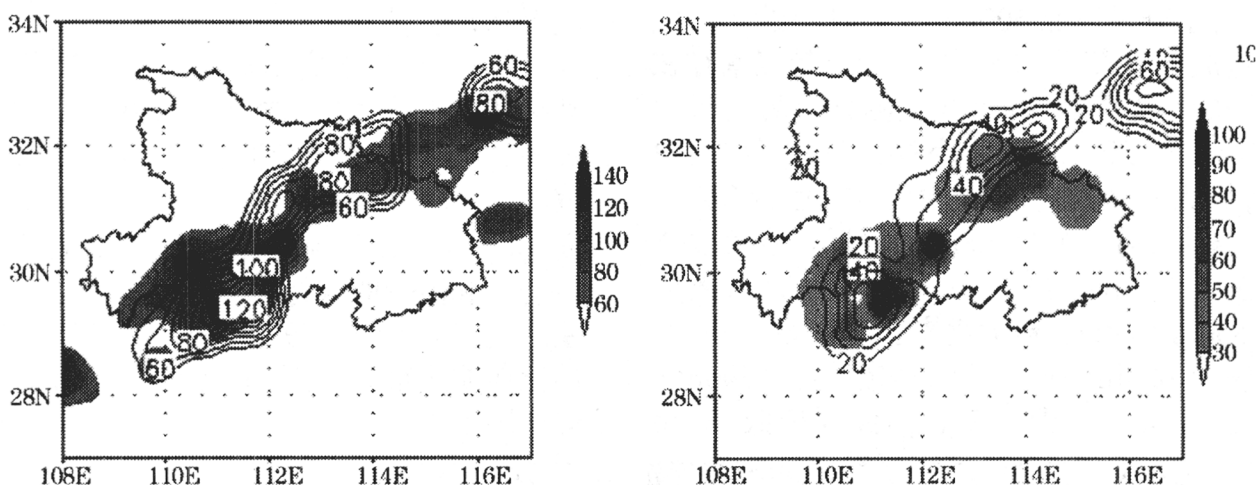


图2 模式积分24h(22日08时~23日08时)(a)和15~23h(22日23时~23日07时)(b)的累积降水和观测降水量

a、b中阴影分别代表 ≥ 50 、 25 mm的观测降水,等值线为模拟的降水,单位:mm

式模拟出了两个较强的降水中心,一个在湖北省的中北部,一个在湘鄂交界附近,与实际降水中心偏差约 $50\sim 150$ km,且模拟的降水强度较实际弱;另外,湘鄂交界附近模拟的降水开始时间比实况晚约 $1\sim 2$ h,且模式没能模拟出03时发生在荆州附近的强降水。徐亚梅等^[5]用非静力中尺度模式MM5对1998年7月22日发生在长江中游的突发性暴雨的数值模拟中也发现,模式对中尺度系统造成的降水模拟不仅存在时间滞后,而且模拟的降水比实际偏弱,降水中心与实际存在一定的偏离。孙建华等^[6]和王建捷等^[7]对中尺度系统活动的数值模拟研究中也存在同样的现象,这可能与模式的性能有关,也可能与实际降水带上有中 γ 尺度系统活动有关。

2.2 中尺度系统分析

分析模式积分 $16\sim 24$ h每1h输出的水平风场和高度场发现,在大别山西侧强降水发生期间有明显的中尺度系统发生发展,对多层的流场分析发现这是发生在 700 hPa以下一浅薄的气旋性涡旋,中尺度系统的范围在 200 km左右,属典型的中 β 尺度,但常规观测资料无法分辨出该中尺度系统。气旋性流场在23日02时开始闭合,到23日05时达到最强,23日09时基本上减弱消失。在流场上出现闭合的气旋性环流后约1h,23日03时高度场出现闭合中心。在湘-鄂交界处的强降水发生期间,切变线偏南风一侧有明显的气旋性扰动(未形成闭合的气旋性环

流)和风速增大的过程,这已得到观测结果的证实^[10]。

2.2.1 中- β 尺度低涡

图3a~d为模式积分19h沿 113°E 低涡附近流场及各物理量的垂直剖面。可见,在暴雨发生期间,暴雨区 θ_{se} 随高度降低,600hPa以下存在明显的对流不稳定。暴雨区上空一支上升气流沿 θ_{se} 锋区近乎垂直地上升到500hPa,之后开始向北辐散,在锋后下沉后与暴雨区的上升气流支构成一完整的中尺度环流圈,该中尺度环流圈形成后有利于上升运动带和雨带的维持。暴雨区存在一深厚的正涡度柱,其上有两个正涡度中心,一个在850hPa附近,另一个在350hPa附近,为最大正涡度中心($30\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$)。可见,大气中强烈的涡旋运动有利于暖湿气流上升产生暴雨。600hPa以下为辐合层,最大辐合层在650hPa($-10\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$),最大辐散层在550hPa附近。暴雨区存在明显的上升运动,最大垂直速度在600hPa附近($-0.025\text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)。另外,物理量的水平尺度约 $200\sim 300$ km,具有明显的中尺度特征。

2.2.2 切变线

模式积分19h沿 111°E 切变线附近流场及物理量的垂直剖面图上(图略),暴雨发生期间, $29\sim 30^\circ\text{N}$ 附近 θ_{se} 随高度降低,600hPa以下也存在明显的对流不稳定,对流不稳定区离锋区约 300 km。对流上升带在 θ_{se} 锋区

前,与上升带以北 500km 处(锋后)的下沉气流构成一垂直环流圈;另外,上升带以南存在一弱的间接环流圈,这与观测分析的结果一致^[10]。在 29~30°N 上空存在两个正涡度中心,最大正涡度中心在 950hPa 附近($20 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$),另一个在 400hPa 附近。最大辐合层在 700hPa ($-12 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$),最大辐散层在 550hPa 附近。最大垂直速度在 600hPa 附近($-0.025 \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$),这和多数情况(300hPa 附近)不同^[5-7],但与雷达回波顶偏低,实况

上升运动也偏低一致^[10]。

综上所述,模式模拟的中 β 尺度低涡和切变线上气旋性扰动在动力和热力结构上有如下特点:(1)暴雨发生前,对流层中低层大气存在明显的对流不稳定;(2)暴雨发生期间,存在中尺度环流圈,它的出现有利于上升运动带和雨带的维持;(3)暴雨发生在正涡度柱附近;(4)中 β 尺度低涡的正涡度、垂直运动比切变线系统更强,正涡度柱、上升运动和辐合层更深厚。

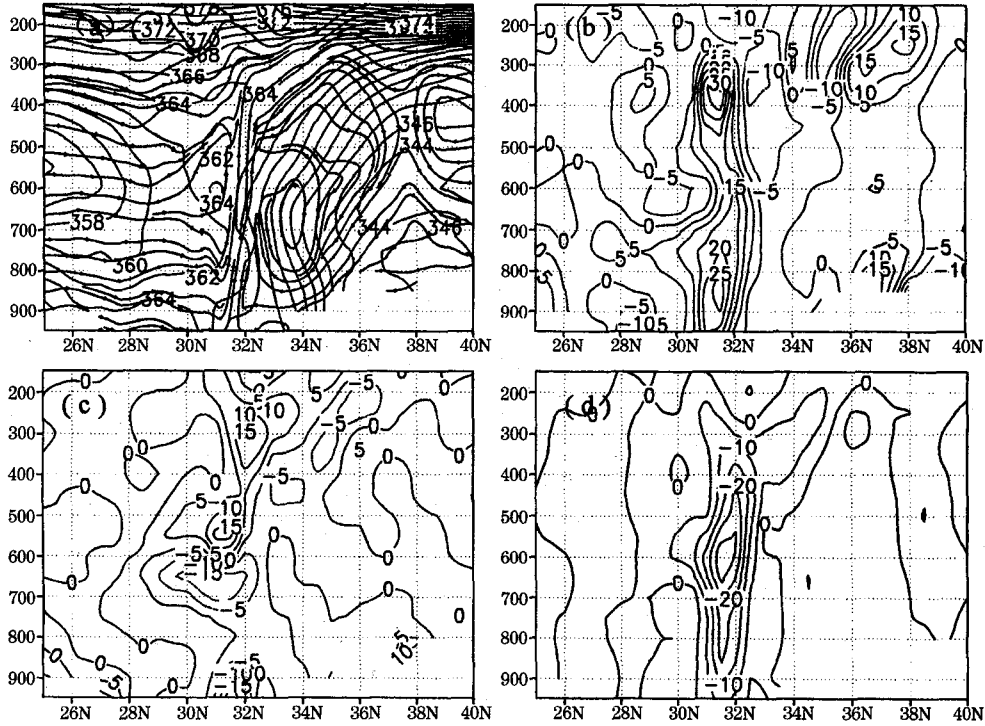


图3 模式积分 19h 沿 113°E 物理量和流场的垂直剖面图
 (a) $v-w$ 流场(w 放大 1000 倍,单位: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)和 θ_{se} 场(单位: K); (b) 涡度(单位: 10^{-5}s^{-1})
 (c) 散度(单位: 10^{-5}s^{-1}); (d) 垂直速度(单位: $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

2.2.3 中尺度系统演变特征

图 4 为模式积分 12~27h 大别山西侧暴雨发生区物理量垂直廓线的逐小时演变。由图可见:(1)暴雨开始前,低层正涡度并不十分强,而在 500hPa 附近存在正涡度中心,即对流层中高层可能有较强的正涡度平流,之后中低层的正涡度不断增大,这可能与高空正涡度平流有关。随着暴雨的发生发展,正涡度柱逐渐升高,正涡度中心也逐渐抬升。

暴雨结束后,正涡度柱逐渐降低。(2)暴雨发生前,边界层开始有辐合出现,随着暴雨的发生发展,辐合层出现两次抬升过程,最高抬升到 600hPa 附近,暴雨结束后低层开始出现弱的辐散场。可见,暴雨过程中,对流层中低层并非一直维持强烈的辐合。(3)暴雨发生前,中低层为弱的下沉运动,500hPa 附近存在弱的上升运动,之后低层开始出现弱的上升运动,且上升运动层逐渐抬升至 300hPa,暴雨

结束后,中低层开始出现弱的下沉运动。(4)模式积分16h,800hPa以下 θ_{se} 随高度降低,开始出现对流不稳定,之后随着辐合层的抬高,暖湿气流也随之抬高,暴雨盛期600hPa

以下为明显的对流不稳定,暴雨后期对流层中低层变为对流稳定层结,对流不稳定能量很快消耗掉。

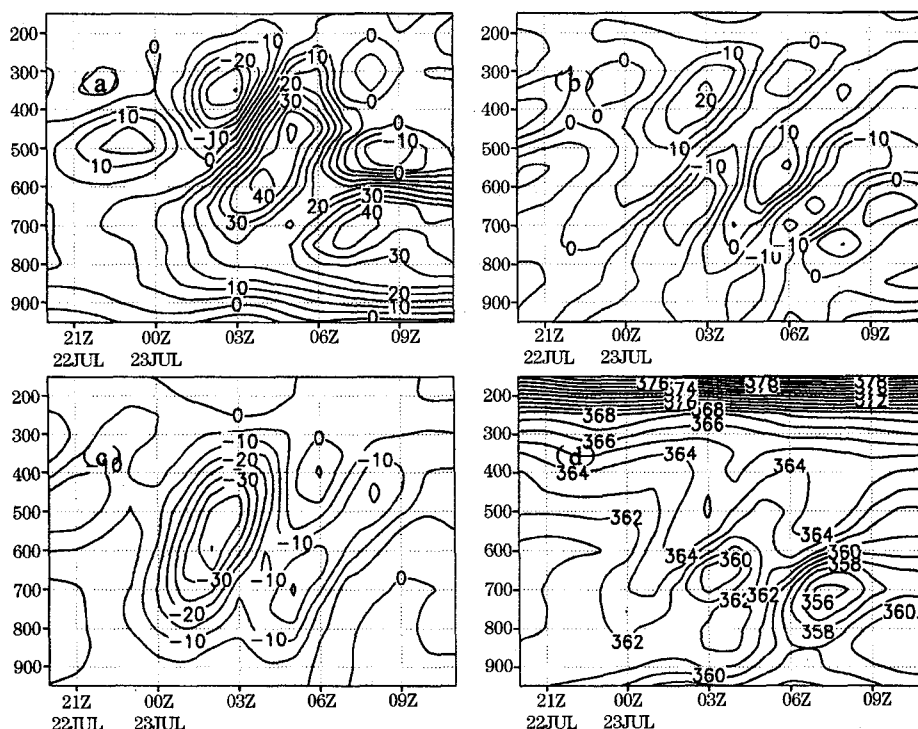


图4 模式积分12~27h(22日20时~23日11时)暴雨发生地(32°N、113°E)物理量的演变图
(a)涡度($10^{-5}s^{-1}$), (b)散度($10^{-5}s^{-1}$), (c)垂直速度($10^{-3}hPa \cdot s^{-1}$), (d) θ_{se} (K)

由此可见,中尺度暴雨天气系统发生发展的物理机制可能为:在高空正涡度平流作用下,促使中低层降压而产生负变压(变压风),在边界层摩擦辐合的作用下产生上升运动,低层暖湿气流在负变压区(浅薄的气旋性低压)旋转上升,促使对流不稳定能量爆发产生局地对流,对流区强烈的上升运动携带大量暖湿空气冷却凝结产生暴雨。暴雨形成过程中释放大量的潜热加热中层大气,一方面有利于对流层中低层进一步减压,使得中尺度低压(气旋)发生发展;另一方面非绝热加热使得南北温度梯度加大,在热力作用下诱生中尺度次级环流,这又有利于上升运动带、雨带和上升支一侧中尺度低压的发展和维持。

2.2.4 高、低空急流

高、低空急流对暴雨起着重要的作用:一方面,西南低空急流为暴雨输送大量的水汽和能量;另一方面,高、低空急流的耦合可以激发出中尺度次级环流,为暴雨的发生发展提供动力条件^[11]。从模式积分12~27h高、低空急流区代表点的全风速演变图上(图略)可见:(1)暴雨区南侧边界层一直维持超低空急流。(2)暴雨过程中对流层中低层(800~600hPa)西南风存在明显的扰动(增大),低空急流明显增强(风速达 $14m \cdot s^{-1}$ 以上),暴雨结束后风速减弱。(3)暴雨期间对流层中上层(200~350hPa)的偏西风也存在明显的扰动(增大),高空急流明显增强(风速达 $30m \cdot s^{-1}$ 以上),暴雨结束后高空急流有所减弱。由此可见,高、低空急流的扰动(增强)有利于产生暴雨。

3 结论和讨论

采用 AREM 中尺度暴雨模式较成功地模拟了“7·22”长江中游暴雨中尺度天气系统,利用逐小时模式输出结果,结合常规和地面加密观测资料对中尺度致暴天气系统进行了较为详细的分析,初步得出结论如下:

(1)大别山西侧的暴雨由浅薄的中 β 尺度低涡造成,荆州附近的暴雨则由切变线(气旋性扰动)系统造成。

(2)暴雨发生前,对流层中低层(600hPa以下)存在明显的对流不稳定,暴雨发生后,对流不稳定能量得到快速释放。

(3)随着暴雨的发展,暴雨区正涡度、上升运动和辐合层逐渐升高,高、低空急流存在明显的扰动(增强);暴雨结束后正涡度柱降低,低层开始出现弱的辐散和下沉运动。

(4)暴雨期间存在一完整的中尺度环流圈,其上升支在暴雨区附近,下沉支在 θ_{se} 锋区后,它有利于上升运动带和雨带的维持。

(5)中- β 尺度低涡形成过程中,高空槽前的正涡度平流提供了启动机制:在正涡度平流的作用下,对流层中低层降压辐合产生上升运动,低层暖湿气流抬升促使对流不稳定能量爆发产生局地对流形成暴雨。

致谢:郑启松研究员和胡伯威研究员对本文提出了宝贵意见,谨此致谢。

参考文献

- 1 陶诗言等. 中国之暴雨. 北京:气象出版社,1980:1~225.
- 2 丁一汇主编. 1991年江淮流域持续性大暴雨研究. 北京:气象出版社,1993:47~137.
- 3 胡伯威,崔春光等. 1998年7月21~22日鄂东沿江连日特大暴雨的成因探讨. 大气科学,2001,25(4):479~491.
- 4 贝耐芳,赵思雄. 1998年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析. 大气科学,2002,26(4):526~540.
- 5 徐亚梅,高坤. 1998年7月22日长江中游中 β 低涡的数值模拟和分析. 气象学报,2002,60(1):85~95.
- 6 孙健华,赵思雄. 华南“94·6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 I. 引发暴雨的中尺度对流系统的数值模拟研究. 大气科学,2002,26(4):541~557.
- 7 王建捷,李泽椿. 1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报,2002,60(2):46~155.
- 8 Peng Jiayi, Wu Rongsheng and Wang Yuan. Initiation mechanism of meso- β scale convective systems. Advances in Atmospheric Sciences, 2002,19(5):870~884.
- 9 宇如聪. 一个坐标有限区域数值预报模式对1993年中国汛期降水的实时预报试验. 大气科学,1994,18(3):284~292.
- 10 赵玉春,王仁乔,郑启松等. 长江中游一次暴雨中尺度天气系统的观测分析. 气象,2003,29(11):14~19.
- 11 张维桓,董佩明等. 一次大暴雨过程中急流次级环流的激发及作用. 大气科学,2000,24(1):47~57.

Numerical Simulation and Analysis of “7·22” Heavy Rainfall in the Middle Valleys of the Changjiang River

Zhao Yuchun

(Wuhan Central Meteorological Observatory, 430074)

Wang Yehong

(Institute of Heavy Rain, CMA)

Abstract

The meso-scale synoptic system is successfully simulated with a meso-scale heavy rain numerical model, that leads to heavy rain in the middle valleys of the Changjiang River on 22, July in 2003. Combining surface intensive observations, conventional data and model output products, the meso-scale synoptic system is analyzed particularly. Results show as follows. The heavy rain taking place in the west side of Dabie Mountain is caused by β -scale cyclone on α -scale shear, and the heavy rain near the boundary area between Hunan and Hubei provinces is caused by cyclonic wind perturbation. The positive vortex advection in the foreside of upper trough provides triggering mechanism for the formation of meso-scale heavy rain system. The pressure in the middle-lower troposphere drops under the effect of the positive vortex advection, which generates allobaric wind convergence and then leads to ascending motion. The lift-up of warm and humid air current in the lower troposphere triggers the bursting-out of instable convective energy, which leads to form local convection and heavy rain.

Key Words: heavy rainfall meso-scale cyclone meso-scale shear numerical simulation