

# 一次南京特大暴雨的数值模拟及 $Q$ 矢量诊断

赵胜男<sup>1</sup>, 王磊<sup>1</sup>, 李谢辉<sup>1</sup>, 殷菲<sup>1</sup>, 裴坤宁<sup>2</sup>

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225; 2. 山西省气象科学研究所, 山西 太原 030002)

**摘要:**为研究2018年7月5日南京暴雨天气过程,利用NCEP(national centers environmental prediction)全球客观分析资料、中国气象数据网提供的逐时降水数据以及WRF(the weather research and forecasting)中尺度数值模式对2018年7月5日南京特大暴雨天气过程进行诊断分析。结果表明:WRF模式对暴雨发生的时间、强度以及落区模拟效果较好,地面风场辐合是本次暴雨过程的关键触发机制,低层辐合加强垂直上升运动,使对流发展旺盛,进而形成暴雨。华北高压南侧的东北气流与西南低空急流输送的暖湿气流在华东北部交绥形成切变线,切变线上的中尺度低涡稳定少动,为暴雨提供动力机制。沿低空急流的中尺度大风速中心在南京上空形成风速辐合,加强低层水汽横向输送,为暴雨提供水汽条件。700 hPa非地转湿 $Q$ 矢量负散度区对未来6 h降水落区具有重要的指示意义,降水中心位于 $Q$ 矢量负散度梯度大值区。用 $Q$ 矢量锋生函数差值表示锋生函数的变化,具有中尺度特征,对预报降水的落区具有更好的指示意义。

**关键词:**大气科学;数值模拟;诊断分析; $Q$ 矢量;暴雨

**中图分类号:**P456.7

**文献标志码:**A

**doi:**10.16836/j.cnki.jcuit.2020.06.015

## 0 引言

夏季暴雨是中国主要自然灾害之一,梅雨期暴雨的发生易引起江淮流域洪涝,而城镇发生的暴雨易造成城市内涝,对交通运输、工业生产、商业活动、日常生活等产生重要影响,因而对梅雨期暴雨的研究具有重大意义。

赵思雄等<sup>[1]</sup>在研究近十年江淮流域致洪暴雨时将暴雨分为持续性暴雨和突发性暴雨,前者与大尺度环流的维持有关,后者与局地强对流有关。暴雨通常是切变线、暖湿气流和冷空气共同作用的结果<sup>[2-9]</sup>,长江下游梅雨锋沿线的强降雨事件多与中尺度扰动涡旋有关<sup>[10-15]</sup>,西南暖湿气流抬升至自由对流高度时有利于中尺度对流发展,中尺度雨团随着中尺度涡旋移动,雨强的演变与涡旋中心的强度有关<sup>[16]</sup>。

垂直运动对于热量、动量和水汽等物理量的输送以及中尺度系统的发生发展都有着重要作用。在中纬度天气学上,多用准地转理论诊断斜压扰动产生的垂直运动,即利用准地转 $\omega$ 方程计算地转涡度差动平流和地转风温度平流Laplace项强迫出的垂直运动。但在实际应用时,这两项都包含与另一项中相抵消的部分,分别计算的结果不能代表实际的垂直运动过程,在诊断分析时存在一定的困难。Trenberth<sup>[17]</sup>提出利

用热成风涡度平流表示 $\omega$ 方程的强迫项,以克服上述问题,但该方法仅适用于斜压性较小的对流层中层。Hoskins等<sup>[18]</sup>利用 $Q$ 矢量散度表示准地转的强迫项,这种方法计算简单,且不受限与斜压性的要求。白乐生<sup>[19]</sup>分别用Trenberth和Hoskins提出的 $Q$ 矢量分析方法,诊断1987年8月4日辽宁地区的一次强对流天气过程,发现准地转 $Q$ 矢量能够更清楚详细地揭示垂直运动的演变过程及与强对流的关系,在诊断分析短期天气预报业务中更具有参考价值。王劲松等<sup>[20]</sup>发现 $Q$ 矢量理论在短期天气预报中具有一定的适用性,边界层内 $Q$ 矢量散度的波动式带状分布是产生暴雨的特征之一。但准地转 $Q$ 矢量的应用依赖于准地转近似理论,对于大尺度运动的描述较好,应用于中小尺度运动时效果较差。为更加真实地描述实际大气,考虑大气凝结潜热的作用,张兴旺<sup>[21]</sup>将实际风代替地转风,得到可用来描述中尺度运动的非地转湿 $Q$ 矢量的表达式,并发现在低纬地区湿 $Q$ 矢量分析优于准地转 $Q$ 矢量分析。岳彩军<sup>[22-23]</sup>使用更为精确的平衡近似,即用地转风垂直切变代替实际风垂直切变,得到更方便应用的 $Q$ 矢量。非地转湿 $Q$ 矢量被广泛应用于台风暴雨、切变线降水、低涡降水中,对降水的落区及强度指示意义较好<sup>[24-34]</sup>。

近年来,由于WRF中尺度天气预报模式对于中小尺度天气系统和暴雨的模拟优势明显<sup>[35-39]</sup>,因而得到越来越广泛的应用,观测手段的提高和数值模式的发展对暴雨中尺度系统的研究得到进一步提高。Anil

Kumar 等<sup>[40]</sup>利用 WRF 模式对 2005 年 7 月 26 日孟买大暴雨的研究表明, WRF 模式能够重现强降雨事件以及相关的动力和热力学特征。Wang 等<sup>[41]</sup>发现 WRF 模式的嵌套域 d02 模拟效果优于 d01, 在预测长江流域极端天气事件方面具有可行性。Gonzalo 等<sup>[42]</sup>对复杂地形的降水研究表明 WRF 模式对时间和空间尺度的模拟较为敏感, WSM6 对降水的模拟效果较好。

2018 年 7 月 5 日晚高峰期间南京市发生大暴雨, 降水范围小、强度大、局地性强, 短时间内造成城市积涝, 预报难度较大。由于常规观测资料的时、空分辨率不能满足分析中尺度系统的需要, 将利用 WRF 数值模式输出的 1 h 预报场进行中尺度环境场提取, 对 2018 年 7 月 5 日晚高峰期间南京发生局地短时强降水过程的触发条件与维持机制进行研究, 并利用  $Q$  矢量对暴雨进行诊断分析, 探究  $Q$  矢量是否也能反映区域性短时强降水的发生过程。以往对于  $Q$  矢量的研究多采用时空分辨率较低的 FNL 全球分析资料, 在实际应用过程中存在一定局限性, 本文将使用时空分辨率较高的数值模式输出结果计算  $Q$  矢量各物理量, 以提高  $Q$  矢量在暴雨中的诊断能力, 为暴雨的预报提供一定参考。

## 1 资料与方法

### 1.1 资料选取

NCAR/ NCEP 的  $1^\circ \times 1^\circ$  空间分辨率、6 h 时间间隔的 FNL 全球客观分析资料; 中国气象数据网提供的中国自动站与 CMORPH 降水产品融合的逐时降水量网格数据集。

### 1.2 数值模拟方案

在对多种积分时间、初始化条件、边界层条件及物理过程方案进行多次模拟的基础上, 选取相对最优的结果<sup>[43-45]</sup>。方案如下:

模拟区域中心为 ( $32^\circ\text{N}$ ,  $118.8^\circ\text{E}$ ), 使用双向嵌套, 模式顶层气压为 50 hPa, 垂直分层为 30 层。模拟配置 3 个嵌套域 (图 1), 水平分辨率分别为 36 km、12 km 和 4 km。模拟时间为 2018 年 7 月 5 日 08:00 (北京时, 下同) 至 6 日 08:00, 采用 120 s 的时间步长, 每小时输出一次积分结果。数值模拟采用 WSM6 类冰雹方案的微物理过程方案, RRTM 长波辐射方案, Dudhia 短波辐射方案, Monin-Obukhou 近地面层方案, Noah 陆面过程方案, EtaMellor-Yamada-Janjic TKE (湍流动能) 边界层方案, 浅对流 Kain-Fritsch (new Eta) 积云对流参数化方案

(最内层不采用积云对流参数化方案)。

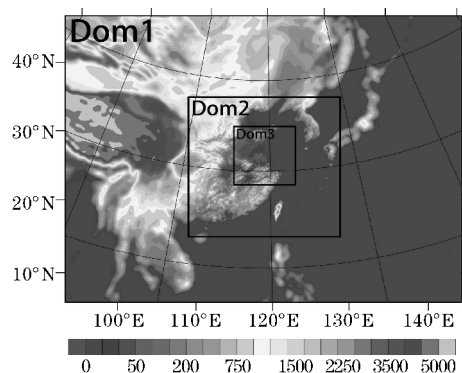


图 1 WRF 模式模拟区域示意图 (阴影区为地形高度)

## 2 大尺度环流形势

2018 年 7 月 5 日江苏沿淮和淮河以南地区受梅雨影响出现大到暴雨, 局地大暴雨的天气过程。据江苏省气象台统计, 17:00–20:00 南京 38 站降水量达到 50 mm 以上 (图 2), 其中 7 站降水量达到 100 mm 以上, 浦口、六合、南京主城都出现了短时强降雨, 其中浦口高新 1 h 降水量达到 82.9 mm、浦口区盘城街道 80.1 mm、浦口区顶山街道 76.2 mm。

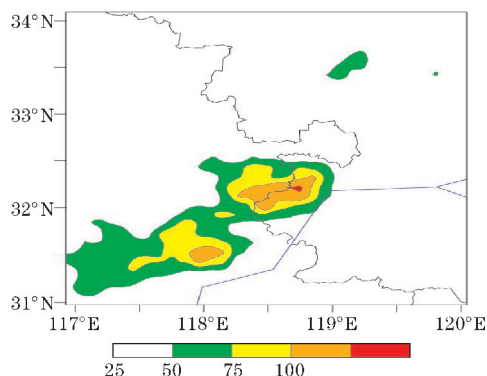


图 2 2018 年 7 月 5 日 17:00–20:00 观测 3 h 累积降水量分布

图 3 为 2018 年 7 月 5 日 08:00 500 hPa 位势高度场、温度场与 850 hPa 风场的分布图, 500 hPa 中高纬地区短波槽东移, 冷空气沿河套上空的脊前到达江淮地区。700 hPa 蒙古、河套一带有高压生成, 高压南侧的东北气流与副热带高压带北侧的西南气流在江淮地区交绥, 形成江淮切变线。切变线在 20:00 移至南京市南侧, 17:00–20:00 南京市有强降水产生, 切变线南移是影响暴雨的重要影响系统之一。850 hPa 长江中下游的东西向切变线上有低涡生成, 南侧的低空急流将南海及孟加拉湾地区的水汽横向输送至江淮地区<sup>[46]</sup>, 为暴雨的维持提供充足的水汽, 海南附近热低压北移引起副热带高压变形, 副高西侧的暖湿气流加强向北输

送加剧暴雨过程。地面存在江淮气旋(图略),08:00 长江流域受低压控制;14:00 华东地区出现闭合性低压,并从低压内伸出冷锋和暖锋,南京位于暖锋南侧,在17:00有降水产生;20:00 低压东移,锋面消失,雨带南移,南京市降水减弱。

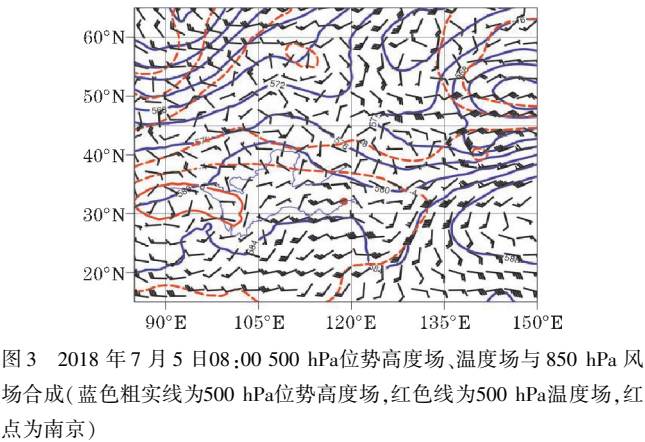


图3 2018年7月5日08:00 500 hPa位势高度场、温度场与850 hPa 风场合成(蓝色粗实线为500 hPa位势高度场,红色线为500 hPa温度场,红点为南京)

### 3 WRF 模拟结果与诊断分析

#### 3.1 模拟结果与实况对比分析

利用 WRF 数值模式输出的1 h预报场进行中尺度环境场提取,将模拟的各气象要素场与 MICAPS 观测资料、NCEP 全球分析资料进行对比,发现模拟效果较好。图4为2018年7月5日08:00 850 hPa 观测与模

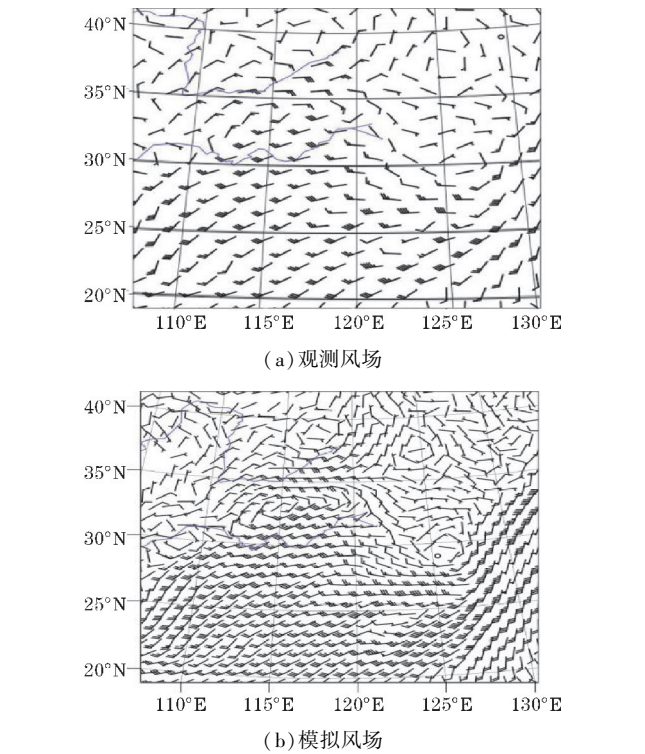


图4 2018年7月5日08:00 850 hPa 观测与模拟风场

拟风场,在观测风场(图4a)中发现江苏省北部存在偏北风与偏南风的辐合线,利用数值模拟发现风场辐合处为中尺度低涡(图4b),该处中尺度低涡是此次暴雨发生的重要动力机制。对比观测与模拟的24 h累积降水量分布(图5)发现,模拟的雨带与观测资料较为一致,模拟降水量在六合区效果较好,在浦口区高于观测值。总体模拟效果较理想,基本体现本次暴雨的主要天气特征。

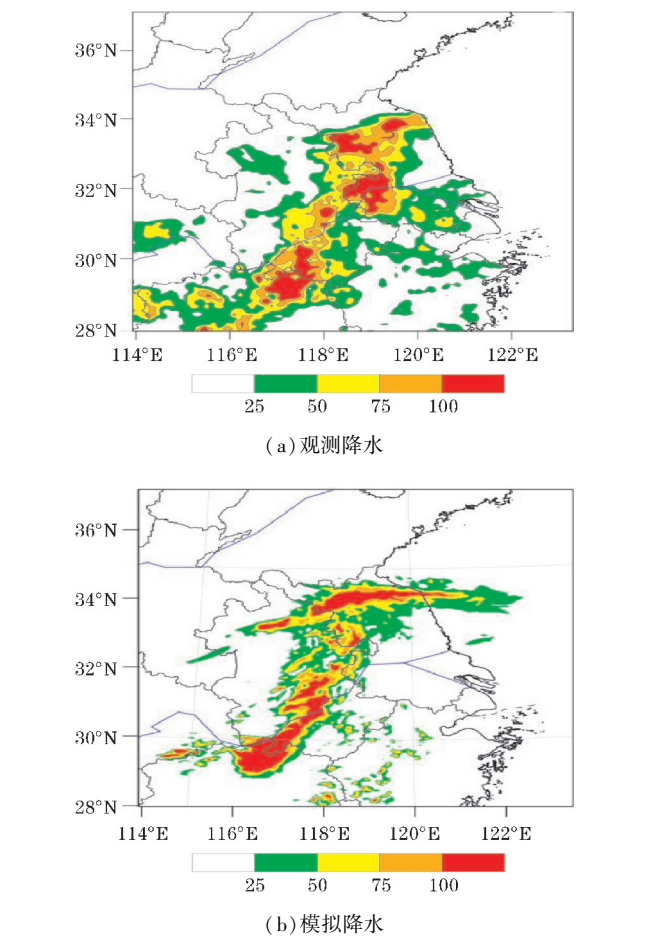


图5 2018年7月5日08:00–6日08:00 观测与模拟总降水量分布

图6为2018年7月5日17:00–22:00 逐小时观测及模拟降雨量分布图,17:00 南京市六合区和浦口区产生微量降水,雨带到达南京市西北侧的安徽省与江苏省的交界处,19:00 及 20:00 南京市有短时强降水产生。其中17:00–19:00 的模拟降水(图6g~i)落区位于安徽省中部偏东地区,相比观测降水(图6a~c)略偏西,20:00–22:00 模拟降水(图6j~l)的落区、雨强与观测降水(图6d~f)一致。分析发现,模拟雨带移速比观测雨带移速快,故存在初始时刻模拟雨带略偏西,强降水发生后模拟雨带与观测雨带对应较好的情况。

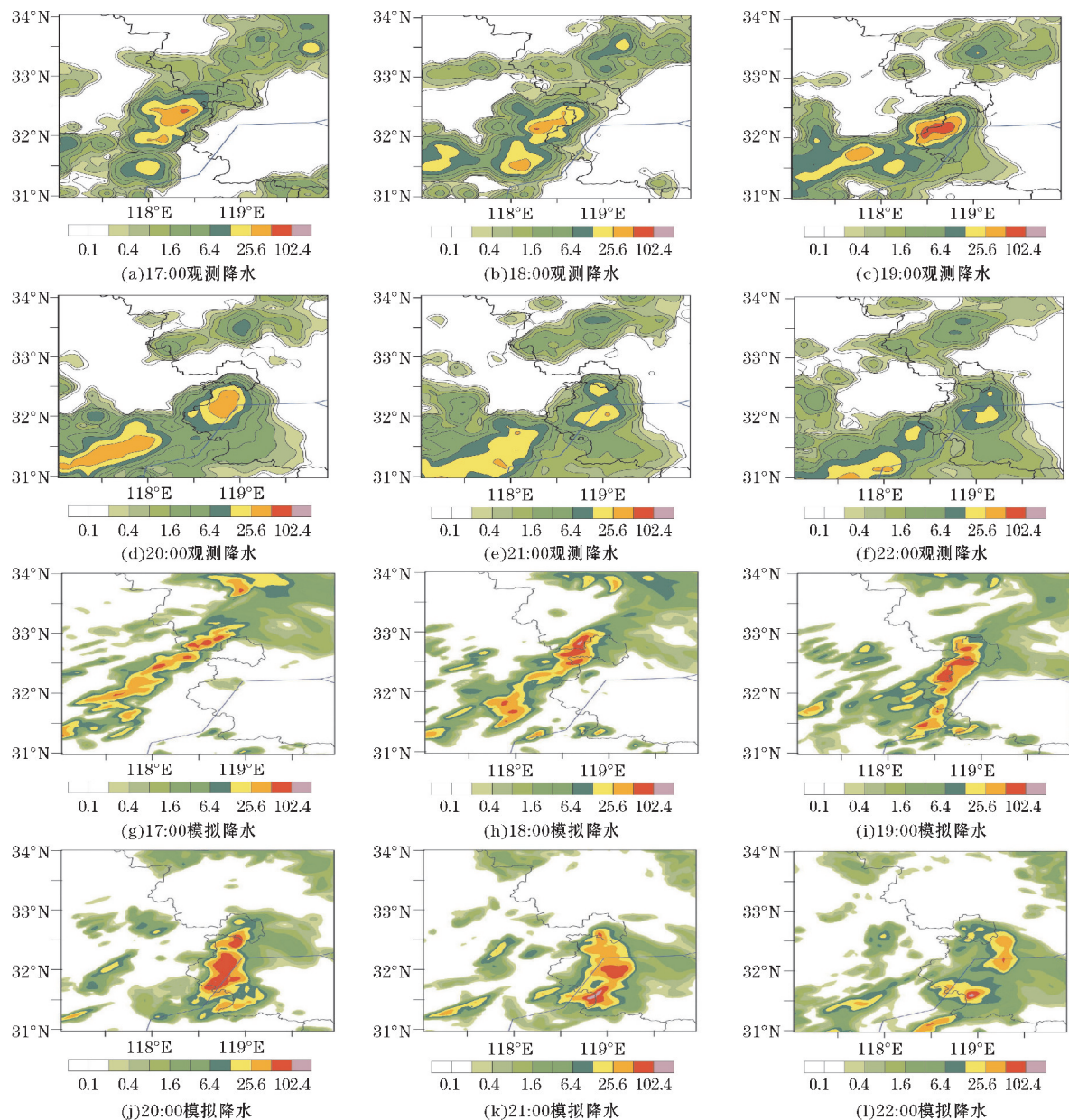


图 6 2018 年 7 月 5 日 17:00–22:00 逐小时观测与模拟降水量分布

3.2 中尺度系统

200 hPa 高度场上存在高空急流,南亚高压的加强使高空急流加强,暴雨区位于高空急流出口区。500 hPa 上不断有中纬度短波槽东移,冷空气沿河套地区到达江淮地区。700 hPa 内蒙古、河套地区有高压形成,山东以及河南地区被大范围的东北气流控制,干冷的东北气流与暖湿的西南低空急流在华东北部交汇,形成东北–西南向切变线。850 hPa 江淮切变线上低涡移动方向与雨带近乎一致,低涡南侧的低空急流存在中尺度大风速中心,大风速中心前方为上升运动,后方为下沉运动,形成垂直环流圈,暴雨出现在大风速中心前方的强上升气流中。地面存在  $\beta$  中尺度低压,且低

压不断东移。08:00 安徽省上空存在一个中心值为 998 hPa 的低压,南京位于低压的东南侧,受东南风控制;14:00 低压向东南方向移动,南京受低压控制,西南气流与东南气流在南京附近产生风向辐合,偏南暖湿气流交汇,水汽充沛;17:00 (图 7b) 安徽省中部与江苏省的交界处存在一条东北–西南向的风场辐合带,与图 6(g) 的降水带相对应;18:00 (图 7c) 风场辐合带向东南方向移动,南京局部地区有降水产生;20:00 (图 7e) 南京市浦口区存在一个小尺度涡旋。东南暖湿气流及西南暖湿气流将水汽向北输送,但由于南京上空的风场辐合线的存在,使大量的水汽在南京附近聚集,并且辐合线北侧存在偏北气流将冷空气向南输送,触发短时强降水产生。

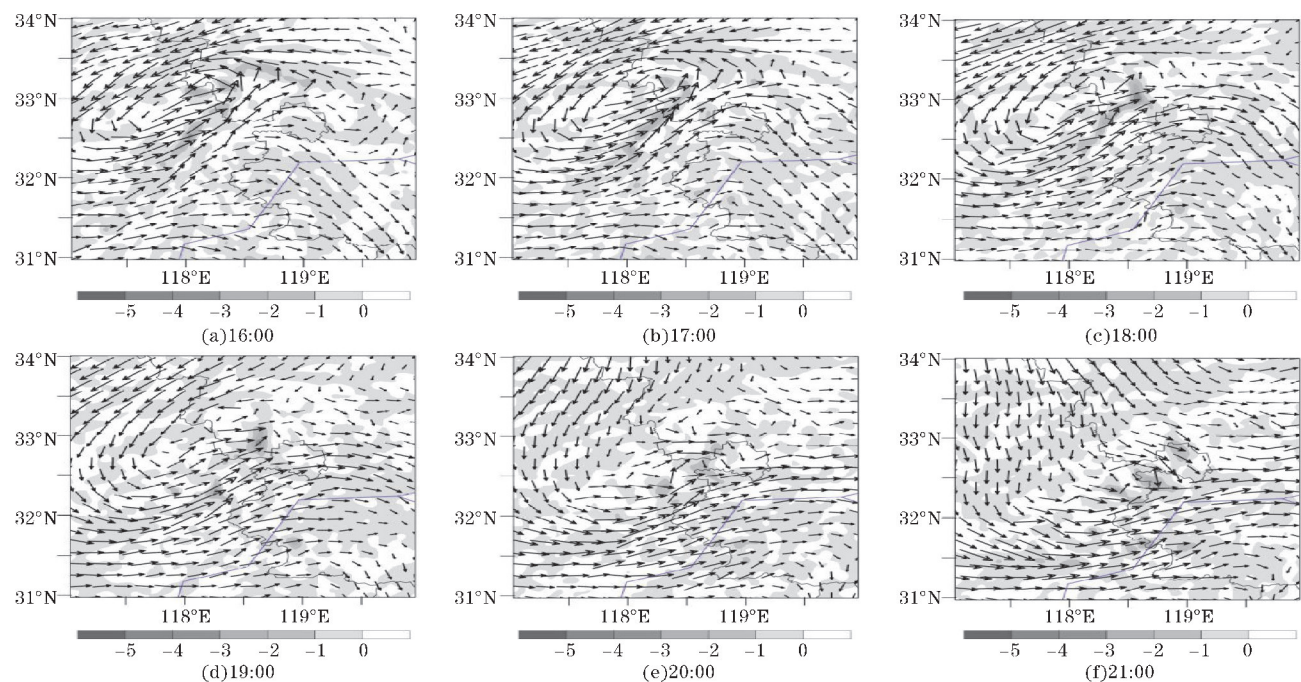


图7 2018年7月5日模拟地面风场与散度场合成

500 hPa 流场上湖北西北部存在反气旋,随着反气旋的发展,其北侧的河套地区脊区加深,西北冷空气沿脊前向南输送加强。东南沿海地区存在深厚的高压系统,西南暖湿空气沿高压后部向北输送,两股空气在长江中下游交绥,为暴雨提供重要的动力条件和热量条件。图8为2018年7月5日17:00–21:00 850 hPa模拟流场图,安徽省北部附近存在一个水平空间尺度大于5个经距的中尺度辐合中心,南京位于辐合区东南侧。15:00 辐合中心发展东移至115 °E ~ 120 °E附近,此时南京位于辐合区东南侧边缘处;17:00 辐合中心进一步扩大,南京位于辐合中心前沿,西南气流辐合明显增强(图8a),有降水产生;19:00 南京上空出现

一个小的涡旋使西南气流与东南气流汇聚(图8b),大量的水汽聚集使南京雨强迅速增大形成暴雨;21:00 浦口区上空涡旋消失,偏南气流在暴雨区上空汇合流入低涡(图8c),流场变得稀疏,暴雨结束。地面风场上,18:00 嘉兴至南京浦口区有一条较强的东南风风速辐合线,浦口区和六合区存在一条东北–西南向的切变线,偏西风 and 偏东风在切变线上辐合;19:00 浦口区为辐合中心,大量气流在此处辐合聚集,雨强较大;20:00 南京上空存在一条东南风辐合线,在浦口区和六合区存在风速辐合,风场的辐合是此次暴雨发生的重要条件之一。

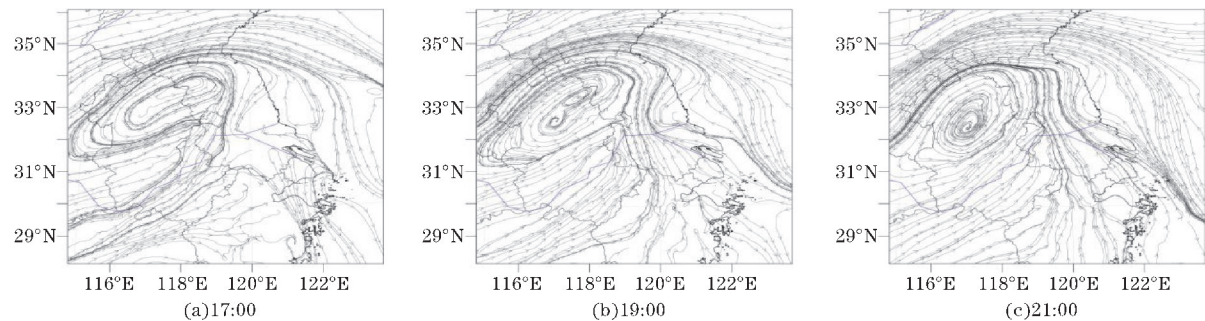


图8 2018年7月5日850 hPa模拟流场图

3.3 水汽条件

充足的水汽是产生暴雨的关键因素之一。图9为2018年7月5日17:00–21:00 850 hPa模拟水汽通量散度场的分布,08:00 南京上空为弱的水汽辐散区,华

东地区北部存在一个中心值为 $-1.0 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽通量负散度中心,15:00 原本位于安徽省与江苏省北部的水汽通量负散度区随着中尺度低涡东移,辐合区覆盖安徽东北部、江苏北部以及黄海上空,并在安徽省中部出现另一个水汽通量负散度区,辐合中心值达到 $-1.4 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ;16:00

安徽省东北部的水汽通量辐合中心不断加强并向东南方向移动,在 17:00(图 9a)到达天长市上空,此时中心值达到 $-1.6\times 10^{-2}\text{ g}\cdot\text{ cm}^{-2}\cdot\text{ hPa}^{-1}\cdot\text{ s}^{-1}$ ,南京出现降水。原本位于安徽省中部的辐合中心不断加强东移在 19:00(图 9b)到达安徽省与江苏省的交界处,此时南京市浦口区位于水汽通量负散度中心,辐合中心值达到 $-2.3\times 10^{-2}\text{ g}\cdot\text{ cm}^{-2}\cdot\text{ hPa}^{-1}\cdot\text{ s}^{-1}$ 。水汽辐合层高达 500 hPa,在暴雨区上空形成深厚的高湿环境,使对流

不稳定增长,为暴雨的维持提供良好条件。21:00(图 9c)两个辐合中心减弱、合并,南京市上空仍位于水汽通量的辐合区但强度较弱,雨强明显减弱。模拟结果表明对流层低层存在两支水汽输送通道,一支是来自孟加拉湾的呈扇形向暴雨区辐合的宽广暖湿西南气流,另一支是来自东海的东南暖湿气流。两支暖湿气流在南京上空聚集,为暴雨的加强与维持创造良好条件。

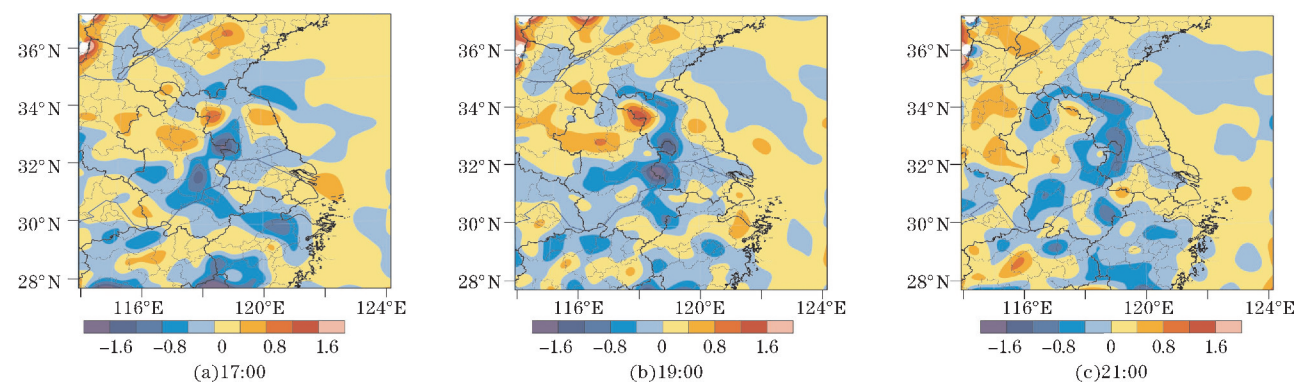


图 9 2018 年 7 月 5 日 850 hPa 模拟水汽通量散度场

### 3.4 热力条件分析

假相当位温可以用来描述水汽相变引起的潜热变化。暴雨发生前 $35^{\circ}\text{ N}$ 附近存在等 $\theta_{\text{se}}$ 线密集区并向北凸起呈 $\Omega$ 形分布,不稳定能量在安徽与江苏北部聚集,南下的冷空气使高温高湿的不稳定能量在中纬度得以释放,为暴雨提供热量和动量条件。图 10 为 2018 年 7 月 5 日 18:00–20:00 模拟南京市浦口区至六合区的假相当位温垂直剖面图,暴雨开始前 700 hPa 以下假相当位温等值线密集且随高度的升高而减少,700 hPa 以上假相当位温随高度的升高而增加,此时低

层处于层结不稳定状态。18:00(图 10a)地面至 2 km 高度层假相当位温几乎不变,低层存在强烈的上升运动,使对流旺盛发展,潜在不稳定能量得以释放并向上输送,在暴雨区上空形成深厚的高能层。强对流的发展由西南向东北方向(由浦口区向六合区)加深、移动,19:00(图 10b)地面向上至 3 km 高度上假相当位温几乎不变,在 20:00(图 10c)到达六合区的上空,此时 500 hPa 以下假相当位温几乎不变,表示中低层垂直方向上存在强烈的上升运动,使低层水汽和能量向上输送,此时降水强度依旧较大。

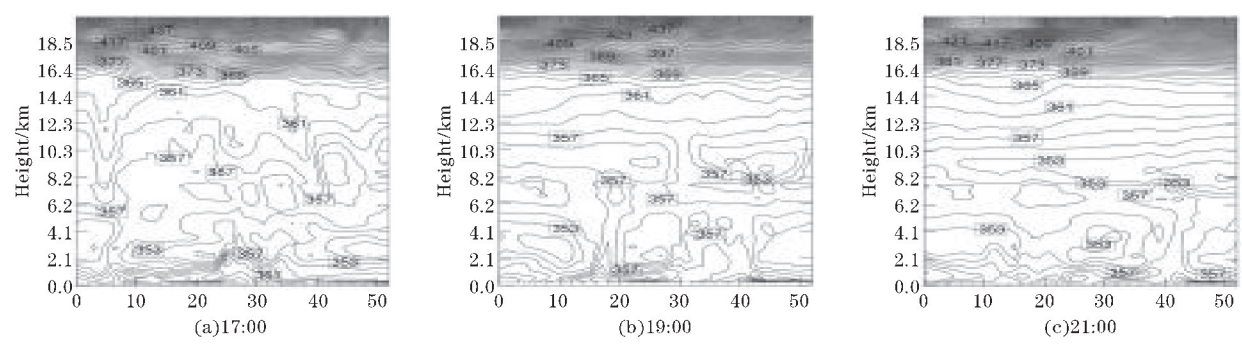


图 10 2018 年 7 月 5 日模拟假相当位温垂直剖面图

结合南京上空的模拟  $T_{\text{logp}}$  图(图略)发现,7 月 5 日 08:00 对流有效位能(CAPE)为  $1079\text{ J/kg}$ ;17:00 对流有效位能累积到  $1871\text{ J/kg}$ ,此时暴雨区上空蕴含大量不稳定能量,两个强上升运动区分别位于安徽省天长市以及合肥市上空;18:00 原本位于天长市上空

的上升运动南移至南京市六合区,原本位于合肥市的上升运动区东移至安徽省与江苏省交界处,上升运动区使南京上空产生对流,对流有效位能减少到  $1035\text{ J/kg}$ ,表明 CAPE 开始释放;19:00 原本位于安徽省与江苏省交界处的上升运动区东移至浦口区,且上升运动

区与西南暖湿气流和东南暖湿气流之间的辐合区相配合,上升运动加强,使对流剧烈发展,对流有效位能减少至 149 J/kg,CAPE 被大量释放。上升运动触发了 CAPE 的释放,为暴雨的发生提供重要的热力条件。

### 3.5 $\mathbf{Q}$ 矢量分析

在 850 hPa 风场的散度场上(图略),15:00 原本位于安徽省与江苏省北部的负散度区随中尺度低涡东移至安徽东北部、江苏北部以及黄海上空,同时在安徽省中部出现值为  $-0.8 \times 10^{-4}/s$  的负散度中心。16:00 安徽省东北部的辐合中心加强向东南方向移动,于 17:00 到达天长市上空停滞,辐合中心值达到  $-1.2 \times 10^{-4}/s$ ,此时南京有降水产生。位于安徽省中部的辐合中心不断加强并东移北进,19:00 到达南京上空,中心值达到  $-1.6 \times 10^{-4}/s$ ,同时正涡度的存在使辐合进一步加强。21:00 两个辐合中心减弱合并,南京市上空仍为辐合区但强度减弱,雨强也明显减弱。暴雨发生过程中,低层正涡度增强,辐合层延伸至对流层中高层,深厚的辐合区有利于对流发展。

在  $P$  坐标系下,考虑水汽凝结潜热作用的非地转湿  $\mathbf{Q}$  矢量表达式<sup>[47-48]</sup>为

$$Q_x = \frac{1}{2} \left[ f \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - h \frac{\partial V_h}{\partial x} \cdot \nabla \theta + \frac{\partial(hH)}{\partial x} \right] \quad (1)$$

$$Q_y = \frac{1}{2} \left[ f \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial v}{\partial y} \right) - h \frac{\partial v_h}{\partial y} \cdot \nabla \theta + \frac{\partial(hH)}{\partial y} \right] \quad (2)$$

式(2)即为文中所使用的非地转湿  $\mathbf{Q}$  矢量计算公式。

其中  $h = \frac{R_d}{p} \left( \frac{p}{1000} \right)^{\frac{R_d}{C_p}}$ ,  $V_h$  代表水平风场( $u, v$ ),其他符号为气象中常用物理量。

非绝热加热项  $H$  的计算公式为

$$H \approx -\frac{L}{C_p} \left( \frac{1000}{p} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \omega \frac{\partial q_s}{\partial p} \quad (3)$$

其中,  $q_s$  为饱和比湿,  $L, R_d$  和  $C_p$  分别为凝结潜热、干空气比气体常数和干空气比定压热容,其他符号为气象中常用物理量。

用考虑水汽凝结潜热作用的非地转湿  $\mathbf{Q}$  矢量表示的  $\omega$  方程为

$$\sigma \nabla^2 \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (4)$$

其中,  $\sigma$  为静力稳定度参数。

$\mathbf{Q}$  矢量散度表达式为

$$D_Q = \nabla \cdot \mathbf{Q} = \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad (5)$$

$\mathbf{Q}$  矢量锋生函数表达式<sup>[49]</sup>为

$$F_Q = \mathbf{Q} \cdot \nabla \theta_{se} = Q_x \cdot \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} + Q_y \cdot \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \quad (6)$$

根据式(6)可知,  $\omega$  具有波状特征时,  $\omega$  与  $\mathbf{Q}$  矢量的散度成正比。当  $\nabla \cdot \mathbf{Q} < 0$  时,  $\omega < 0$ , 为上升运动; 当  $\nabla \cdot \mathbf{Q} > 0$  时,  $\omega > 0$  时, 为下沉运动。 $\mathbf{Q}$  矢量锋生函数是反映锋区强弱变化的物理量, 当  $\mathbf{Q}$  矢量与  $\Delta \theta_{se}$  的夹角  $< 90^\circ$  时, 锋生函数  $F > 0$ , 有锋生存在, 并有一个热的直接环流产生; 当  $\mathbf{Q}$  矢量与  $\Delta \theta_{se}$  的夹角  $> 90^\circ$  时, 锋生函数  $F < 0$ , 有锋消存在<sup>[49]</sup>。

$\mathbf{Q}$  矢量散度场辐合将激发次级环流, 调整大尺度运动, 以抵消非热成风效应, 重新达到平衡状态<sup>[50]</sup>。图 11(a) 为 2018 年 7 月 5 日 14:00 700 hPa 模拟湿  $\mathbf{Q}$  矢量散度场与未来 6 h 累计降水量分布, 江苏东北部、安徽中部、湖北东部以及浙江东南部存在湿  $\mathbf{Q}$  矢量负散度中心, 其中安徽与江苏省界处的负散度中心值达到  $-0.53 \times 10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ , 与未来 6 h 强降水中心相对应。20:00 负  $\mathbf{Q}$  矢量散度中心位于江西省北部, 与未来 6 h 降水中心相对应, 此时南京上空正散度中心减弱, 雨强也明显减弱, 表明本次暴雨过程即将结束。此次暴雨发生在湿  $\mathbf{Q}$  矢量负散度区梯度较大的区域而不是辐合中心, 这可能是因为  $\mathbf{Q}$  矢量散度梯度较大处有较强的锋生存在, 更容易产生对流, 从而出现强降水。也可能是因为在推导  $\mathbf{Q}$  矢量散度场与  $\omega$  成正比时, 假定  $\omega$  为具有波状特征的函数, 但实际大气中  $\omega$  无法与  $\mathbf{Q}$  矢量的散度场一一对应, 故存在一定误差。

与暴雨等强对流天气相联系的次天气尺度系统具有很强的非地转特性, 根据连续方程以及准地转  $\omega$  方程, 可得出  $\mathbf{Q}$  矢量旋度与非地转风涡度的垂直梯度成正比的关系, 经过尺度分析发现对流层下层非地转风的涡度与  $\mathbf{Q}$  矢量的旋度成正比, 当  $\mathbf{Q}$  矢量涡度为正值时, 非地转风的气旋性涡度随高度的升高而减小<sup>[51]</sup>。图 11(b) 为 7 月 5 日 14:00 模拟的非地转湿  $\mathbf{Q}$  矢量涡度场与未来 6 h 累计降水量的分布情况, 湿  $\mathbf{Q}$  矢量的正涡度区在长江中下游地区, 正涡度中心位于 ( $31^\circ \text{N}$ ,  $116^\circ \text{E}$ ) 附近, 中心值达到  $6.2 \times 10^{-15} \text{ hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ 。南京位于正涡度区内, 低层有气旋性非地转风存在, 同时强上升运动使低层正涡度平流向上输送, 有利于低值系统垂直发展, 触发强降水的产生。20:00 南京位于较弱的  $\mathbf{Q}$  矢量正涡度区, 向上的垂直速度减弱, 不利于对流发展, 降水强度明显减弱。分析可知 850 hPa  $\mathbf{Q}$  矢量正旋度区对应降水的落区, 但是正涡度中心与降水中心对应不一致。这可能是因为正涡度中心低层有非地转风呈气旋性运动, 但垂直上升运动较弱无法形成对流, 所以正涡度中心对应的雨强依旧较小。南京位于正涡度区, 垂直上升运动较强使对流发展旺盛, 故

降水强度较大。 $Q$  矢量涡度对暴雨具有一定指示意义,但分析时应于  $Q$  矢量散度相结合,效果更好。

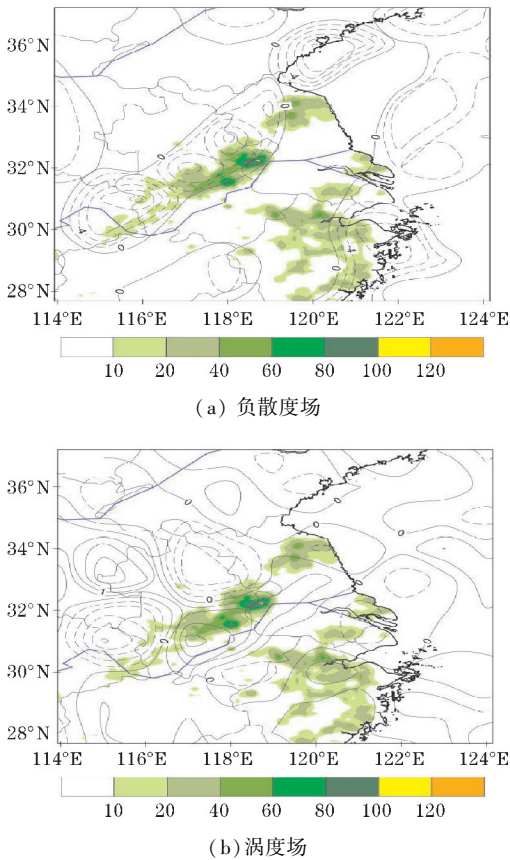
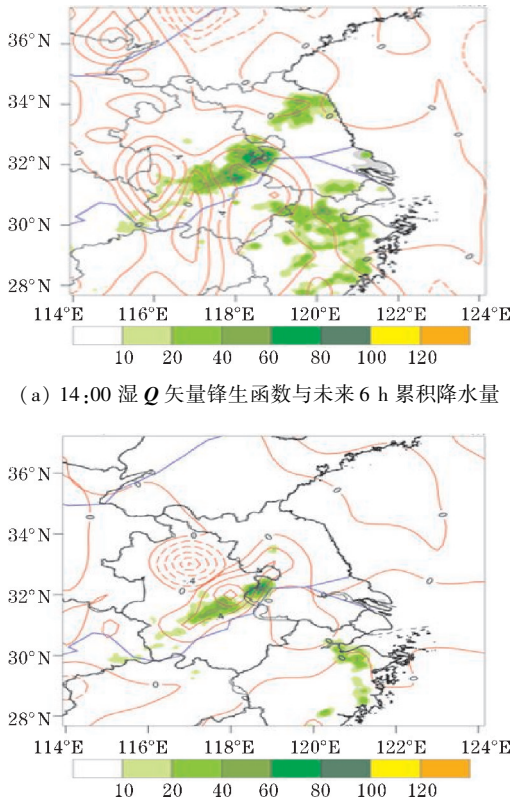


图 11 2018 年 7 月 5 日 14:00 700 hPa 模拟湿  $Q$  矢量负散度场、  
涡度场与未来 6 h 累计降雨量合成 (阴影区为降水量)

暴雨时期的锋生主要出现在对流层中低层,低层锋生函数与强降水对应关系较好,刘运成<sup>[49]</sup>指出锋生函数正值区的上升运动较强,水汽条件有利且层结不稳定的条件下,有强降水产生。分析700 hPa  $Q$  矢量锋生函数时发现,11:00 安徽省与江苏省上空存在弱的正湿  $Q$  矢量锋生函数,强度低于  $0.1 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ , 13:00 南京西侧的正湿  $Q$  矢量锋生函数值为  $0.5 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ,表明此时有锋生形成,对应19:00 暴雨的发生。14:00 安徽省中南部分地区与江苏省西南部分地区处于锋生函数大值区(图 12a),中心值为  $0.8 \times 10^{-15} \text{ K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-3}$ ,未来6 h降水中心位于锋生函数大值区内,随后锋生函数减小,降雨量也明显减少。 $Q$  矢量锋生作用表明存在明显的冷暖空气交汇,在  $Q$  矢量锋生函数的正值区存在强烈的上升运动, $Q$  矢量由冷空气指向暖空气,产生暖湿空气上升、冷空气下沉的热力环流,触发不稳定能量的释放,若水汽充沛则有利于强降水发生。分析发现锋生函数值对降雨量具有指示意义,但锋生函数正值中心对降雨落区的指示意义较差。用具有中尺度特征的锋生函数差值来表示锋生函数的变化,对于诊断降水的落区具有更好的

效果<sup>[52]</sup>,从 14:00 与 12:00 的锋生函数差值分布(图 12b)看出,合肥至南京存在一个差值中心,与 18:00–20:00 的降水比较吻合,表明锋生函数差值比锋生函数更具有指示意义。



(a) 14:00 湿  $Q$  矢量锋生函数与未来 6 h 累积降水量  
(b) 12:00–14:00 湿  $Q$  矢量锋生函数差值与 18:00–20:00 累积降水量  
图 12 2018 年 7 月 5 日 700 hPa 模拟湿  $Q$  矢量锋生函数、锋生函数差值与累计降水量合成 (阴影区为降水量)

4 讨论与结论

利用 WRF 数值模拟,结合 FNL 6 h 全球客观分析资料以及中国自动站与 CMORPH 降水产品融合的逐时降水量网格数据集,对 2018 年 7 月 5 日南京的一次暴雨过程进行模拟分析,通过对模拟结果的诊断分析得出以下结论:

- (1) WRF 数值模式对暴雨发生的时间、强度以及落区模拟效果较好,输出的1 h 预报场可以更加直观地反映本次暴雨的天气过程。地面风场辐合是本次暴雨过程的关键触发机制,低层辐合加强垂直上升运动,使对流发展旺盛,进而形成暴雨。
- (2) 华北高压南侧的东北气流与西南低空急流输送的暖湿气流在华东北部交汇形成切变线,切变线上的中尺度低涡稳定少动,为暴雨提供动力机制。低涡南侧的低空急流源源不断向江淮地区输送水汽,与东南气流在南京上空相遇,水汽的大量聚集为暴雨提供

重要水汽条件。南下的冷空气使聚集在江苏北部的高温高湿不稳定能量得以释放,为暴雨提供热量和动量条件。

(3)700 hPa 湿  $Q$  矢量负散度区对于未来6 h降水落区具有很好的指示意义,降水中心位于  $Q$  矢量负散度梯度大值区。 $Q$  矢量的正旋度区也具有指示意义,与散度场相配合时对降水落区的预报效果较好。 $Q$  矢量锋生函数能在一定程度上诊断降水落区,用具有中尺度特征的  $Q$  矢量锋生函数差值表示锋生函数的变化,对于预报降水的落区具有更好指示意义。

文中数值模式模拟出的暴雨落区、降水量、降水时间都与实况较吻合,采用的参数化方案对以后的研究也具有一定参考意义。但在模拟与实况之间仍然存在误差,通过对初始场的资料同化来提高模拟效果将是今后着重研究的方向。

## 参考文献:

- [1] 赵思雄. 近年来江淮流域致洪暴雨特征分析[J]. 气象与减灾研究,2011(1):4-8.
- [2] Yuan F, Chen W, Zhou W. Analysis of the Role Played by Circulation in the Persistent Precipitation over South China in June 2010[J]. Advances in atmospheric sciences,2012,29(4):769-781.
- [3] 侯淑梅,孙兴池,范苏丹,等. 切变线冷区和暖区暴雨落区分析[J]. 大气科学学报,2014,37(3):333-343.
- [4] Cui T, Wu G H, Zhao Y J, et al. Study on Mesoscale Circulation Characteristics of Heavy Rainstorm in Wangmo County in Qianxinan on June 6, 2011[J]. Meteorology and Environmental Research,2011(11):13-16,22.
- [5] Zheng G Y, Chen J, Ge G Q. Typical Structure, Variety and Multi-Scale Characteristics of Meiyu Front[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2008, 22(2):187-201.
- [6] Shinoda T, Amano T, Uyeda H, et al. Structure of Line-Shaped Convective Systems Obliquely Training to the Baiu Front Observed around the Southwest Islands of Japan[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan,2009,87(4):739-745.
- [7] 赵宇,裴昌春,杨成芳. 梅雨锋暴雨中尺度对流系统触发和组织化的观测分析[J]. 气象学报,2017,75(5):700-716.
- [8] Huang Y J, Liu, Liu Y B, Liu Y W. Mechanisms for a Record-Breaking Rainfall in the Coastal Metropolitan City of Guangzhou, China: Observation Analysis and Nested Very Large Eddy Simulation With the WRF Model[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 2019, 124(3):1370-1391.
- [9] 李小兰,陈军,喻义军,等. 低空暖式切变线引发局地特大暴雨成因分析[J]. 贵州气象,2016,40(4):16-22.
- [10] 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[J]. 大气科学,1996,20(4):463-472.
- [11] Shen H F, Zhai G Q, Zhu Y, et al. Numerical study of a mesoscale vortex in the planetary boundary layer of the Meiyu front[J]. Acta Meteor. Sinica,2012,26(6):788-802.
- [12] 王璐璐,孙建华,陈潇潇,等. 梅雨期一次线状对流系统的结构特征研究[J]. 热带气象学报,2015,31(6):766-781.
- [13] 房春花,唐立,陈春,等. 一场南京暴雨的机理和影响区数值模拟[C]. 2010年航空器适航与空中交通管理学术年会,2010.
- [14] 沈杭锋,翟国庆,尹金方,等. 长江下游梅汛期尺度涡旋特征分析[J]. 大气科学,2013,37(4):923-932.
- [15] Ran L, Chen C. Diagnosis of the forcing of inertial-gravity waves in a severe convection system[J]. Advances in Atmospheric Sciences,2016,33(11):1271-1284.
- [16] Luo Y, Chen Y. Investigation of the predictability and physical mechanisms of an extreme-rainfall-producing mesoscale convective system along the Meiyu front in East China: An ensemble approach[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres,2015,120(20):10,593-10,618.
- [17] Trenberth K E. On the Interpretation of the Diagnostic Quasi-Geostrophic Omega Equation[J]. Monthly Weather Review, 1978, 106(1):131-137.
- [18] Hoskins B J, Draghici I, Davies H C. A new look at the  $\omega$ -equation[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1978, 104(439):31-38.
- [19] 白乐生. 准地转  $Q$  矢量分析及其在短期天气预报中的应用[J]. 气象,1988,14(8):25-30.

- [20] 王劲松,叶燕华. 甘肃省一次区域性暴雨的准地转 $Q$ 矢量分析[J]. 干旱气象,1999(3):17-20.
- [21] 张兴旺. 湿 $Q$ 矢量表达式及其应用[J]. 气象,1998(8):4-8.
- [22] 岳彩军. 梅雨锋气旋暴雨的 $Q$ 矢量分析:个例研究[J]. 气象学报,2008(1):37-51.
- [23] 岳彩军. “海棠”台风(2005)结构对其降水影响的 $Q$ 矢量分解研究[J]. 高原气象,2009,28(6):1348-1364.
- [24] 赵桂香,程麟生,李新生.  $Q$ 矢量和湿 $Q$ 矢量在暴雨诊断中的应用比较[J]. 气象,2006,32(6):25-30.
- [25] 杨晓霞,沈桐立,刘还珠,等. 非地转湿 $Q$ 矢量分解在暴雨分析中的应用[J]. 高原气象,2006,25(3):464-475.
- [26] Yang S, Wang D H. The Curl of  $Q$  Vector: A New Diagnostic Parameter Associated with Heavy Rainfall[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters,2008,1(1):40-43.
- [27] 刘运成. 川北一次大暴雨过程的物理量诊断分析[J]. 成都信息工程学院学报,2008,23(6):678-681.
- [28] 李晓蓉,张雪蓉,濮梅娟. 梅汛期江淮切变线暴雨与非暴雨演变过程的合成对比分析研究[J]. 高原气象,2014,33(1):199-209.
- [29] 岳彩军,顾问,唐玉琪,等. 西太平洋副热带高压控制下上海地区一次局地短时强降水成因的 $Q$ 矢量分析[J]. 热带气象学报,2018,34(5):610-625.
- [30] 李山山,李国平. 一次鞍型场环流背景下高原东部切变线降水的湿 $Q$ 矢量诊断分析[J]. 高原气象,2017,36(2):317-329.
- [31] 刘毅,廖芷仪,张亚萍,等. 重庆地区“5.30”暴雨过程的数值模拟及诊断分析[J]. 西南师范大学学报(自然科学版),2017(9):32-39.
- [32] 高爽,肖天贵,吴莉娟. 长江中下游一次暴雨过程的湿 $Q$ 矢量诊断分析[J]. 气象与环境科学,2019,42(3):58-67.
- [33] 韩芙蓉,鹿翔,梁亮. “莫兰蒂”台风暴雨的湿 $Q$ 矢量和垂直螺旋度分析[J]. 海洋预报,2020,37(1):67-74.
- [34] 张亚洲,梅华,邓文彬,等. 台风登陆后非对称降水的非地转湿 $Q$ 矢量研究[J]. 气象科学,2011,31(6):710-717.
- [35] Rao Y V R, Hatwar H R, Salah A K, et al. An Experiment Using the High Resolution Eta and WRF Models to Forecast Heavy Precipitation over India [M]. Atmospheric and Oceanic,2007.
- [36] 高守亭,孙建华,崔晓鹏. 暴雨中尺度系统数值模拟与动力诊断研究[J]. 大气科学,2008,32(4):854-866.
- [37] 袁成松,王秋云,包云轩,等. 基于WRF模式的暴雨天气过程的数值模拟及诊断分析[J]. 大气科学学报,2011,34(4):456-466.
- [38] 廖胜石,寿绍文. 一次江淮暴雨中尺度低涡的数值模拟及分析[J]. 大气科学学报,2004,27(6):753-759.
- [39] 翟国庆,王智,何斌. 长江中下游梅雨期中小尺度涡旋族发生演变分析[J]. 测绘科技动态,2003,61(6):661-672.
- [40] Kumar A, Dudhia J, Rotunno R, et al. Analysis of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India using the Weather Research and Forecasting (WRF) model[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2008, 134 ( 636 ) : 1897 - 1910.
- [41] Wang S Z, Yu E T, Wang H J. A simulation study of a heavy rainfall process over the Yangtze River valley using the two-way nesting approach [J]. Advances in Atmospheric Sciences,2012,29(4), 731-743.
- [42] Yáñez-Morróni Gonzalo, Gironús Jorge, Marta C, et al. Using the Weather Research and Forecasting(WRF) Model for Precipitation Forecasting in an Andean Region with Complex Topography[J]. Atmosphere,2018,9(8):304.
- [43] Maussion F, Scherer D, Finkelnburg R, et al. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China-an assessment using remote sensing and ground observations [J]. Hydrology and Earth System Sciences,2011,15(6): 1795-1817.
- [44] Cassola F, Ferrari F, Mazzino A. Numerical simulations of Mediterranean heavy precipitation events with the WRF model: A verification exercise using different approaches [J]. Atmospheric Research,2015, ( 164/165 ) :210-225.
- [45] Muhammed E, Mohammed M. Evaluation of different WRF microphysics schemes: severe rainfall

- over Egypt case study [C]. Journal of Physics: Conf. Series, 2018.
- [46] Matilde Nicolini, Celeste Saulo, Juan Carlos Torres, et al. Enhanced precipitation over South-eastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season [J]. Meteorológica, 2002(27):59–69.
- [47] 高守亭. 大气中尺度运动的动力学基础及预报方法[M]. 北京:气象出版社, 2007:192–196.
- [48] 岳彩军, 李佳, 陈佩燕, 等. 湿  $Q$  矢量释用技术的改进研究[J]. 高原气象, 2013, 32(6):1617–1625.
- [49] 刘运成. 青藏高原东侧一次连续大暴雨过程湿  $Q$  矢量分析[J]. 气象, 2006, 32(12):43–49.
- [50] 汪克付, 叶金印. 江淮梅雨锋暴雨过程  $Q$  矢量分析及落区预报[J]. 气象, 1995, 21(3):40–43.
- [51] 杨小艳, 曹希孝. 准地转  $Q$  矢量诊断场与暴雨关系的分析[J]. 气象, 1995, 21(11):17–21.
- [52] 高留喜, 刘畅, 杨晓霞, 等. 鲁西北持续性暴雨非地转湿  $Q$  矢量分析[J]. 海洋气象学报, 2018, 38(3):75–82.

## Numerical Simulation of a Heavy Rain in Nanjing

ZHAO Shengnan<sup>1</sup>, WANG Lei<sup>1</sup>, LI Xiehui<sup>1</sup>, YIN Fei<sup>1</sup>, PEI Kunming<sup>2</sup>

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. Shanxi Institute of Meteorological Sciences, Taiyuan 030002, China)

**Abstract:** To analyze the process of the heavy rain in Nanjing on July 5, 2018, the NCEP (National Centers Environmental Prediction) global objective analysis data, the mid-time hourly precipitation data provided by the China Meteorological Data Network, and the WRF (The Weather Research and Forecasting) mesoscale numerical model were used. The results show that the occurrence time, intensity and effect of the rainstorm simulated by the WRF model are good. A convergence of the ground wind field in the rainfall area is the key dynamic forcing mechanism for the weather process. The low-level convergence causes a strong vertical ascending, which makes the convection develop vigorously to form the heavy rain. The shear line formed between the northeast air flow in the south of the North China high and the warm and humid air flow in the southwest low level jet in the north of East China with a stable mesoscale low vortex providing a dynamic mechanism of the rain. The mesoscale high wind speed center along the low-level jet stream forms a wind convergence over Nanjing, which enhances the horizontal transport of low-level water vapor to provide the water vapor condition for the rain. The 700 hPa ageostrophic wet  $Q$ -vector negative divergence zone has obvious indication significance for the future 6 h precipitation zone, and the precipitation center is located in the large value zone of  $Q$ -vector negative divergence gradient. The difference value of  $Q$  vector frontogenesis function shows that the change of frontogenesis function has Mesoscale characteristics, which is of better significance to predict the falling area of precipitation.

**Keywords:** atmospheric science; numerical simulation; diagnostic analysis;  $Q$  vector; heavy rain