

苗春生, 吴旻, 王坚红, 等. 2014. 一次浅薄低涡暴雨过程数值模拟及发展机制分析. 气象, 40(1): 28-37.

一次浅薄低涡暴雨过程数值模拟及发展机制分析^{* 1}

苗春生¹ 吴旻^{1,2} 王坚红¹ 刘维鑫³ 李婷⁴

1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

2 94995 部队气象台, 南通 226552

3 95072 部队气象中心, 南宁 530021

4 宁夏气象台, 银川 756000

提 要: 运用 WRF 中尺度数值模式对 2009 年 7 月 27 日长江下游地区的一次 6 h 累计降水 226 mm 的暴雨过程进行数值模拟, 利用模式输出资料, 对引发此次暴雨过程的浅薄低涡移动演变和动力结构、温湿特征进行分析, 探讨低涡发展东移机制。结果表明: 低涡位于 500 hPa 西风槽前, 仅出现在对流层低层, 动力与温湿特征均表现其浅薄结构。低涡暴雨降水主要发生在低涡东侧暖式切变线附近。水汽来源于中国南海和东海两地, 水汽辐合层深厚, 达 600 hPa。此次低涡具有较强的斜压结构特征。通过涡度方程分析, 辐合辐散流场的维持和发展为正涡度变化率作出主要贡献, 三维风场倾斜扭转项作用与正涡度变化存在重要正相关。地形的动力作用使得背风坡更有利于低涡绕山后加强。高低空急流耦合中心和水汽凝结潜热释放区均有利于引导低涡以及低涡暴雨加强东移。湿等熵面呈垂直陡立状, 指示低涡已发展到成熟期, 预示暴雨即将减弱。倾斜涡度发展条件 $C_d > 0$ 的连续增强, 指示斜压性、稳定性和垂直风切变的综合作用也是这次低涡保持发展加强的重要原因。

关键词: 浅薄低涡, 总涡度变率, 能量锋区, 湿等熵面

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.01.004

Modeling of a Shallow Vortex Heavy Rainfall and Analysis on Its Developing Mechanism

MIAO Chunsheng¹ WU Min^{1,2} WANG Jianhong¹ LIU Weixin³ LI Ting⁴

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Meteorological Observatory, No. 94995 Air Force, Nantong 226552

3 Meteorological Centre, No. 95072 Army of PLA, Nanning 530021

4 Ningxia Meteorological Observatory, Yinchuan 756000

Abstract: The rainstorm with rainfall 226 mm in 6 h in the downstream of Changjiang River Valley on 27 July 2009 is simulated by WRF model. According to the model output, the diagnostic analysis is done for the shallow low vortex rainstorm event to investigate the development mechanism of the system. The results show that the low vortex locates at forefront of westerlies trough, existing only in the low level of troposphere. The dynamic structure and temperature-moisture features all show that the vortex is a shallow system. The low vortex rainfall mainly happens near the warm shear line of the east part of the vortex. Two moisture source regions are in the South China Sea and the East Sea, and the thick moisture convergence is up to 600 hPa. The low vortex has strong baroclinic structure features. The analysis of vorticity equation shows that the divergence and convergence of wind field contribute mainly to the positive vorticity change rate, and the 3D wind shear distribution has an important correlation with vorticity. The dy-

* 国家科技支撑计划项目(2012BAH05B01)、公益性行业(气象)科研专项(201206068)、国家自然科学基金面上项目(41276033)、南京气象雷达开放实验室研究基金(BJG201105)和江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)共同资助

2013 年 4 月 6 日收稿; 2013 年 9 月 5 日收修定稿

第一作者: 苗春生, 主要从事大气中小尺度动力学. Email: csmiao@nuist.edu.cn

namics of terrain obstruct makes the low vortex strengthened at leeward slope. The jets at high and low levels and the latent heat of condensation are helpful to the intensification of the low vortex and the torrential rainfall and the eastward motion. The wet isentropic surface perpendicular to the vortex surface means the low vortex is at mature stage, which predicts the rainfall is to weaken soon. When the developing condition of slantwise vorticity ($C_d > 0$) keeps strengthening, it indicates that the combined result of baroclinicity, stability and wind vertical shear is also an important impact factor for the shallow low vortex developing and moving.

Key words: shallow low vortex, change rate of vorticity, energy front zone, wet isentropic surface

引 言

暴雨是长江流域夏季常见的一种灾害性天气,常造成洪涝灾害,给地方经济和人民生命财产造成巨大的损失。已有的研究对长江中下游汛期暴雨统计得出低涡、切变线、低槽等天气系统是暴雨的主要影响系统,其中切变线(包括切变低涡)和低涡两种系统引起的暴雨最多(包澄澜等,1988)。胡伯威等(1996)将长江中下游的气旋性扰动分为两类,一类是沿青藏高原背风侧向东移过来的 α 中尺度西南涡系统,另一类是长江中下游局地生成的中尺度低涡(local-generated mesoscale vortex, LMV)。LMV与北美气象学家广泛研究的中尺度对流涡旋(mesoscale convective-generated vortex, MCV)有许多相似特征(Brandes, 1989; Blanchard et al, 1998),如它们水平尺度一般为 β 中尺度,维持时间为几小时到十几小时,伴随着暴雨强降水等。何光碧(2012)系统回顾了近半个世纪以来有关西南涡的研究成果,其中介绍了高原东南侧涡度带的合并对西南涡增强的作用。刘国忠等(2007)对西南涡的活动进行系统的统计研究,指出移动过程中维持和发展的低涡才会带来大范围的暴雨。韦统建等(1996)研究江淮地区西南涡指出低涡区并不是具有一致的低层辐合、高层辐散和整层均为上升气流的单一系统,而是上升和下沉气流共存。陈忠明等(1998)对西南低涡的结构进行研究指出低涡是一个准圆形而非对称的中尺度对流系统,涡区内动量、上升运动等呈非对称分布。尹尽勇等(2011)分析指出,初期气旋由底层开始,低层环境具有明显的锋区和斜压性。朱禾等(2002)研究认为西南低涡的出现可能是由于低层强风带所造成的气旋性切变和低空气流受地形抬升所引起。降水过程中的凝结潜热释放对西南低涡的强度以及向上发展层次的深厚有重要的作用(段

海霞等,2008;赵玉春等,2010)。研究高空急流与西南涡的活动表明:我国东部上空具有西北风急流时,西南涡稳定少动,具有西风急流时,西南涡快速东移(杨帅等,2006)。王新敏等(2009)认为冷空气侵入路径是影响西南涡发展、移动的关键。何锋等(2010)通过 WRF 模式中 Noah 和热扩散陆面方案的对比分析,表明 Noah 方案更加有利于低涡数值模拟。同时在低涡暴雨诊断分析研究方面也取得了许多成果(顾清源等,2008;高安宁等,2013)。

关于长江中下游局地形成的低涡研究相比较西南涡研究,尤其是浅薄低涡的强降水,还需要更多的探讨。本文通过 NCEP 再分析资料、常规观测资料及中尺度数值模式 WRF 对 2009 年 7 月 27—28 日长江下游地区发生的一次浅薄低涡暴雨过程(暴雨中心 6 h 累计降水超过 226 mm)进行数值模拟和精细化分析,对局地低涡及低涡暴雨的演变特征进行分析研究,探讨此类浅薄低涡发展东移的物理机制,为预报此类暴雨天气提供科学依据。

1 低涡暴雨过程概述

2009 年 7 月 27 日 08 时至 28 日 08 时,受局地生成的浅薄低涡影响,长江下游出现一次特大暴雨天气过程,其中安徽和江苏两省多站出现大暴雨,雨带大致呈东北—西南走向(图 1a),强降水中心发生在江苏省南通市。逐 6 h 的雨量降水图(图略)显示降水中心伴随低涡的东移自西向东移动。根据江苏省加密自动气象观测站资料,最大降水量 252.3 mm 出现在南通市如东洋口港。从如东洋口港站逐小时雨量变化(图 1b)可知,强降水主要集中在 7 月 28 日 02—08 时,6 h 累积降水量达到 226 mm,占 24 h 累积降水量的 85%以上,其中 28 日 06—07 时 1 h 降雨量达到峰值,为 70.1 mm。从中可以看出,

此次强降水中心降水强度大,其中大于40 mm 的小时强降水持续 3 h。

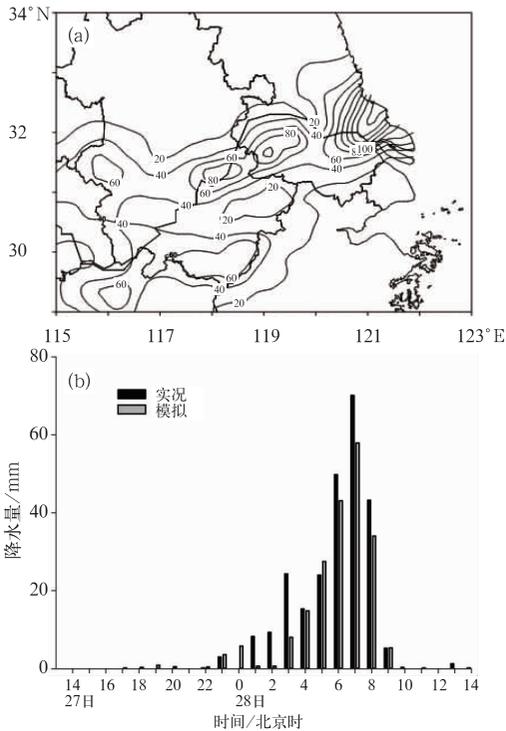


图1 2009年7月27日08时—28日08时累计降水分布(a)和如东洋口港站逐时降水量(b) (深色柱条为实况,浅色逐条为模拟结果;单位:mm)

Fig. 1 The observed accumulative precipitation (a) from 08:00 BT 27 to 08:00 BT 28 July 2009 and the hourly precipitation (b) of Rudong Station (Dark bar is real rainfall, light bar is simulation; unit: mm)

2 环流背景与低涡系统

本次降水过程环流背景形势为:亚洲大陆中高纬地区为“一脊一槽”环流,而中低纬则是反位相的“一槽一脊”环流配置,见500 hPa过程平均图(图2)。在中高纬度,中国东北地区为高压脊,贝加尔湖西侧为低压槽,中低纬度伊朗高原的脊对应高纬贝加尔湖西面的低槽,中国大陆中部由大槽控制,对应东北地区的高压脊,由此形成高低纬波动反位相。海上西太平洋副热带高压主体586线范围呈块状分布,中心位于20°N、128°E附近。浅薄低涡仅出现在500 hPa以下的层次,图中黑色圆点标出了其所在位置,位于中国大陆中部的低槽槽底。槽前的引导气流引导着低涡移动路径的基本方向。

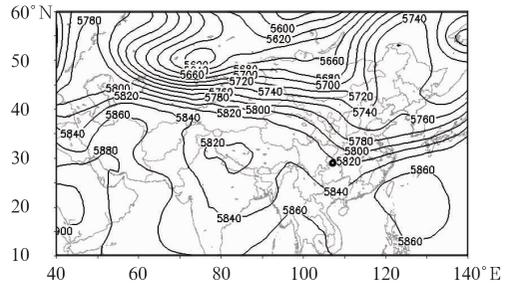


图2 2009年7月27—28日500 hPa平均位势高度场 (单位:gpm,图中黑点为低层涡旋位置)

Fig. 2 500 hPa average geopotential height field during 27—28 July 2009

(The black dot indicates low vortex position, unit: gpm)

27日08时在槽前正涡度平流和暖平流作用下,在湖北南部地区诱发了850 hPa局地低涡(图3a)。27日14时随着高空槽继续加强东移,新生低涡在高空引导气流作用下,向东偏北方向移动。低层低涡环流的形成与逐步增强(图3),造成西南暖湿气流和东部海上暖湿气流向长江下游汇合输送,为暴雨的产生提供了充沛水汽条件,以及气流在汇合区的动力抬升,造成降水发生在低涡东侧切变线附近。新生低涡发展东移,受大别山地形阻挡,山前移动减慢,越过大别山后,在山后加强移速加快,地面加密观测站风场资料显示随着低涡东移,江苏苏中地区对应中尺度辐合,抬升暖湿气流,局地产生了数百毫米的短时强降水。28日08时低涡从江苏东部沿海进入黄海,强降水过程结束。

3 数值模拟方案及结果检验

3.1 模拟方案设计

为了解强降水低涡系统的时空精细化特征以及动力发展机制,对中尺度模式WRF3.2进行方案设计。选取非静力平衡动力框架,采用双向两层嵌套方案。积分区域中心为(32°N、121°E),粗网格区域网格点数为181×61,细网格区域网格点数为187×193,水平分辨率分别为30 km(粗网)和10 km(细网),垂直分辨率为不等距28层,时间步长为120 s。模式初始条件和侧边界条件均采用NCEP每6 h一次全球再分析格点资料。模拟时间从2009年7月27日02时开始,积分时间共36 h。模拟结果每3 h

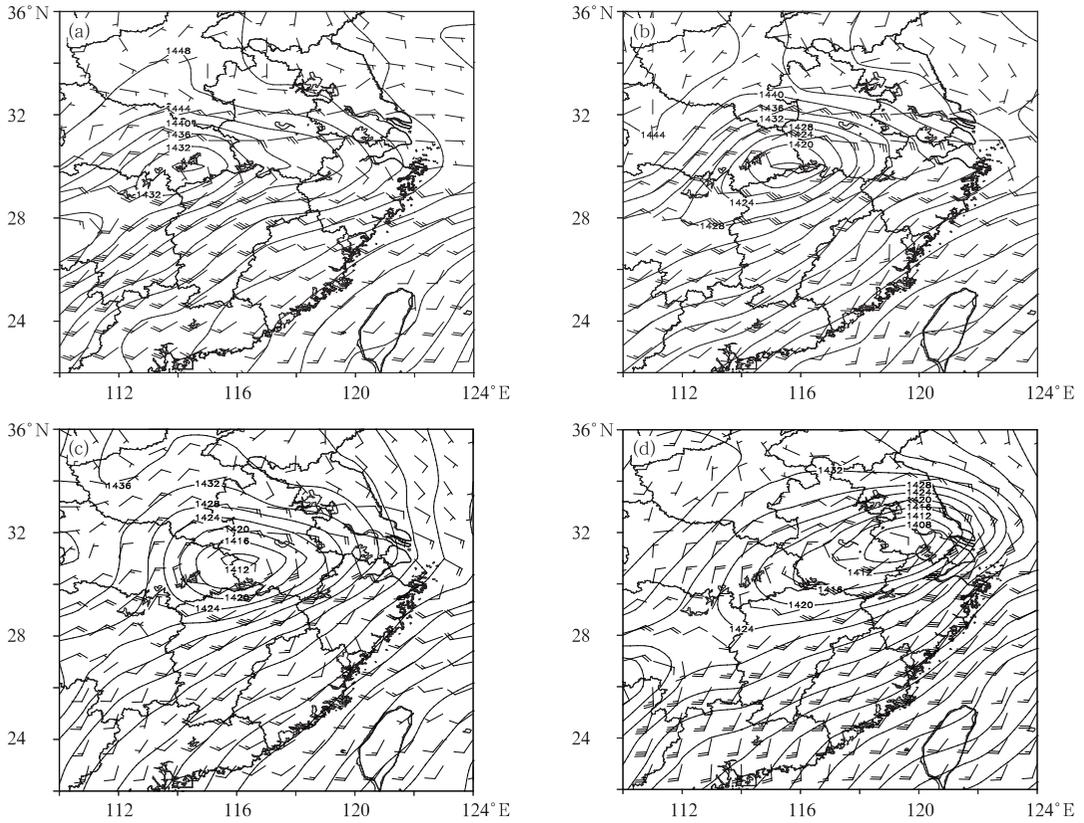


图 3 2009 年 7 月 27—28 日 850 hPa 风场和位势高度场 (单位: gpm)

(a) 27 日 08 时, (b) 27 日 14 时, (c) 27 日 20 时, (d) 28 日 02 时

Fig. 3 Wind and geopotential height fields at 850 hPa during 27—28 July 2009 (unit: gpm)

(a) 08:00 BT 27, (b) 14:00 BT 27, (c) 20:00 BT 27, (d) 02:00 BT 28

和 1 h 输出一次。

物理过程选用如下:微物理过程采用 Ferrier (new Eta)微物理方案,同时采用 RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案。边界层方案选择 YSU 方案,陆面过程选择 Noah 陆面过程方案,积云参数化采用浅对流 Kain-Fritsch 方案。

3.2 模拟结果检验

3.2.1 环流及系统对比

对比 2009 年 7 月 27 日 08 时 NCEP/NCAR 再分析资料的 850 hPa 流场与同时次模式粗网格输出的 850 hPa 流场(图 4),可以发现,模式较好地模拟

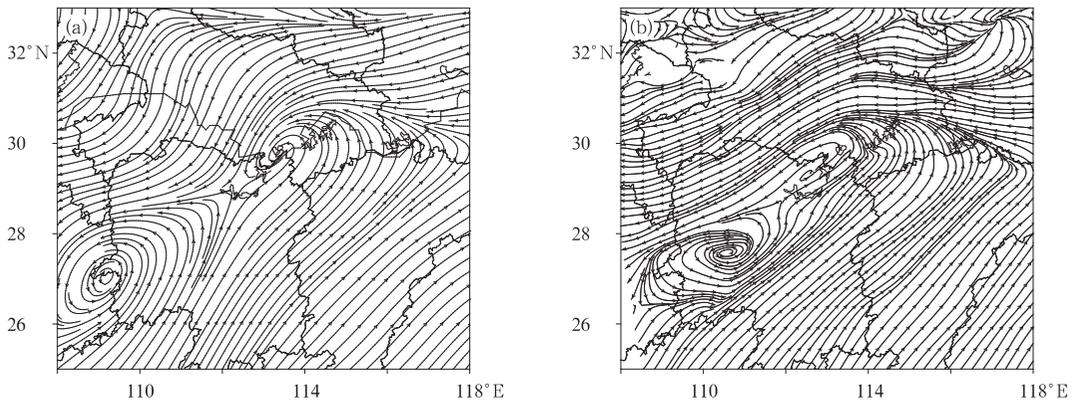


图 4 2009 年 7 月 27 日 08 时实况(a)和模拟(b)的 850 hPa 环流场

Fig. 4 The observed (a) and simulated (b) circulation field at 850 hPa at 08:00 BT 27 July 2009

出位于长江中游的关键系统浅薄低涡,空间位置及范围与实况较为接近。表1显示对低涡中心强度时间演变趋势模拟良好,强度略偏小。

3.2.2 降水模拟对比

对比2009年7月27日08时至28日08时实况和模拟的24h累积降水分布(图略),模拟的雨带与实况均呈东北—西南走向,模拟的强降水中心和降水量也与实况较符合。又对比2009年7月28日02—08时实况和模拟的6h累积降水分布(图5),模拟的6h强降水中心和降水量空间分布与实况较为接近,局地强降水时间演变也模拟较好,见前面

图1b。因此所取模式方案能够较好地模拟此次浅薄低涡强降水过程。

表1 实况和模拟低涡中心的位置和位势高度

Table 1 The observed and simulated position of low vortex and geopotential height

时间	低涡中心的位置和位势高度/gpm	
	实况	模拟
27日08时	(30.0°N,113.1°E)\1428	(30.0°N,113.0°E)\1420
27日14时	(30.1°N,115.3°E)\1416	(30.2°N,115.2°E)\1412
27日20时	(30.4°N,116.0°E)\1412	(30.1°N,116.0°E)\1408
28日02时	(31.5°N,119.3°E)\1408	(31.2°N,119.1°E)\1396
28日08时	(32.1°N,120.8°E)\1380	(32.2°N,121.0°E)\1368

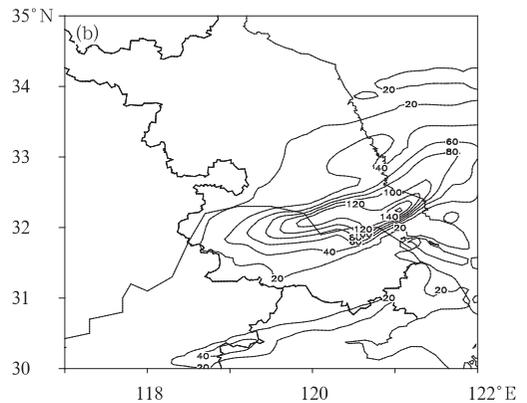
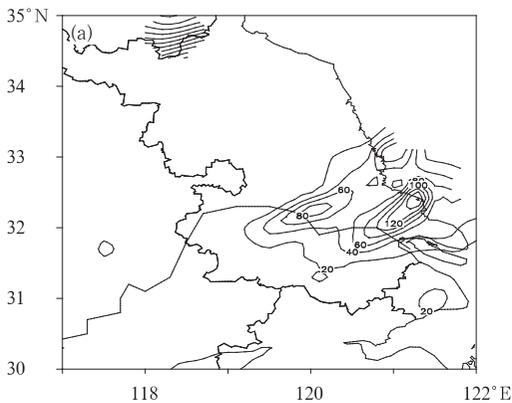


图5 2009年7月28日02—08时实况(a)和模拟(b)6h累积降水分布(单位:mm)

Fig. 5 The observed (a) and simulated (b) 6 h accumulative precipitation from 02:00 to 08:00 BT 28 July 2009 (unit: mm)

4 低涡对暴雨的水汽输送作用

稳定的水汽供应是大暴雨产生的必要条件,低涡过山后从28日02—08时的900 hPa平均水汽通量散度场(图6a)可见,低涡环流构成两条水汽输送路径,一支为来自南海的西南暖湿气流,另一支为来自东海的偏东气流,两支气流经低涡旋转效应在长江中下游辐合。较强的水汽辐合中心位于低涡东部的南通附近,与实况强降水中心一致,其中心值达到 $-9 \times 10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。低涡东部水汽辐合造成水汽聚集抬升,支持强降水,同时抬升的暖湿气流为低涡发展提供了必要的潜热能量。垂直方向上,强降水最强时刻水汽通量和水汽通量散度的垂直分布(图6b)显示,局地强降水中心(黑色圆点)为水汽通量大值区,等值线密集,并向上凸起形成峰区。水汽辐合集中在强降水区附近,等值线密集区达到600 hPa高度,说明水汽辐合层较为深厚。此

种配置结构支持了短时强降水。

5 低涡东移发展特征分析

5.1 低涡的时空演变特征

低涡形成之前在贵州地区已有西南涡存在,其东北侧的长江中游地区存在较明显的气旋性曲率倒槽,模式运行5h以后在该地区有较弱的闭合环流生成,西南涡和该新生低涡间的环流逐渐分离,此后该低涡发展向东移动。分析该长江中游局地生成的低涡中心路径(图7a)和低涡中心涡度强度变化(图7b),可以发现低涡生成后在高空槽前正涡度平流影响下发展加强,在大别山地形迎风坡沿山形向南绕行时,地转偏向力减小,反气旋性增大,加之涡旋部分爬坡,位涡效应也使涡旋在此阶段强度减弱,路径图显示低涡中心在此处停滞,移动缓慢。28日02时低涡绕行至大别山东侧的背风一侧,这里是流

体障碍扰流涡旋发生发展区,可以看到低涡中心强度开始逐步增强,涡旋动量增大。山后平坦的地形也有利于低涡维持东移增强。28 日 08 时,低涡发展到成熟期,中心涡度达到最大值,随后减弱入海。

图 8 是 WRF 模拟的 4 个时次的 850 hPa 流场及相应时次的 1 h 降水量。从图可见,暴雨主要发生在低涡东侧西南气流和偏东气流的风向风速切变线附近。7 月 28 日 02 时(图 8a)低涡越过

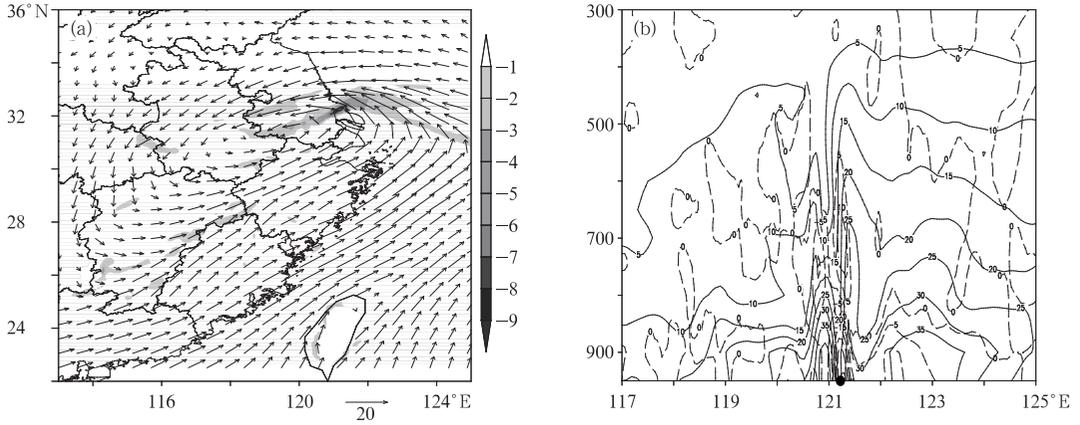


图 6 2009 年 7 月 28 日 02—08 时 900 hPa 平均水汽通量散度场(阴影, 单位: $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(箭矢, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)(a)以及 28 日 08 时沿 32.22°N 水汽通量(实线, 单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)、水汽通量散度(虚线)的经向垂直剖面(b, ●为强降水中心)

Fig. 6 (a) The average moisture flux divergence filed (shaded, unit: $10^{-4} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind speed (arrow, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 900 hPa from 02:00 to 08:00 BT 28 July 2009 and (b) vertical sections of the water vapor flux (solid line, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), the water vapor flux divergence (dashed line) along 32.22°N (●: severe precipitation center)

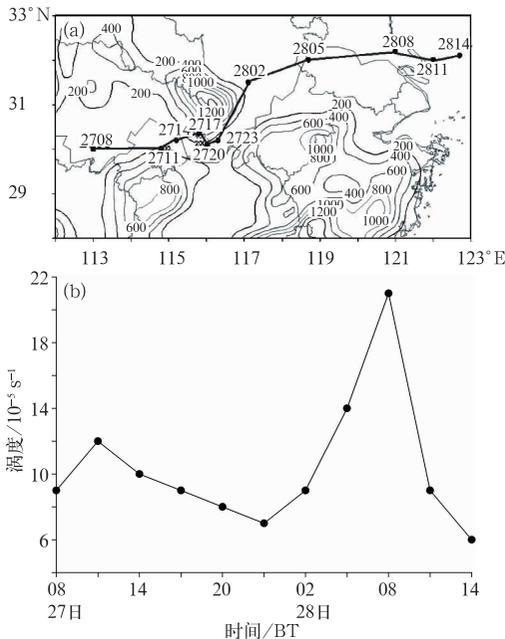


图 7 850 hPa 低涡中心移动路径图(a)和中心涡度(单位: 10^{-5} s^{-1})强度变化(b)

Fig. 7 The path of low vortex (a) and intensity changes (b) at 850 hPa (units: 10^{-5} s^{-1})

强,在低涡切变线附近的强降水范围较小,随着低涡继续东移加强,低涡前部暖式切变线附近降水强度也逐步加强,雨区也明显扩大。到 28 日 08 时(图 8d) 1 h 降水达到最大值。图 8 中 4 个顺序时刻的小时降水极值分别超过 30、35、45 以及 55 mm 以上。其后,随着低涡的东移入海,强降水中心也移向海面,强度减弱。可见,低涡的时空演变特征与小时强降水中心的移动和雨强的变化一致,浅薄中尺度低涡是此次江苏中部强降水过程的主要影响系统,低涡东侧的气流切变线是暴雨的主要落区。

5.2 低涡的浅薄结构与温湿特征

对此次暴雨过程中以东移低涡各时次中心位置,向东西南北分别扩展 1.5 个经纬距作为低涡范围,分析低涡范围内基本动力要素的平均垂直分布(图略),研究东移低涡的动力结构特征。根据前述低涡的时空演变分析,选取三个代表时刻:低涡东移发展阶段(27 日 11 时,山前)、低涡减弱阶段(27 日 20 时,山南侧)、低涡发展成熟阶段(28 日 08 时,山

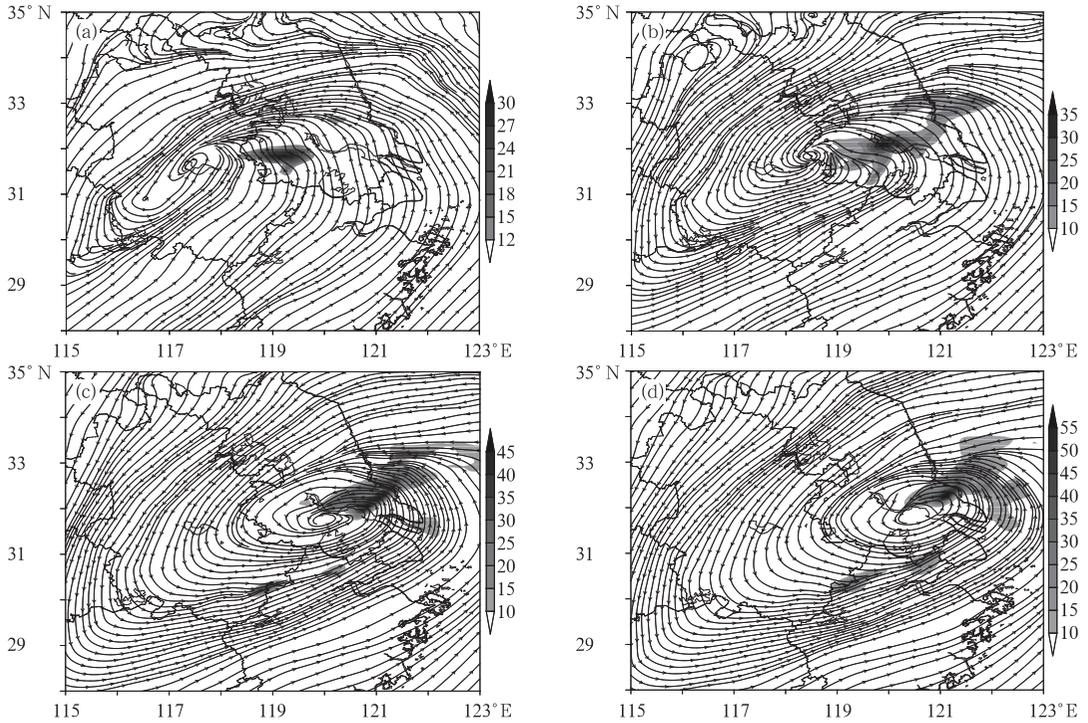


图 8 2009 年 7 月 28 日 850 hPa 流场和 1 h 降水量 (阴影, 单位: mm)

(a) 02 时, (b) 04 时, (c) 06 时, (d) 08 时

Fig. 8 The stream field at 850 hPa and 1 h precipitation on 28 July 2009 (shaded, unit: mm)

(a) 02:00 BT, (b) 04:00 BT, (c) 06:00 BT, (d) 08:00 BT

后)。低涡在长江中游生成后, 500 hPa 以下均为正涡度区, 最大涡度值在 800 hPa。低涡区域内有较强的上升运动, 最大上升运动值在 700 hPa, 散度场则表现为高层辐散低层辐合, 强辐合区位于 1000~750 hPa 之间, 低涡的典型动力结构表现在低层。27 日 20 时低涡继续东移至大别山西南部, 受其阻挡, 低涡运动减慢、强度减弱, 涡度强度和散度强度均有所减弱, 最大正涡度值和最大辐合值所在高度也略有下移, 而垂直上升运动受地形抬升作用加强, 上升运动几乎占据整层, 反映了地形对浅薄低涡的抑制和维持双重作用。低涡越过大别山后加强东移, 28 日 08 时低涡发展成熟, 低涡上空 700 hPa 以上为辐散区, 低层为强辐合区, 高层的辐散量明显大于低层的辐合量, 形成的抽吸效应有利于低涡区上升运动维持加强, 此时最大正涡度值达到峰值 ($19 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), 极值所在层次下降。动力结构垂直剖面显示造成此次苏中地区短时强降水的低涡是一个受高层系统和地形影响的浅薄系统。

低涡的温湿场三维结构特征, 以低涡发展成熟时刻的特征反映 (图略)。2009 年 7 月 28 日 08 时

850 hPa 温度和比湿的水平分布显示, 等压面水平方向上, 成熟的低涡区呈现南暖北冷的结构, 低涡的东南侧为暖中心, 纬向性的等温线密集带与低涡中心配合。因此低涡斜压性较强, 其中心附近温度梯度, 达到每百千米 2 K 的量级。比湿场与温度场有相似的分布, 低涡中心的南侧是高湿区, 北侧为干区, 干湿区中心值相差 $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 与低涡中心配合的比湿梯度可以达到每百千米 $2.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。因此低涡具有湿度锋结构, 形成有利于暴雨湿对流的结构。在经向垂直剖面上, 低涡北侧为干冷区, 南侧为暖湿区, 温湿正距平梯度锋区重合, 暖湿距平的中心均处于 850 hPa 左右的低层, 冷干距平中心位于 300 hPa 高层, 向下向南入侵。强降水位于低涡强温湿距平梯度锋区, 进一步表明此浅薄低涡具有较强的温湿锋面斜压结构特征。

6 低涡发展东移机制分析

低涡于 2009 年 7 月 27 日 02—08 时有明显的加强东移过程, 此过程引起苏中地区的短时强降水,

因此对低涡东移发展机制进行探讨。

6.1 涡度方程各项作用

从动力学方面考虑,运用涡度方程诊断东移低涡的发展。 P 坐标系中的涡度方程为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \zeta_a}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta_a}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} - \zeta_a \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) \quad (1)$$

式(1)中, ζ_a 为绝对涡度。

式(1)各项可采用字符对应表达:

$$\zeta_s = \zeta_h + \zeta_v + \zeta_d + \zeta_t \quad (2)$$

式中, ζ_s 为总涡度变率, ζ_h 、 ζ_v 、 ζ_d 、 ζ_t 分别表示水平绝对涡度平流项、涡度垂直输送项、绝对涡度和散度项、扭转倾侧项(垂直风的水平切变和水平风的垂直切变)。

从式(2)可知,涡度变化率的正负分布及大小由水平绝对涡度平流项、涡度垂直输送项、绝对涡度和散度项以及扭转倾侧项共同作用所决定。图 9 是低

涡发展三阶段中正涡度变化率中心及各强迫项的垂直廓线。从图中可以发现,对应浅薄涡旋结构,500 hPa 以下涡度变化率为正值,即随时间增强,增强量在第二阶段有所减弱;并且变率最大值所在层次随阶段逐步下降(800、850 和 900 hPa),说明浅薄涡旋在东移过程中保持浅薄结构,主要的增强是在下层。绝对涡度散度项的分布与正涡度变化率中心符号一致,对总涡度变率有最多正贡献,在第一阶段其与总涡度变率比值为 6.49/8.11,第三阶段为 13.68/17.31。由于 ζ_d 项中低涡绝对涡度为正,辐合气流的负散度将使此项(有负号)为正,因此涡旋形成的低值辐合场有利于低涡的维持加强。其次扭转倾侧项对总涡度变率影响也是显著的,在涡旋发展的第二阶段,扭转倾侧项 ζ_t 为显著负贡献,造成总涡度变率 ζ_s 比第一阶段有所减弱,在第三阶段,该项转为正贡献,使总涡度变率 ζ_s 也显著增强。显然,涡旋的三维风场空间分布的倾侧扭转,对涡旋增强的影响是重要的。

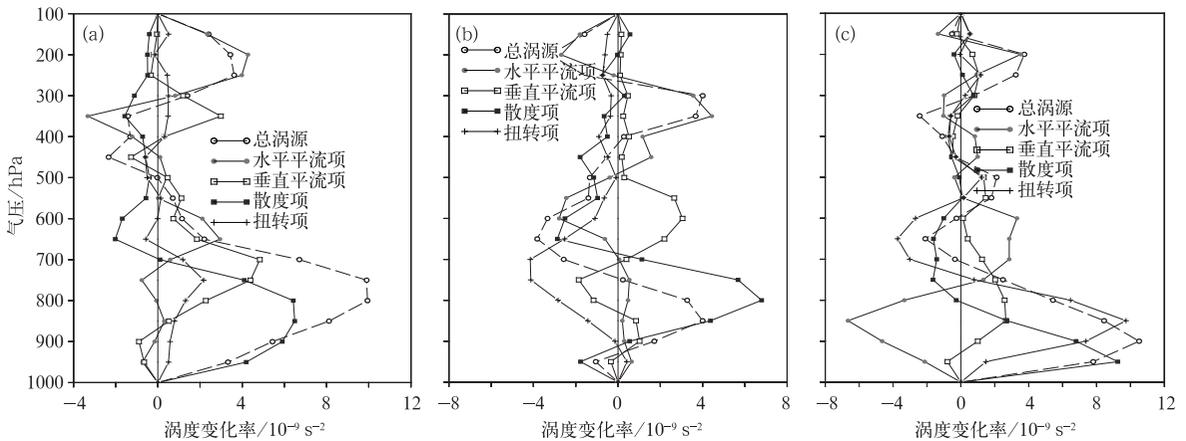


图 9 2009 年 7 月 27—28 日低涡东移过程中总涡源及各强迫项的垂直廓线(单位: 10^{-9} s^{-2})

(a) 27 日 14 时, (b) 27 日 20 时, (c) 28 日 02 时

Fig. 9 Vertical profiles of the total vorticity source and their forcing term during 27—28 July 2009

(unit: 10^{-9} s^{-2}) in the process of the low vortex east moving

(a) 14:00 BT 27, (b) 20:00 BT 27, (c) 02:00 BT

6.2 高低空急流对低涡东移发展的作用

分析此次低涡暴雨过程的高低空急流配置,绘制高低空急流中心的时间演变图。低涡在 27 日 08 时形成,在此后的时间里,高空急流中心南下东移,在 28 日 00 时起快速向偏东北方向移动,逐步移出山东半岛。低空急流中心在整个过程中是向偏东北

方向移动的。28 日 02 时,低涡东部处于高空急流的右后象限,为较强的辐散区,同时处于低空急流的左前象限的强辐合区与气旋式风切变区。高低空急流的配合作用,有利于低涡气旋式动量的维持以及气旋式切变线处的低层水汽持续辐合上升,形成几小时连续暴雨,降水的凝结潜热释放,也有利于低涡的发展。在整个过程中高低空急流的东移配合,对

低涡的发展和东移起着引导作用。

6.3 能量场对低涡东移发展的作用

假相当温度表征大气温度、压力、湿度的综合特征,其分布反映了大气能量集聚分布。对 850 hPa 假相当位温场的分析显示,假相当位温在长江中下游流域形成梯度密集带,即能量锋区,空间分布与走向与温湿锋区一致。低涡的移动路径基本是沿着此能量锋区的轴线东移入海。

低涡东侧强降水区释放的凝结潜热,为低涡发展也提供了能量支持。运用降水过程中的视水汽源讨论强降水潜热能特征。视水汽源即单位时间内单位质量的水汽凝结释放出热量引起的增温率:

$$Q_2 = \frac{L}{c_{pv}} \frac{dq}{dt} = \frac{L}{c_{pv}} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\mathbf{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} \right) \quad (3)$$

式中, c_{pv} 为水汽定压比热, L 为水汽蒸发热, q 为比湿, Q_2 为视水汽源, (Q_1 为视热源, 此处未计算)。

对 28 日 02—08 时低涡暴雨区域进行凝结潜热增温率计算, 结果显示, 比较 925、850 和 700 hPa 的

Q_2 等值线分布, 增温率中心均与低涡中心配合, 各层中心强度分别为 12、21 和 15 $\text{K} \cdot (6 \text{ h})^{-1}$ 。即 850 hPa 凝结潜热加热最强, 加热作用使浅薄低涡中空气增温减重, 气压下降, 从而维持和加强低涡强度。

6.4 低涡中倾斜涡度分布作用

分析过低涡中心的假相当位温和相对涡度经向垂直剖面, 可以看出, 28 日 08 时(图 10a), 湿等熵面呈陡立状态, 假相当位温的冷暖中心分别在垂直湿等熵面的北侧和南侧, 指示低涡已发展到最强盛阶段, 相对涡度中心值达到 $24 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。而在此之前的 3 h 中, 湿等熵面垂直剖面上的中心及梯度带是逐渐地自下而上由倾斜状态转为垂直于下垫面。并且此时局地超过 40 mm 的小时强降水已持续 3 h, 因此湿等熵面强梯度的垂直程度, 预示湿等熵面即将转变, 暴雨也将随之减弱。实况为下 1 h 的降水量减小为 6 mm。

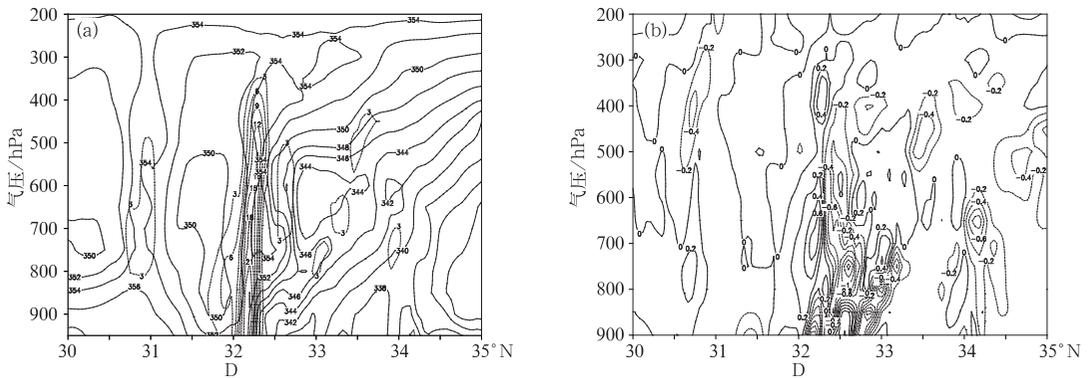


图 10 2009 年 7 月 28 日 08 时沿 120.8°E 过低涡中心的经向垂直剖面
(a) 假相当位温(单位:K)和相对涡度(单位: 10^{-5} s^{-1}), (b) C_d (单位: $\text{PVU} \cdot \text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$)

Fig. 10 The height-longitude cross-section (along 120.8°E) of low vortex center at 08:00 BT 28 July 2009

(a) the pseudo-equivalent temperature (unit: K), and relative vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1}),
(b) C_d (unit: $\text{PVU} \cdot \text{hPa} \cdot \text{K}^{-1}$)

为了进一步说明倾斜涡度发展对低涡发展的重要性, 综合考虑斜压性、稳定性和风的垂直切变效应, 分析倾斜涡度发展的必要条件: $C_d = \frac{MPV2}{\partial\theta_e/\partial p}$ 。

当 $C_d > 0$ 时, 倾斜涡度发展。经低涡中心的 C_d 经向垂直剖面(图 10b)显示, 在低涡中心附近 C_d 的正值区中心大约在 700 hPa, 中心值在 +0.6 以上, 在

此之前的几个小时, C_d 中心值一直在增强: +0.2、+0.4、+0.6, 说明在斜压性、稳定性和垂直风切变综合作用下, 浅薄低涡保持发展加强。

7 结 论

运用 WRF 模式对发生在长江下游地区的一次

浅薄低涡暴雨过程进行了数值模拟与结果分析。模式对此次在长江中下游地区局地生成东移低涡模拟效果良好。对模式输出的时空高分辨率资料进行过程诊断分析,并从动力学、温湿水汽条件等角度讨论此次低涡暴雨的特征,以及浅薄低涡发展移动的机制,得出如下结论:

(1) 本次暴雨过程是在有利的环流形势下发生的,关键系统是长江中下游地区生成的浅薄低涡,低涡暴雨主要发生在低涡东部暖式切变线附近。

(2) 中国南海和东海两海域为此次低涡暴雨过程提供了充足的水汽输送,暖湿气流输送主要位于对流层的 750 hPa 以下,水汽辐合主要在 600 hPa 以下,因此辐合层较为深厚。强降水中心位于低层辐合中心,辐合层上方对应高层槽前强辐散,维持浅薄低涡强降水结构。

(3) 此次低涡为浅薄系统,具有较强的斜压结构特征。绝对涡度辐合流场的维持和发展,山脉背风处绕流涡旋生成区作用,均对低涡正涡度变化率有较大贡献,三维风场空间分布的倾侧扭转项,对涡旋增强的影响也很重要。在整个过程中高低空急流中心的东移配合,对低涡以及暴雨的发展和东移起着引导作用。

(4) 本次过程温压湿能量锋区以及暴雨凝结潜热的释放对低涡发展加强和向东移动都起着重要能量支持作用。对流层中湿等熵面呈陡立状态,显示低涡已发展到成熟阶段,预示湿等熵面即将转变,暴雨将随之减弱。倾斜涡度发展的条件 $Cd > 0$ 的持续增强,指示在斜压性、稳定性和垂直风切变综合作用下,低涡保持发展加强。

参考文献

包澄澜,王德翰. 1988. 中尺度暴雨分析和预报. 北京:气象出版社,

455.

- 陈忠明,缪强,闵文彬. 1998. 一次强烈发展西南低涡的中尺度结构分析. 应用气象学报,9(3):273-282.
- 段海霞,陆维松,毕宝贵. 2008. 凝结潜热与地表热通量对一次西南低涡暴雨影响分析. 高原气象,27(6):1315-1321.
- 高安宁,赖珍权,张瑞波,等. 2013. 不同环境风场条件下两次华南西部低涡暴雨个例对比分析. 气象,39,(1):11-19.
- 顾清源,周春花,青泉,等. 2008. 一次西南低涡特大暴雨过程的中尺度特征分析. 气象,34(04):39-47.
- 胡伯威,潘鄂芬. 1996. 梅雨期长江流域两类气旋性扰动和暴雨. 应用气象学报,7(2):138-144.
- 何锋,何斌,李云泉,等. 2010. 一次 α 中尺度低涡暴雨的数值模拟. 气象科学,30(1):67-73.
- 何光碧. 2012. 西南低涡研究综述. 气象,38(2):155-163.
- 刘国忠,丁治英,贾显锋,等. 2007. 影响华南地区西南低涡及致洪低涡活动的统计研究. 气象,33(1):45-50.
- 王新敏,宋自福,张霞,等. 2009. 一次西南涡路径预报偏差分析及数值模拟. 气象,35(5):18-25.
- 韦统健,薛建军. 1996. 影响江淮地区的西南涡中尺度结构特征. 高原气象,15(4):456-463.
- 吴国雄. 2001. 全型涡度方程和经典涡度方程比较. 气象学报,59(4):385-392.
- 杨帅,丁治英,徐海明. 2006. 梅雨暴雨中高低空急流与西南涡的活动. 南京气象学院学报,29(1):122-128.
- 尹尽勇,曹越男,赵伟,等. 2011. 一次黄渤海入海气旋强烈发展的诊断分析. 气象,37(12):1526-1533.
- 赵玉春,王叶红. 2010. 高原涡诱发西南涡特大暴雨成因的个例研究. 高原气象,29(4):819-831.
- 朱禾,邓北胜,吴洪. 2002. 湿位涡守恒条件下西南低涡的发展. 气象学报,60(3):343-351.
- Blanchard R O, Cotton W R, Brown J M. 1998. Mesoscale circulation growth under conditions of weak inertial instability. Mon Wea Rev, 126:118-140.
- Brandes E A. 1989. Evolution and structure of the 6-7 May 1985 mesoscale convective system and associated vortex. Mon Wea Rev, 118:109-127.