

沈杭锋, 高天赤, 周春雨, 等. 2014. 台风海葵引发浙西山区大暴雨的成因. 气象, 40(6):733-743.

台风海葵引发浙西山区大暴雨的成因^{*1}

沈杭锋¹ 高天赤¹ 周春雨¹ 查 贲¹ 郭文政¹ 翟国庆²

¹ 浙江省杭州市气象局, 杭州 310051

² 浙江大学地球科学系, 杭州 310027

提 要: 利用中尺度数值模式 WRF, 结合多普勒雷达资料、卫星 TBB 资料和自动站资料对 2012 年 8 月 6—9 日由台风海葵引发的杭州西部山区强降雨洪涝灾害进行分析。结果表明, 登陆台风内部的螺旋云带中有多个中尺度云团活动, 云团不断从台风螺旋云带内部分裂生成, 并有一个从加强发展到逐渐消亡的过程, 正是在中尺度云团的直接作用下, 给台风经过地区造成了一次又一次的强降水, 导致了浙西北等地区持续不断发生暴雨, 因此, 中尺度系统是造成台风暴雨的直接原因; 台风外围的东北风、西北风和偏西风在有利地形配合下, 往往会汇合形成中尺度辐合线, 未来强降水区域也基本落在中尺度辐合线附近区域, 中尺度辐合线是触发暴雨对流发生、发展的重要系统; 浙江杭州西北部山区地形对于台风暴雨主要体现在增幅作用, 对台风路径、降水范围影响不大。

关键词: 台风暴雨, 中尺度系统, 中尺度辐合线, 地形

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.06.010

Causation Analysis of Severe Torrential Rain Process in Mountain Areas of Western Zhejiang Triggered by Typhoon Haikui

SHEN Hangfeng¹ GAO Tianchi¹ ZHOU Chunyu¹ ZHA Ben¹
GUO Wenzheng¹ ZHAI Guoqing²

¹ Hangzhou Meteorological Bureau of Zhejiang, Hangzhou 310051

² Department of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

Abstract: The WRF (Advanced Weather Research and Forecasting modeling system) was employed to simulate the local severe rainstorm process caused by typhoon Haikui over the northwestern of Zhejiang Province from 6 to 9 August 2012. The analysis of the simulation result combined with Doppler radar data, TBB (Temperature of Black Body) data, and automatic weather station data shows that there are several mesoscale systems embedded in spiral cloud band of the landed typhoon. Mesoscale systems develop, reinforce and weaken after division from spiral cloud band. It brings the local severe rainstorms over the northwestern of Zhejiang Province due to the direct effect of mesoscale systems. There generates the mesoscale divergence line which is responsible for the rainstorm by northeasterly flow and northwesterly current under advantageous topography. The topography of the northwestern of Zhejiang Province can increase the intensity of rainfall but is not so related to typhoon track and range of rainfall.

Key words: typhoon rainstorm, mesoscale system, mesoscale convergence line, topography

* 国家自然科学基金项目(41175047)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006007)共同资助
2013 年 4 月 26 收稿; 2013 年 9 月 2 日收修定稿
第一作者: 沈杭锋, 主要从事中尺度天气预报和数值模拟研究. Email: orangeboy@zju.edu.cn

引言

热带气旋总是伴有狂风暴雨,常给受影响地区造成严重的灾害(朱乾根等,2000)。中国是世界上受台风影响最严重的国家之一,平均每年登陆我国的台风约有7~8个(陈联寿等,1979)。浙江也是台风主要影响区,在我国东南沿海受台风影响最严重的8个省(市)中,浙江省是仅次于广东省每年登陆的台风次数和因台风损失较为严重的省份(杨慧娟等,2007)。过去十几年来,国内外一直都十分重视对台风的研究工作,大量研究表明,台风暴雨除了与高低空急流(陈久康等,2000;丁治英等,2001)、中纬度系统(孟智勇等,2002;李改琴等,2007;杨晓霞等,2008;孙兴池等,2009;丛春华等,2011)等密切相关之外,还与中小尺度系统和地形联系紧密。

热带气旋中经常会出现局地性强烈天气,在小范围地区内出现狂风暴雨,酿成灾害,它们的范围一般最大不超过200~300 km,是热带气旋内的中小尺度系统(陈联寿等,1979)。观测和研究发现,热带气旋环流中有明显的中尺度天气系统活动(Parrish et al,1982;Anthes et al,1982)。中尺度对流系统(MCS)不仅和暴雨对应出现,而且还是直接导致暴雨的原因(李志楠等,2000;Chen et al,2004a;李江南等,2005;孙建华等,2006;林毅等,2007;刘晓波等,2008;李英等,2010)。在对0505号台风海棠的研究中,周玲丽等(2009)发现台风海棠暴雨主要是由边界层强中尺度辐合带直接影响造成的,边界层顶的强东风急流和对流层低层强偏南气流在浙闽地区的交汇是强辐合带的成因;徐文慧等(2009)发现其外围云系有一个明显发展的中尺度对流云团,台风东南急流在低层受地形影响发生强烈辐合引起的垂直上升运动和冷暖空气相汇合产生的对流不稳定性是台风环流内中尺度对流系统的主要形成机制;徐文慧等(2010)进一步研究指出台风海棠中MCS形成的背景不稳定是对流不稳定,维持和发展的机制是条件对称不稳定。赵宇等(2011)研究表明台风海棠减弱的低压倒槽内发生发展的两个中尺度对流系统是暴雨的直接影响系统。

地形也是台风暴雨的重要影响因子。研究表明地形对台风暴雨会起到增幅作用,地形越高,对暴雨增幅越大(Chen et al,2004b;季亮等,2008;张陆等,2008;黄奕武等,2009;周玲丽等,2009)。地形对暴雨的增幅,除了地形抬升作用外,山地地形起伏还能

够增强地面对大气的拖曳效应,使得台风环流滞留在原地,造成暴雨的持续过程(Chen et al,2004c)。冀春晓等(2007)还发现地形能激发螺旋云带中尺度对流云团的发生发展,当除去地形以后,中尺度气旋性涡旋也随之消失。王晓芳等(2007)认为气流在有利地形条件下辐合上升,它的触发作用成为台风特大暴雨发生的重要原因。

但是登陆台风内的中尺度系统活动十分复杂,目前对于台风内部中尺度系统的结构和活动机理及其与台风环流的相互作用还不十分清楚(李英等,2010),本文以2012年第11号台风海葵为例,对其在浙江西北部山区造成的强降水、台风内部中尺度系统活动及地形对台风暴雨的影响进行探讨。

1 资料及台风概况

本文采用了西北太平洋热带气旋最佳路径数据资料进行台风中心定位;华东地区的逐小时自动站资料用于降水及地面分析;形势场分析则是应用了NCEP再分析资料;在对台风环流内部结构分析中应用了我国FY2E卫星的云顶亮温(TBB)和华东地区雷达反射率拼图资料。

2012年第11号热带风暴海葵于8月3日08时(北京时,下同)在日本东偏南方向约1360 km的西北太平洋洋面上生成,生成之后快速向西北偏西方向移动,到8月7日14时加强为强台风,8月8日03时20分在浙江省象山县鹤浦镇沿海登陆,登陆时强度依然为强台风,近中心最大风力为 $42 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (14级);登陆后的“海葵”强度缓慢减弱,并先后穿过浙江宁波、绍兴及杭州等地,到了8月8日20时离开浙江进入安徽省境内(图1a中粗实线),之后在皖南一带停滞少动,强度继续减弱,8月9日23时中央气象台停止对“海葵”的编报。利用地面自动站资料绘制的8月6日08时至8月9日08时的雨量来看(图1a中阴影区),此次台风暴雨主要有两个暴雨中心,一个位于浙江东部宁波沿海,是由于台风登陆前和登陆时所造成,另一个位于浙江西北部和安徽东南部,与浙江天目山和安徽黄山相联系,两个暴雨区均是400 mm以上的特大暴雨,但范围有很大差异,与山区相联系的暴雨区范围小,雨量集中,最大单站的过程雨量出现在杭州市临安市市岭观测站(图中黑色三角形),达550.7 mm,从其逐小时的降水(图1b)可以看到,有连续十多个小时的降水在20 mm以上,最大1 h雨量超过了40 mm。

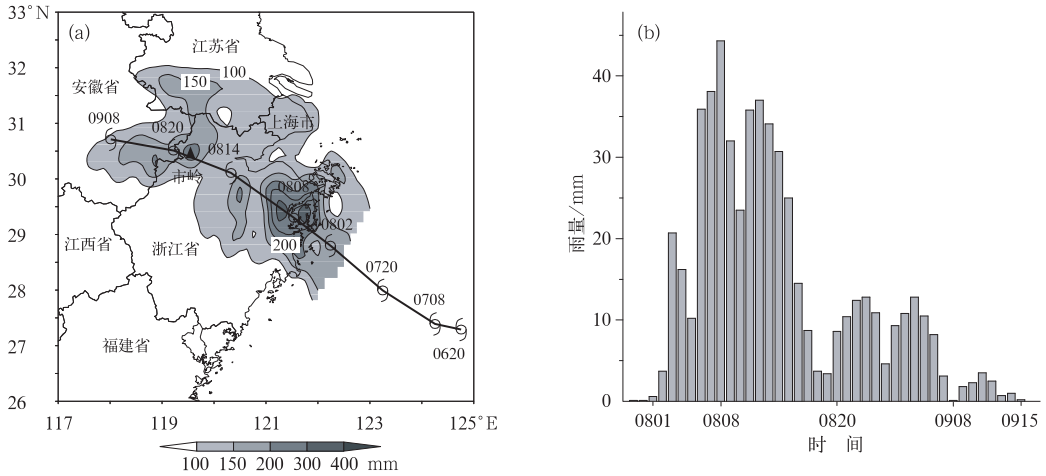


图 1 (a)2012 年 8 月 6 日 08 时至 9 日 08 时的累积降水量(阴影,单位:mm)和台风路径(粗实线), (b)市岭站逐小时雨量(单位:mm) [图(a)中黑色三角形表示市岭]

Fig.1 Observed rainfall (a) from 08:00 BT 6 to 08:00 BT 9 August 2012 (shaded, unit:mm) and typhoon track (solid line), (b) hourly precipitation (unit; mm) at Shiling Station (Black triangle in Fig. 1a represents Shiling Station)

此次台风由于是在靠近日本的西北太平洋洋面上生成,属于近海台风,不仅强度强,而且影响范围大,持续时间长。从 2012 年 8 月 8 日 02 时 31 分的我国风云气象卫星(FY2E)云图(图 2a)可以看到,即使“海葵”在登陆前夕,结构还保持完整,台风眼十分清晰,台风中心的密云区也非常紧密,螺旋云带更是清晰可辨。而且台风与洋面也联系紧密,尤其是海上的水汽输送带,与中心风速在 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南、偏东低空急流相配合(图 2b),源源不断地将水汽、能量输送到暴雨区,从而维持和延长了台风的生命史,并加剧了暴雨。位于台风北侧的西太平洋副热带高压虽然范围比较狭窄,但是它从海上一直深

入到河套地区,形成一个窄长的高压坝,这个高压坝不仅阻挡了“海葵”的北上,其南面的偏东气流引导着“海葵”往西移动,同时,由于这个高压坝的存在,北方南下的冷空气难以到达江淮流域,不能与台风结合,这也使得海葵不会因为冷空气的契入而迅速消亡,从而能够比较持久地影响江南地区。

2 登陆台风环流内的中尺度系统分析

2.1 中尺度云团 TBB 分析

从图2a的卫星云图可以看到,台风海葵的螺旋

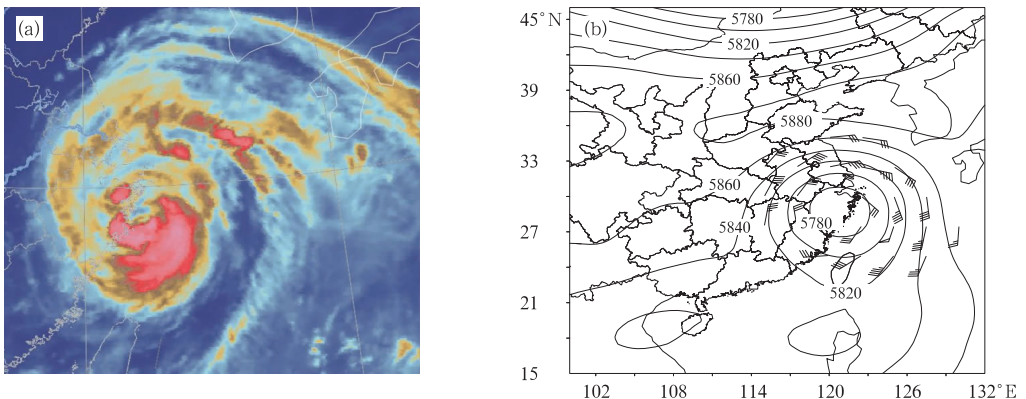


图 2 2012 年 8 月 8 日实况形势场 (a)02 时 31 分 FY2E 卫星云图,(b)08 时 500 hPa 高度场(等值线)和 850 hPa 风场(风羽, $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) Fig. 2 Observed patterns of (a) FY2E satellite at 02:31 BT, (b) geopotential height at 500 hPa and wind barb at 850 hPa (more than $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) on 8 August 2012

云带上有一些发展旺盛的中尺度云团,为了能够更清楚地看到这些云团的活动,利用我国 FY2E 卫星资料绘制了逐时云顶亮温(TBB)进行分析(图 3)。

在 2012 年 8 月 8 日 03 时(图 3a),此时台风即将登陆,而台风螺旋云系已经深入内陆,并形成了多个中尺度云团,位于浙江、安徽和江苏三省交界处有一个云团(MS-A,简称 A 云团,下同),云团范围较大,TBB 只有 -32°C ;在 A 云团东南侧的浙江东部沿海上空,有一个强度在 -52°C 以上的中尺度云团

B,该云团虽然范围比 A 要小,但其强度要强于 A 云团。A 云团主要对皖南、浙西北和苏南山区带来了降水,B 云团则主要对绍兴等浙江中北部地区造成了降水,两个都是减弱的云团,在经过 04 时(图 3b)、05 时(图 3c)的逐步减弱之后,到 06 时(图 3d),A 云团基本已经消散,对浙西北山区已无明显影响;而 B 云团虽然还存在,但是其范围和强度进一步减弱,处在消亡边缘。值得注意的是,在 B 云团北面的江苏、浙江交界上空,有一个新生的云团 C

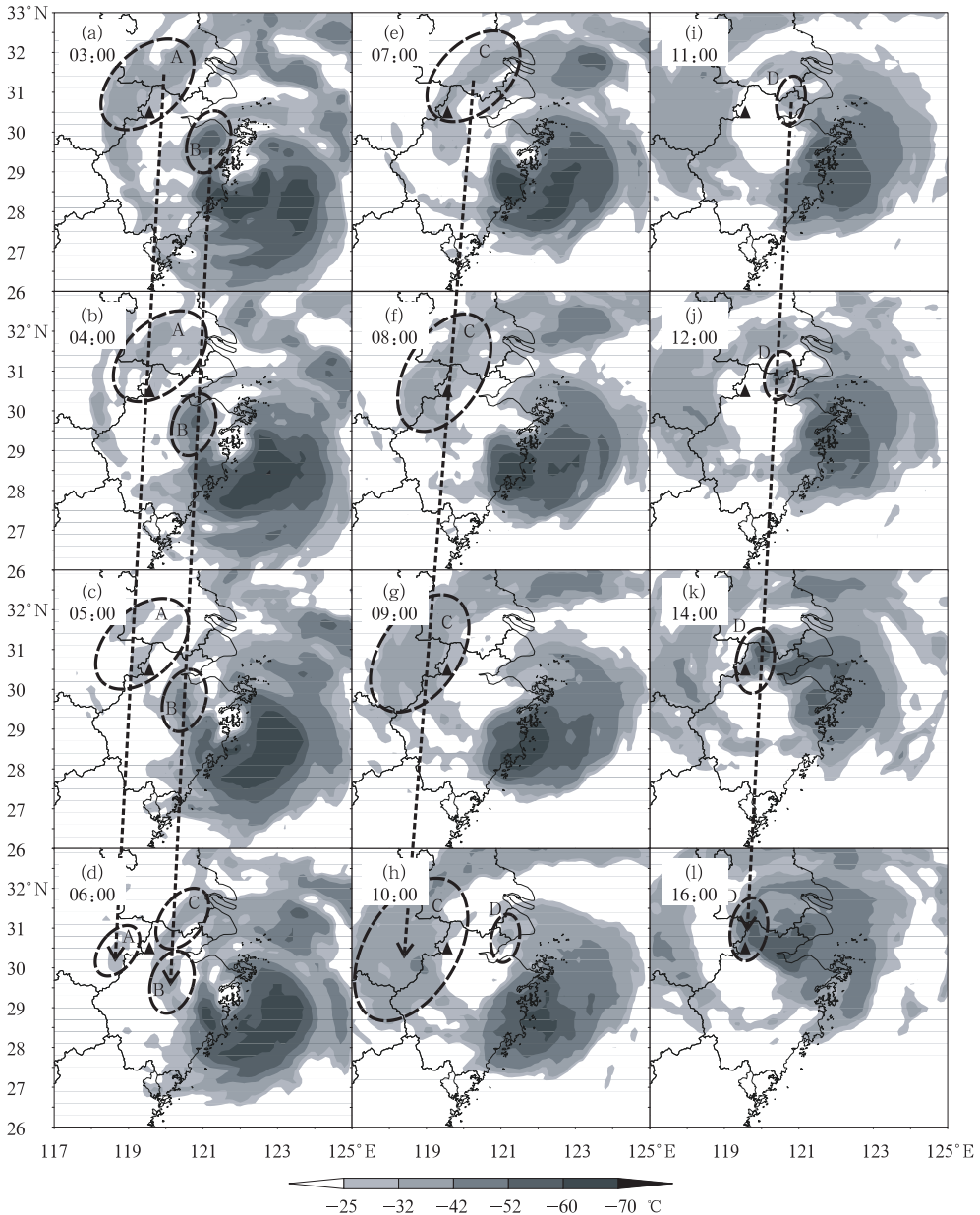


图 3 2012 年 8 月 8 日 03:00—16:00 的 TBB(阴影,单位: $^{\circ}\text{C}$)分布
(图中黑色三角形表示市岭)

Fig. 3 Distribution of TBB (shaded, unit: $^{\circ}\text{C}$) from 03:00 to 16:00 BT 8 August 2012
(Black triangle represents Shiling Station)

正在逐渐发展加强。

C 云团往西南方向移动,由于与 C 云团相联的台风螺旋雨带大部还在海上,水汽和能量还在不断输送进来,因此 C 云团不仅能够维持,而且随着时间推移,强度和范围渐渐加大,对浙西北和皖南山区带来了强降水(图 3e~3g)。到了 8 日 10 时(图 3h),C 云团在继续加强并向西南偏西移动的同时,从杭州湾上空又有一个新的中尺度云团 MS-D 移向内陆。D 云团尺度较小,但由于和台风主体联系紧密,因此在向西南移动的过程中,强度不断加强,在经过 11 时(图 3i)和 12 时(图 3j)的发展移动后,之后几个小时里(图 3k 和图 3l)D 云团到了浙西北山区上空,在浙西形成了强降雨,而 C 云团则进一步西移,进入了安徽、江西上空。

从 FY 卫星的 TBB 演变中可以看到,登陆台风螺旋云带内部有多个中尺度云团在活动,云团不断从台风内部分裂生成,并有一个从加强发展到逐渐消亡的过程,而正是在中尺度云团的直接作用下,给各地造成了一次又一次的强降水过程。

2.2 中尺度系统的活动

从 2012 年 8 月 8 日 08—11 时每小时的地面实

况场(图 4)分析来看,登陆台风内有明显的中尺度系统活动。08 时(图 4a)的地面散度场(填色)上分布着两条中尺度辐合带(图中粗虚线),一条(以“I”标注)从上海、江苏交界延伸到浙西北山区,主要是由东北风和西北风汇合形成的;另一条(以“II”标注)则位于杭州湾到金华一线,是由于偏西风和偏北风的辐合形成的,中尺度辐合带上分布着多个辐合中心。中尺度辐合带所在区域也正是台风中尺度系统发生发展旺盛的地区,它能够触发对流,加强辐合上升运动。而下 1 h 的雨量(等值线)正好也位于中尺度辐合带上,尤其是辐合中心附近,市岭(图中红色三角形)正好位于中尺度辐合中心上,因此下 1 h 雨量非常显著,从自动站记录(图 1b)来看,达到了 40 mm 以上。而从 08 时的华东雷达反射率拼图(图 4b)上也可以看到,在中尺度辐合带位置上,是与其相对应的两条雷达强回波带(虚线),强回波带也是由多个强回波中心构成,最大回波强度在 50 dBz 以上。中尺度辐合带、中尺度雨带和雷达强回波带三者具有很好的对应关系,表明了中尺度系统的活动十分活跃。

随着台风移动和东北气流的推动下,辐合带和雷达回波带向西南方向移动,到 09 时(图 4c 和 4d),

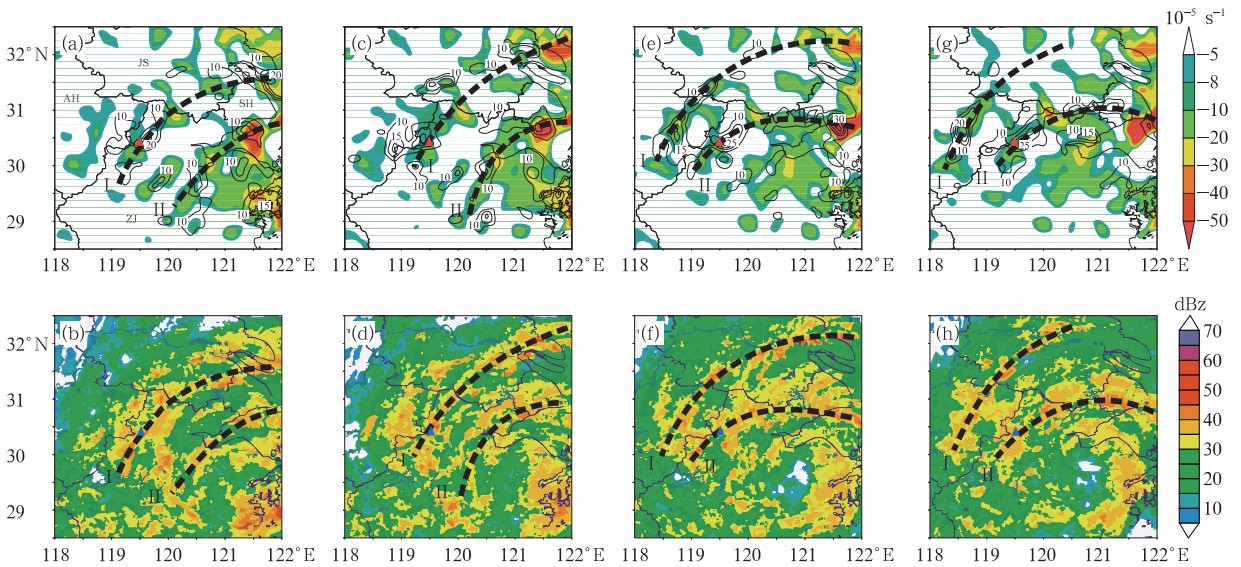


图 4 2012 年 8 月 8 日地面实况图

(a,c,e,g)散度(填色,单位: $10^{-5} s^{-1}$)和下一小时雨量(等值线,单位:mm),(b,d,f,h)华东地区雷达回波拼图(填色,单位:dBz);(a,b)08时,(c,d)09时,(e,f)10时,(g,h)11时
(图中粗虚线和字母“I”、“II”表示中尺度辐合/回波带,三角形表示市岭,
图 4a 中 JS、AH、SH 和 ZJ 分别表示江苏省、安徽省、上海市和浙江省)

Fig. 4 Observed surface patterns of divergence (a, c, e, g, shaded, unit: $10^{-5} s^{-1}$) and next hourly precipitation (contour, unit: mm); CAPPI echo of East China (b, d, f, h, shaded, unit: dBz) at (a, b) 08:00, (c, d) 09:00, (e, f) 10:00, (g, h) 11:00 BT 8 August 2012

(I and II represent mesoscale convergence/echo zone, black triangle represents Shiling Station, JS, AH, SH and ZJ in Fig. 4a represent Jiangsu Province, Anhui Province, Shanghai and Zhejiang Province, respectively)

由于这1 h移动缓慢,中尺度辐合带和雷达强回波带的位置没有发生多大变化,基本维持在原来的地方,强度也继续保持。到了10时(图4e),第一条中尺度辐合带已经运动到了苏中、皖南地区;而第二条则从浙中地区发展到了浙北和浙西北地区,浙西北山区刚好处在这条辐合带的西段,因此浙西北山区的暴雨继续延续。同时刻的“I”雷达强回波带(图4f)相应到了苏中、皖南地区,而“II”强回波带也在浙北和浙西北山区,与中尺度辐合带依旧对应良好。在11时(图4g和4h),两条中尺度辐合/雷达回波带基本停留在原地,尤其是“II”这条带,依然是浙西北地区暴雨的直接制造者。

暴雨的发生需要有充足的水汽和强上升运动,两者相互配合,暴雨才有可能发生。对台风暴雨中水汽敏感性试验表明水汽条件变化会影响降水量的大小,水汽输送对台风降水至关重要,暴雨过程中低层强辐合、高空辐散的配置有利于暴雨的维持(王黎娟等,2011;杜惠良等,2011;俞布等,2011;刘学刚等,2011;康岚等,2013)。

图5a是2012年8月8日08时925 hPa的水汽通量(等值线)和水汽通量散度(阴影),此时虽然台风已经登陆,但是其水汽通道一直畅通,台风东侧有一个 $33 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽通量中心,水汽通道从水汽通量中心一直往南延伸至 16°N 以南的洋面上,形成了一条从洋面到台风的水汽输送

带,为台风暴雨的发生提供了充足的水汽。而紧邻水汽通量中心左侧的是一个水汽通量散度中心,中心值达到了 $-3.5 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,当水汽输送到此地后,就会辐合上升。更加有利的是,在水汽通道上,850 hPa有一支由偏南风 and 偏东风汇合而成的低空急流(图2b),急流中心风速在 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在低空急流的作用下,海上的水汽和热量被源源不断地输送到台风暴雨区,让暴雨能够持续持久地发生。从经过 30°N 的垂直剖面来看(图5b),台风内部低层是一个高相对湿度区域,并且垂直上升运动很强烈,水汽、不稳定能量、热量在台风内部辐合上升,形成一个上冲鼻。当台风继续深入内地,其水汽通道与海洋完全切断之后(图略),降水就明显减弱,台风也随之逐渐消亡。

通过对台风海葵的实况分析可以发现,台风外围的东北风、西北风和偏西风,在有利地形配合下,往往会因为汇合而激发形成中尺度辐合带,未来强降雨区域也基本落在中尺度辐合带附近区域,中尺度辐合带对暴雨和中尺度系统有十分重要的触发作用。中尺度系统不断发展、演变和移动,导致了浙西北等地区持续不断有中尺度系统经过,因此,中尺度系统是造成台风暴雨的直接原因。台风东侧与海洋相联系的水汽、能量通道,则是暴雨发生和持续的必要条件,同时偏东风与东南风形成的低空急流,不仅促进了水汽的输送和辐合上升,加剧了暴雨,而且是

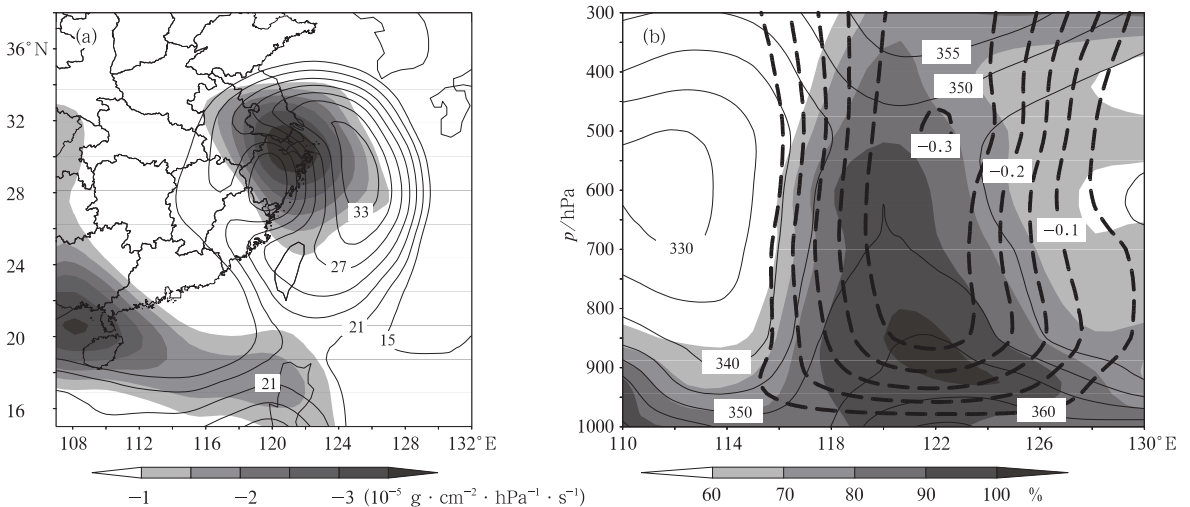


图5 2012年8月8日08时(a)925 hPa水汽通量散度(阴影, $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量(等值线,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), (b)经过 30°N 的相对湿度(阴影,单位:%)、相当位温(实线,单位:K)和垂直速度(虚线,单位: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)的垂直剖面。

Fig. 5 (a) Observed vapor flux divergence (shaded, unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vapor flux (contour, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 925 hPa and (b) vertical section of relative humidity (shaded, unit: %), equivalent potential temperature (solid, unit: K) and vertical velocity (dashed, unit: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 30°N at 08:00 BT 8 August 2012

中尺度系统移动的推动力。

3 模拟试验及结果分析

3.1 模拟设置和试验

通过对台风海葵螺旋云带内中尺度系统的分析,可以看到在台风登陆后,螺旋云带内的中尺度系统与浙西北山区地形相互作用,从而导致山区出现大暴雨,虽然中尺度系统是直接导致暴雨的原因,但是大暴雨中心区域主要落在浙西北山区,因此地形也有重要的作用。为了进一步了解地形在本次特大暴雨中的作用,本文采用 NCAR、NCEP 和 FSL/NOAA 等联合开发研制的细网格中尺度 Advanced Weather Research and Forecasting Model (ARW) 数值模式(WRFV3.1.1)进行模拟试验。模式采用全可压、非静力学方程,分为欧拉高度坐标和欧拉质量坐标两种坐标体系,水平格点采用 Arakawa-C 类格点(Skamarock et al,2008)。

模拟试验设计中的物理参数设置采用了如下的方案:WMS6 类(Hong et al, 2004; Hong et al, 2006)的微物理过程方案,Dudhia(1989)的短波辐射方案,RRTM(Mlawer et al,1997)的长波辐射方案,YSU(Hong et al, 2003)的边界层方案,Grell 3D(Grell et al,2002)的积云对流参数化方案。模拟过

程中采用两重嵌套网格,第一重格距为 30 km,第二重格距为 10 km,模拟中心为 28°N、118°E;模拟的初始时刻为 2012 年 8 月 7 日 08 时,积分 48 h,使用了美国国家环境预报中心(NCEP)的 1°×1°的全球预报系统(GFS)资料作为初始场资料。一共进行了两个模拟试验,一个是控制试验;另一个则是在相同参数和设置的前提下,将浙江西北部山区和安徽东南部山区地形(地形试验窗口参见图 6a 中的方框)削减为 200 m,从而与周边地区保持同等高度。

3.2 模拟结果分析

在控制试验的结果中,台风中心移动的路径与实况台风路径比较接近(图 6a),虽然在深入内陆之后(8 日 20 时),模拟与实况的路径略有偏差,但是台风主体在海上、登陆时以及登陆不久,模拟台风的移向、中心位置与实况偏差都较小,模式对台风路径的模拟效果还是比较理想的。从 8 日 08 时到 9 日 08 时的实况累积 24 h 雨量来看(图 6b,阴影),雨量呈东西向的带状分布,主中心分布在浙江西北部、安徽东南部和江苏南部地区,中心最大雨量在 250 mm 以上;同时段的模拟积分 24 h 雨量(等值线)也呈带状分布,雨带位置、范围和中心最大雨量量值与实况基本一致。无论从台风路径、移向,还是降水的范围、强度,模拟都能够比较正确地反映出实况。

在控制试验的模拟积分第 28 h(即 2012 年 8 月

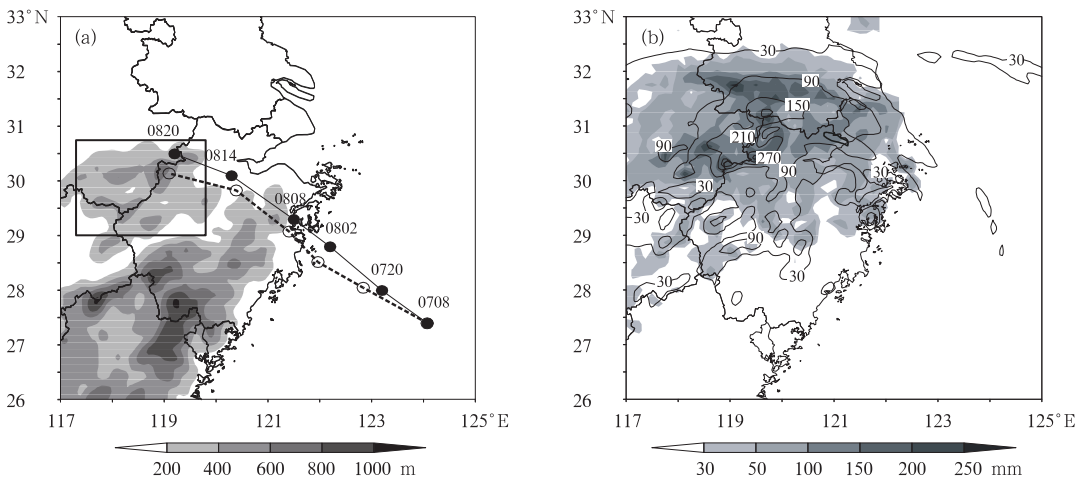


图 6 模拟结果

(a) 实况台风路径(实心圆)、模拟控制试验台风路径(空心圆)和地形高度(阴影,单位:m);
 (b) 控制试验积分第 24~48 小时雨量(等值线,单位:mm)和实况相应 24 h 雨量(阴影,单位:mm)

(图 6a 中的方框表示去掉地形的范围)

Fig. 6 Numerical simulation results analysis of (a) terrain (shaded, unit: m) and observed typhoon track (filled circles) and simulated (empty circles) by control experiment, (b) observed (shaded, unit: mm) and simulated precipitation (contour, unit: mm) by control experiment from 08:00 BT 8 to 08:00 BT 9 August 2012 (Box in Fig. 6a is the range of terrain cut in no terrain experiment)

8日12时)地面散度(图7a,填色)和下1h雨量(等值线)叠加图上可以看到,在市岭(蓝色三角形)附近也存在着两条模拟辐合带(图中“I”和“II”),辐合带位置、形状与8日10时的地面实况图(图4e)非常接近,下1h的雨量也落在辐合带上;对应的模拟雷达反射率(图7b)也有两条强回波带,最大回波强度达到了45 dBz,不仅与模拟辐合带对应较好,而且同实况(图4f)较为相似。1h之后(图7c和7d),随着台风缓慢向内陆推进,第一条辐合带继续向西移

动,而第二条辐合带有“滞留”现象,位置变化不大,这与实况两条辐合带的变化(图4g和4h)比较一致。虽然模拟出现的现象与实况存在一定的时间差(落后实况2h),但是辐合带、降水带和强回波带有着较好的对应关系,这也反映了模拟结果的可靠性。

当削减了浙江西北部和安徽东南部山区之后,虽然台风路径没有发生明显变化(图略),而且降水的整体落区基本也与原来相一致(图8a),但是安徽东南部、浙江西北部等主要降水中心区的雨量明显

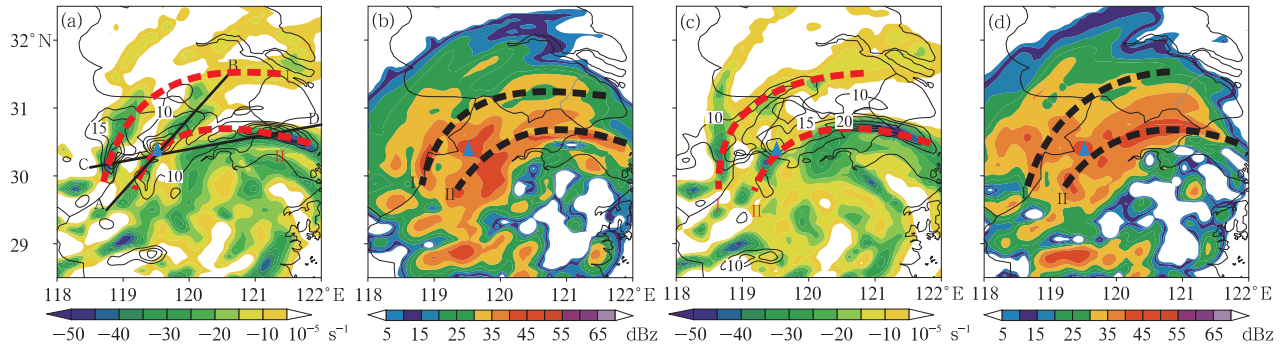


图7 控制试验模拟结果地面分析

- (a, c)散度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})和下1h雨量(等值线,单位:mm)叠加图,
 (b, d)模拟雷达反射率(填色,单位:dBz),(a, b)积分第28小时,(c, d)积分第29小时
 (图中粗虚线和字母“I”、“II”表示中尺度辐合/回波带,三角形表示市岭)

Fig. 7 Surface analysis of control numerical simulation results of (a, c) divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and precipitation (contour, unit: mm) in the next 1 hour, (b, d) radar reflectivity (shaded, unit: dBz); (a, b) at the 28th integral hour; (c, d) at the 29th integral hour (Black triangle represents Shiling station, I and II represent mesoscale divergence/echo zone)

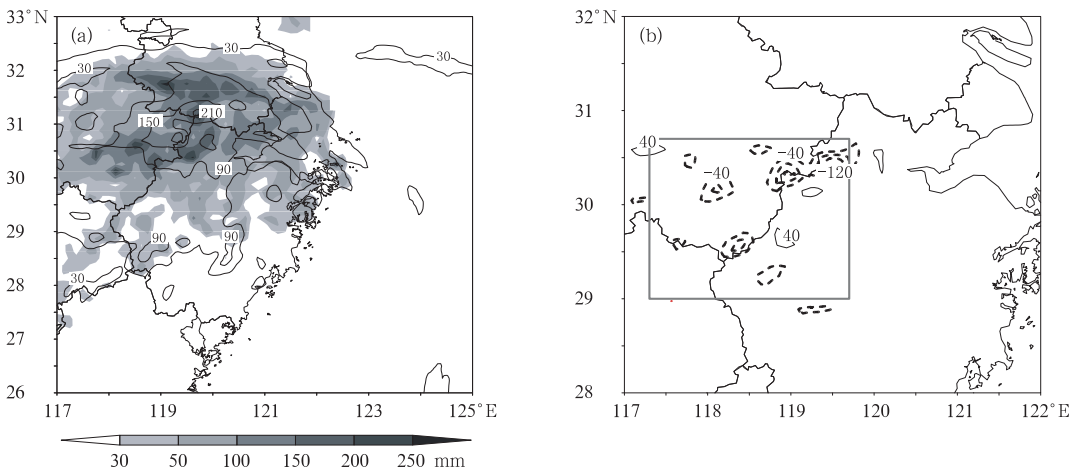


图8 去地形试验模拟结果

- (a)去地形试验24h雨量(等值线,单位:mm)和实况相应24h雨量(阴影,单位:mm);
 (b)去地形试验与控制试验24h雨量差(方框表示削减地形的范围)

Fig. 8 (a) Observed (shaded, unit: mm) and simulated precipitation (contour, unit: mm) by no terrain experiment from 08:00 BT 8 to 08:00 BT 9 August 2012, (b) the difference of precipitation from 08:00 BT 8 to 08:00 BT 9 August 2012 between no terrain experiment and control experiment (Box is the range of terrain cut in no terrain experiment)

减小(图 8b),普遍锐减了 40 mm 以上,局部减少了 120 mm。从减小的范围来看,主要锐减区是削减地形的范围。因此,此次浙江西北部山区的地形对于台风的作用主要体现在对暴雨的增幅作用,增幅量在 30%左右,而对于路径、降水范围影响不大。

通过对比分析控制试验和去地形试验的低层水汽通量及风场分布(图略),发现去掉地形之后,低层水汽通量强度和低空东风、东南风急流并没有发生显著变化,水汽仍然可以通过水汽通道输送到内陆。

3.3 台风云带的垂直结构

为了进一步了解台风云带在市岭山区附近的空间结构以及地形对暴雨的增幅原因,沿台风前进方向并经过市岭选取了两条剖面(图 7a 中 AB 和 CD 线)来分析云带的垂直结构。

在模拟积分第 28 h,沿着 CD 剖线上空的垂直速度(图 9a,等值线)自西向东呈现多个上升运动中心,最大上升中心速度在 $40\sim 60 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,上升运动中心下方是强辐合中心,上方则是对应的辐散中心(填色),从而构成了多个中尺度系统,由此可见台风云带呈现低层辐合。高层辐散,并配有强上升运动这样的配置,镶嵌了多个中尺度系统,是降水的集中

带。而在市岭(黑色三角形)上空近地面则出现了下沉中心,这是由于市岭山区的强降水造成的。在下 1 h(图 9b),自西向东依旧有多个辐散辐合对,并对应有强上升运动中心排列,相对上 1 h,这些中尺度系统有了明显的西移,这是由于台风在深入内陆过程中,推动了螺旋云带的移动发展。这些中尺度系统不间断地从市岭山区经过,带来了短时强降水,从而造成了市岭山区的特大暴雨。

当削减了地形之后,排列在螺旋云带之中的辐合辐散对依然存在(图 9c),中尺度系统还是呈带状分布,所不同的是,原来在市岭东面上空是沿地形倾斜上升的垂直运动,是将水汽通过低层辐合输送到了市岭上空,从而为市岭带来强降水,因此其近地面是降水拖曳导致的下沉运动。而在去地形试验中,由于地形被削减,导致了该倾斜上升位置更加偏东,但还是位于地形突变之处,上升运动更加垂直,所以对市岭的水汽辐合上升运动大大削弱,从而导致市岭的降水明显减弱,下沉运动不显著。反之,在市岭东侧,由于地形的抬升作用,垂直运动加强,这些地区的降水反而加强(参见图 8b 中的实线)。1 h 之后(图 9d),中尺度系统在西移的同时,也呈现出与前 1 h 类似的空间分布特征。

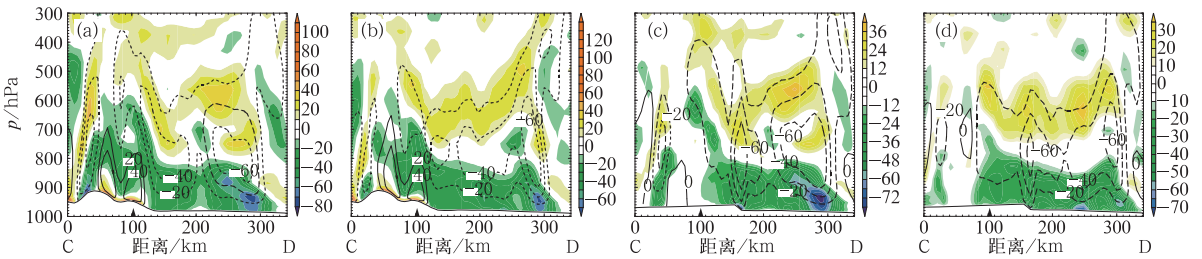


图 9 沿图 7a 中 CD 线的散度场(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直速度(等值线,单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a, c)积分第 28 小时, (b, d)积分第 29 小时, (a, b)控制试验, (c, d)去地形试验
(黑色三角形表示市岭)

Fig. 9 Vertical section of divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and vertical velocity (contour, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along line CD in Fig. 7a at the (a,c) 28th integral hour, (b,d) 29th integral hour;
(a,b) control experiment, (c,d) no terrain experiment
(Black triangle represents Shiling Station)

图 10a 是积分第 28 h 沿着图 7a 中 AB 线(即台风风向辐合区)的散度场(填色)和平行于剖面的风场分量(等值线),在台风云带的中低层存在着一支倾斜向上的东北风急流,急流中心高度大约在 800 hPa,中心风速在 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。中低层的散度场以辐合为主,尤其是市岭山区迎风坡的近地面,散度中心值达到了 $-1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上,而在背风坡的近

地面则出现了强辐散。台风在前进中遇到地形之后,气流出现了抬升和绕流现象,因此在迎风坡形成风速的辐合,促进了上升运动,而到了背风坡正好相反,气流加速下沉,所以地形对于此次大暴雨有着较大影响,这与地形试验结果相一致。同样,在涡度场上(图 10b,填色),此时的中尺度系统主体还位于迎风坡,从垂直于剖面的风场分量(等值线)来看,市岭

西面有一支西北风急流,急流中心高度位于边界层顶,中心风速超过了 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中低层西北气流的契入加强了低层的辐合。

1 h 之后,迎风坡的中尺度系统主体经过了市岭,低层辐合高层辐散这样的动力上升配置主要出现在了市岭西侧(图 10c),而东北风急流依旧强劲;从涡度场(图 10d)上可以非常明显看到此时涡度中心已经基本越过市岭,相比较前一个时次,此时涡度中心的强度和范围都有了显著的减小,中尺度系统在遇到地形之后会加强对流,但也会削减其生命史,

使得对流发生更加集中在市岭地区,对暴雨起到增幅作用。

通过对台风云带空间结构的分析,可以看到低层有两支急流,一支是东北急流,另一支是西北急流,两支急流在低层相遇形成的辐合加强了云带内的中尺度系统。在急流的推动下,中尺度系统不断地移向市岭山区,加上市岭山区地形的抬升作用,促使垂直运动加强,降水更加集中和猛烈。因此,中尺度系统是造成此次强降水的主要因素,而地形则加大了市岭降水的强度。

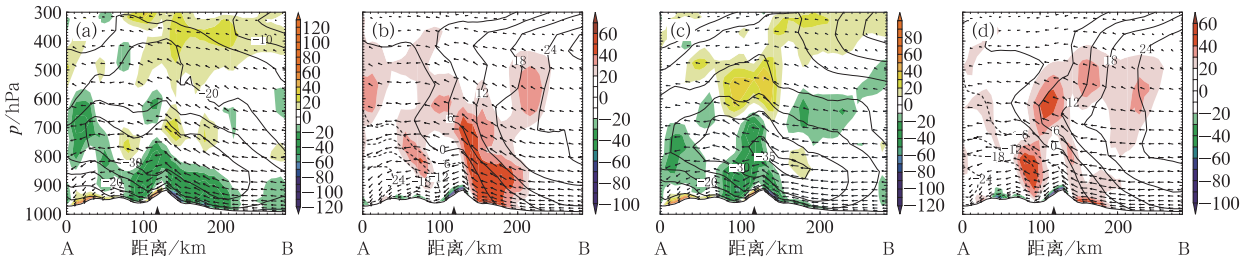


图 10 沿图 7a 中 AB 线的空间结构(a,c)散度场(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})和平行于剖面的风场分量(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b,d)涡度场(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})和垂直于剖面的风场分量(等值线,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (a,b)积分第 28 小时, (c,d)积分第 29 小时
(黑色三角形表示市岭)

Fig. 10 Vertical cross-sections along line AB in Fig. 7a of (a,c) wind speed paralleled with the cross section (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}); (b,d) wind speed perpendicular to the cross section (contour, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}); (a,b) at the 28th integral hour; (c,d) at the 29th integral hour
(Vectors are the wind circulation. Black triangle represents Shiling Station)

4 结 论

台风海葵以台风级别强度在浙江登陆,然后直奔内陆,造成了包括浙江西北山区在内的多地发生暴雨洪涝灾害,形成了严重危害。本文通过对台风海葵内陆强降水过程中的台风内部中尺度系统分析,得到如下结论:

(1) 登陆台风内部有多个中尺度云团在活动,云团不断从台风内部分裂生成,并有一个从加强发展到逐渐消亡的过程,而正是在中尺度云团的直接作用下,给各地造成了一次又一次的强降水过程。

(2) 台风偏东风、东南风急流的辐合是台风前进的推动力,在风场的推动下,中尺度系统不断发展、演变和移动,导致了浙西北等地区持续不断地被中尺度系统所笼罩,因此,中尺度系统是造成台风暴雨的直接原因。充沛的水汽及其输送、强垂直上升运动则是台风暴雨形成的必要条件。

(3) 台风外围的东北风、西北风和偏西风往往会因为汇合而形成中尺度辐合线,中尺度辐合线能够激发中尺度系统,未来强降水区域也基本落在中尺度辐合线附近区域,中尺度辐合线对暴雨有十分重要作用。

(4) 浙江西北部山区的地形对于台风暴雨的增幅作用主要通过加强垂直运动来体现,暴雨的增幅量在 30% 左右,对于路径、降水范围影响不大。

参考文献

- 陈久康,丁治英. 2000. 高低空急流与台风环流耦合下的中尺度暴雨系统. 应用气象学报, 11(3): 271-281.
- 陈联寿,丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京: 科学出版社.
- 丛春华,陈联寿,雷小途,等. 2011. 台风远距离暴雨的研究进展. 热带气象学报, 27(1): 264-270.
- 丁治英,张兴强,何金海,等. 2001. 非纬向高空急流与远距离台风中尺度暴雨的研究. 热带气象学报, 17(2): 144-152.
- 杜惠良,黄新晴,冯晓伟,等. 2011. 弱冷空气与台风残留低压相互作用对一次大暴雨过程的影响. 气象, 37(7): 847-856.

- 黄奕武,端义宏,余晖. 2009. 地形对超强台风罗莎降水影响的初步分析. *气象*,35(9):3-10.
- 冀春晓,薛根元,赵放,等. 2007. 台风 Ranim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟研究. *大气科学*,31(2):233-244.
- 季亮,费建芳. 2008. 地形对登陆台风麦莎(2005)影响的数值模拟研究. *气象*,34(6):60-66.
- 康岚,牛俊丽,徐琳娜,等. 2013. 台风对四川暴雨影响的环境场对比分析. *气象*,39(4):428-435.
- 李改琴,梁海河,王树文,等. 2007. 台风海棠远距离暴雨中尺度系统特征. *气象*,33(8):17-23.
- 李江南,蒙伟光,闫敬华,等. 2005. 热带风暴 Fitow(0114)暴雨的中尺度特征及成因分析. *热带气象学报*,21(1):24-32.
- 李英,陈联寿,钱传海,等. 2010. 登陆台风 Ranim(0414)环流内中尺度辐合线的形成和发展研究. *气象学报*,68(5):640-651.
- 李志楠,郑新江,赵亚民,等. 2000. 9608号台风低压外围暴雨中尺度云团的发生发展. *热带气象学报*,16(4):316-326.
- 林毅,刘铭,刘爱鸣. 2007. 台风龙王中尺度暴雨成因分析. *气象*,33(2):22-28.
- 刘晓波,皱兰军,夏立. 2008. 台风罗莎引发上海暴雨大风的特点及成因. *气象*,34(12):72-80.
- 刘学刚,李庆宝,张金艳,等. 2011. 近年来引发青岛暴雨的台风特征分析. *气象*,37(9):1091-1099.
- 孟智勇,徐祥德,陈联寿. 2002. 9406号台风与中纬度系统相互作用的中尺度特征. *气象学报*,60(1):31-38.
- 孙建华,齐琳琳,赵思雄. 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统研究. *气象学报*,64(1):58-71.
- 孙兴池,陈金敏,刁秀广,等. 2009. 一次远距离台风暴雨过程分析. *气象*,35(5):34-41.
- 王黎娟,高辉. 2011. 西南季风与登陆台风耦合的暴雨增幅诊断及其数值模拟. *大气科学学报*,34(6):662-671.
- 王晓芳,胡伯威. 2007. 地形对 0604 号“碧利斯”登陆台风暴雨的影响. *暴雨灾害*,26(2):97-102.
- 徐文慧,倪允琪. 2009. 登陆台风环流内的一次中尺度强对流过程. *应用气象学报*,20(3):267-275.
- 徐文慧,倪允琪,汪小康,等. 2010. 登陆台风内中尺度强对流系统演变机制的湿位涡分析. *气象学报*,68(1):88-101.
- 杨慧娟,李宁,雷颢. 2007. 我国沿海地区近 54a 台风灾害风险特征分析. *气象科学*,27(4):413-418.
- 杨晓霞,陈联寿,刘诗军,等. 2008. 山东省远距离热带气旋暴雨研究. *气象学报*,66(2):236-250.
- 俞布,缪启龙,潘文卓,等. 2011. 杭州市台风暴雨洪涝灾害风险区划与评价. *气象*,37(11):1416-1422.
- 张陆,周玲丽,查贲,等. 2008. 昌化“9.3”特大暴雨的中尺度分析. *浙江大学学报(理学版)*,35(3):336-342.
- 赵宇,崔晓鹏,高守亭. 2011. 引发华北特大暴雨过程的中尺度对流系统结构特征研究. *大气科学*,35(5):945-962.
- 周玲丽,翟国庆,王东法,等. 2009. 0505号“海棠”台风暴雨数值模拟试验和分析. *大气科学*,33(3):489-500.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2000. *天气学原理和方法(第三版)*. 北京:气象出版社,507-555.
- Anthes R A, Kuo Y R, Benjamin S G, et al. 1982. The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: Preliminary modeling results. *Mon Wea Rev*,110(9):1187-1213.
- Chen L S, Luo H B, Duan Y H, et al. 2004a. An overview of tropical cyclone and tropical meteorology research progress. *Adv Atmos Sci*,21(3):505-514.
- Chen L S, Luo Z X. 2004b. A study of the effect of topography on the merging of vortices. *Adv Atmos Sci*,21(1):13-22.
- Chen L S, Luo Z X. 2004c. Interaction of typhoon and mesoscale vortex. *Adv Atmos Sci*,21(4):515-528.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J Atmos Sci*,46:3077-3107.
- Grell G A, Devenyi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys Res Lett*,29(14):1693-1697.
- Hong S Y, Dudhia J. 2003. Testing of a new non-local boundary layer vertical diffusion scheme in numerical weather prediction applications. 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction, Seattle, WA, USA.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon Wea Rev*,132:103-120.
- Hong S Y, Lim J O J. 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteor Soc*,42:129-151.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res*,102(D14):16663-16682.
- Parrish J R, Burpee R W, Marks J F D, et al. 1982. Rainfall patterns observed by digitized radar during landfall of Hurricane Frederic (1979). *Mon Wea Rev*,110(12):1933-1944.
- Schumacher R S, Johnson R H. 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood. *Mon Wea Rev*,136:3964-3986.