

杜惠良, 黄新晴, 冯晓伟, 等. 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[J]. 气象, 2011, 37(7): 847-856.

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^{*}

杜惠良 黄新晴 冯晓伟 滕代高

浙江省气象台, 杭州 310017

提 要: 本文利用多普勒雷达资料、中尺度自动站雨量资料, 结合经过控制试验的高精度数值模拟输出的诊断物理量, 研究了 2010 年“莫兰蒂”台风低压环流在浙江中北部地区引发的大暴雨天气过程的物理原因。结果表明: 这次大暴雨过程主要由“莫兰蒂”残留云系、副高边缘的暖湿气流和北方的弱冷空气共同影响产生, 降水回波为积层混合性降水回波, 降水效率高; 杭州地区多个中小尺度系统的相互作用使得对流云团在该地区持续加强和发展, 而强降水中心附近风速的加强和面积的扩大, 使整个降水时段内不断有水汽输入降水区, 为降水提供了丰沛的水汽条件; 对流层中低层正的垂直螺旋度, 低层负湿位涡区和中高层正湿位涡区的配置形成的不稳定能量在弱冷空气入侵时有利于造成较强烈的中尺度上升运动, 加上降水引起的潜热释放对中高层空气的加热作用, 从而能够形成持续的抽吸作用。这些条件能引起持续性的强降水, 导致了杭州地区暴雨的发生。研究此次大暴雨过程, 对预报有一定的指示意义。

关键词: 低压环流, 大暴雨, 数值模拟, 诊断分析

The Effect of the Interaction Between Weak Cold Flow and Typhoon Depression on a Rainstorm

DU Huiliang HUANG Xinqing FENG Xiaowei TENG Daigao

Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017

Abstract: The heavy rainstorm resulting from depression circulation of typhoon Meranti is studied with the analysis of Doppler radar reflectivity, mesoscale observational data and the diagnosis of the simulation results from the mesoscale numerical weather research and forecasting model (WRF). The main results show that the remained cloud system of Meranti, the warm and moist flows in the border of subtropical high and the weaker cold air from higher altitudes are responsible for this rainstorm. The precipitation radar reflectivity consists of cumulus and stratus, which can produce more precipitation amounts than a unique kind cloud. The interaction among several meso- and micro-scale convective systems is advantageous to the development of local convective cloud cluster, and the wind velocity zone occurs with the enhancement in the intensity and area of wind velocity. During the period of rainfall, the moist condition for precipitation is satisfied with the moist transporting into the rainfall region. The configuration of the vertical helicity at mid- and low levels, the strong ascending movement resulting from the invasion of the weak cold air into the air column where the negative moist potential vorticity is at low levels and the positive moist potential vorticity is at middle and upper levels, and the heating effect coming from the latent heat release made a sustained pumping action, which leads to the standing raining and forms the rainstorm in Hangzhou. This can be an index for forecasting tropical cyclone local rainstorm.

Key words: depression circulation, heavy rainstorm, numerical simulation, diagnostic analysis

* 2011 年中国气象局预报员专项(CMAYBY2011-018, CMAYBY2011-019)资助

2010 年 12 月 23 日收稿; 2011 年 5 月 26 日收修定稿

第一作者: 杜惠良, 主要从事天气预报技术研究工作. Email: zhejduhl@126.com

引言

台风暴雨作为一种突变性的强降水过程,一直以来都是台风降水研究的重点和难点^[1-2],对其的研究受到各类气象工作者的高度重视^[3-16]。

台风登陆以后,一般情况下由于近地层摩擦效应使得台风环流低层输入动能迅速减小,入流减弱,台风环流域内的抽吸效应减弱;同时由于台风登陆后下垫面水汽条件减弱,台风暖心结构不能维持,导致台风强度迅速减弱,降水减小^[17-20]。但是,当登陆台风与中纬度系统相互作用而发生变性^[21-22],向内移动过程中有来自低纬度赤道辐合带的水汽输送^[23],与有利地形发生相互作用不断有增强的二级环流产生^[24],以及与环境场中的中小尺度对流系统相互作用^[25]等,这些条件均可以使减弱的台风低压环流获得能量而重新发展,引起局地暴雨的发生。其中,历史上著名的河南“75.8”大暴雨就是由 7503 号台风低压深入河南省境内造成的^[26-28],这类暴雨往往预报难度大。由此需要预报员在实际业务过程中对台风低压环流造成大暴雨的典型个例进行系统深入的分析,以期对此类暴雨过程的物理过程和触发机制有清楚的了解。

2010 年“莫拉蒂”台风停止编号后,其残留低压环流仍然得以维持,并沿偏北方向由南向北穿过浙江省,并与 11 日 05—12 时在杭州至嘉兴一带产生大暴雨(其中最大每小时降水量达 102 mm)。由于降水强度大、时间短,以致各类预报方法均没有预报成功。因此,有必要对此次暴雨发生的主要物理过程和触发因子进行深入研究。

1 个例概况

2010 年 9 月 10 日 03 时 30 分“莫拉蒂”台风在福建省石狮市登陆,登陆后强度逐渐减弱,19 时热带风暴进入浙江省境内,20 时减弱为热带低压,11

日 02 时停止编报,“莫拉蒂”残余低压环流在浙江省境内沿东北偏北方向移动,前期在浙江中南部雨量不大,在台风环流中心经过的地区出现了局部 50 mm 的降水。11 日 05 时低压环流中心进入杭州南部,降水突然加强,12 时移出嘉兴地区,浙江降水结束,近 7 小时内浙江中北部低压环流经过的地区出现了 200 mm 以上的大暴雨(图 1)。自动气象站测量到的 3 小时累积最大降水量,其中杭州白马湖为 218.9 mm,萧山金西村为 143.3 mm。表 1 给出了“莫拉蒂”引发局地强降水期间的降水中心测站 1 小时的雨量分布,由表 1 可知,最大 1 小时雨量中心随低压由西西南向西北北方向移动,开始于杭州地区的 1 小时雨量大于离开嘉兴地区的 1 小时雨量,其中白马湖最大 1 小时雨量达 102.3 mm,具有明显的局地性和短时强降水特征,降水强度和范围随系统移动而有所减弱和缩小。

本次大暴雨过程,由于降水强度强、降水集中,杭州和嘉兴地区出现了严重的城市内涝,造成了严重经济损失(表 1)。

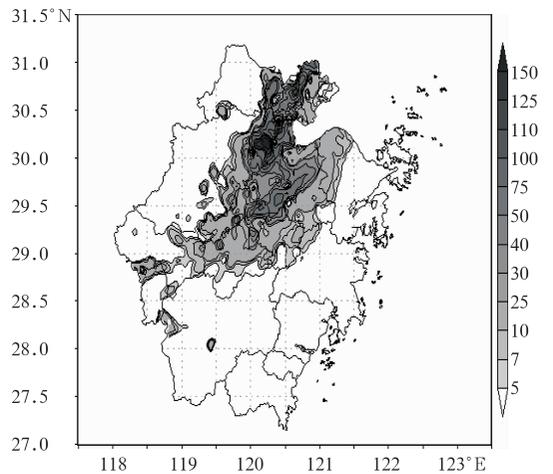


图 1 2010 年 9 月 11 日 05—12 时累计降雨量(单位:mm)

Fig. 1 Accumulated precipitations from 05 to 12 BT 11 September 2010 (unit: mm)

表 1 2010 年 9 月 11 日 06—10 时强降雨中心最大 1 小时雨量分布

Table 1 The time and station distribution of maximal hourly precipitation at the heavy rainfall center from 06:00 to 10:00 September 11, 2010

测站	仁桥	白马湖	萧山	龙虎山	洪合	油车巷
最大 1 小时雨量出现时段	6—7	6—7	7—8	8—9	9—10	9—10
最大 1 小时雨量/mm	66.4	102.3	62.4	76.6	66.1	48.6

2 弱冷空气与台风残留低压相互作用的雷达探测特征

2.1 雷达基本反射率特征分析

分析杭州多普勒天气雷达基本反射率 0.5° 仰角产品(图略)发现,05—09 时杭州市区和萧山西部的降水回波普遍偏强,基本在 30 dBz 以上,09—10 时强回波移至萧山东部,强回波中心在 05—09 时这

一时间段内移动缓慢,最强回波最高达 60 dBz 。降水回波分布呈不对称结构,低压移动方向的左侧为小的块状、带状、片状的积层混合性降水回波,右侧为片状的层积混合性降水回波,其中低压西北侧回波不断加强、发展成块状、带状,形成以块状、带状回波为主的积层混合性回波并反复影响杭州东部地区,基本反射率因子剖面图(图略)显示强反射率因子主要集中在低层,降水效率高,在强回波处还伴有雷电。

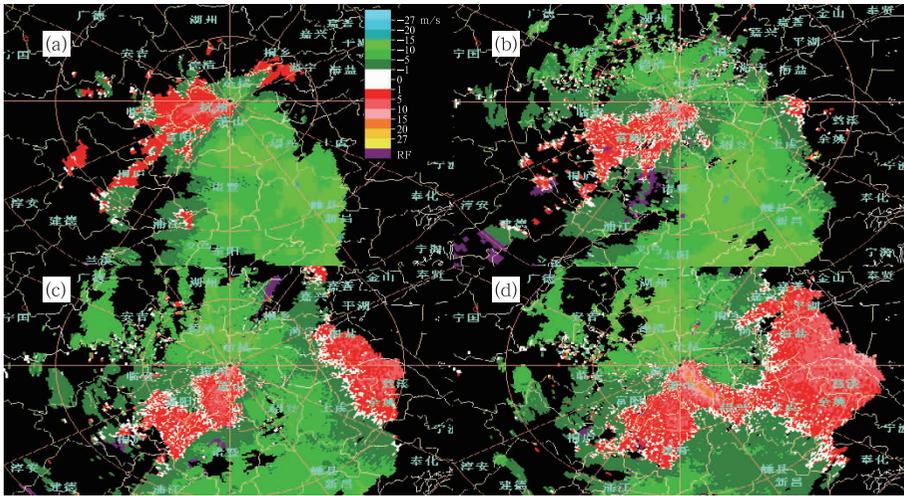


图 2 2010 年 9 月 11 日杭州多普勒雷达 2.4° 仰角速度场演变

(a) 05:30; (b) 06:30; (c) 07:30; (d) 08:30

Fig. 2 The radial wind velocity evolution at 2.4° elevation of Doppler radar Hangzhou for (a) 05:30, (b) 06:30, (c) 07:30, and (d) 08:30 BT 11 September 2010

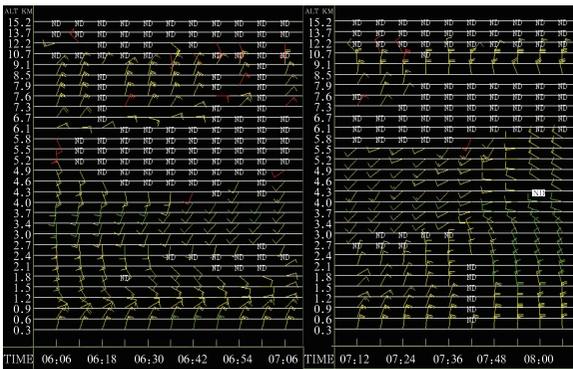


图 3 2010 年 9 月 11 日杭州多普勒雷达风廓线 $30.27^\circ\text{N}, 120.34^\circ\text{E}$, 横坐标为时间,

纵坐标表示高度,单位:km;ND 表示无回波数据

Fig. 3 The wind profiles of Doppler radar at Hangzhou ($30.27^\circ\text{N}, 120.34^\circ\text{E}$) on 11 September 2010 The X-axis is time, in BT, the Y-axis is altitude, in km, “ND” indicates no echo data

2.2 多普勒速度场分布特征分析

从径向速度图(图 2) 2.4° 仰角上可以看到低层存在零速度随高度顺时针旋转,大尺度辐合特征十分明显,负速度弯向正速度,测站北侧的零速度线弯曲程度加大,而南侧零速度线弯曲程度减少,这表明存在暖平流和大尺度辐合运动的叠加。随着降水的持续,在速度图上零速度线一侧的某一部分出现了不规则的弯曲,负速度区向正速度区伸展,这一现象说明该处有中小尺度系统活动。测站两旁存在对称的正负速度对,正负速度中心距离越近则表示辐合越强,而此时回波强度达到 45 dBz 以上,回波移动缓慢近乎停滞,因而也就造成了降水的持续。强回波中心移动,也即强降水区域的移动与地面的辐合辐散运动有着密切的关系。一般情况下,强回波中

心的移动朝着辐合区方向。低层正速度区为强辐合区,对应于强降水中心,随着正速度中心的东移,相应的强降水中心也东移,正速度大值中心远离测站,相对应的低层辐合也随之减弱,且降水强度相应的减弱。

2.3 雷达风廓线资料分析

2010年9月11日04:00时以前,1.5 km以下为北到东北风,中上层“ND(无回波数据)”为干层,04:06,5.5 km以下为湿层,1.5~5.5 km为东南到

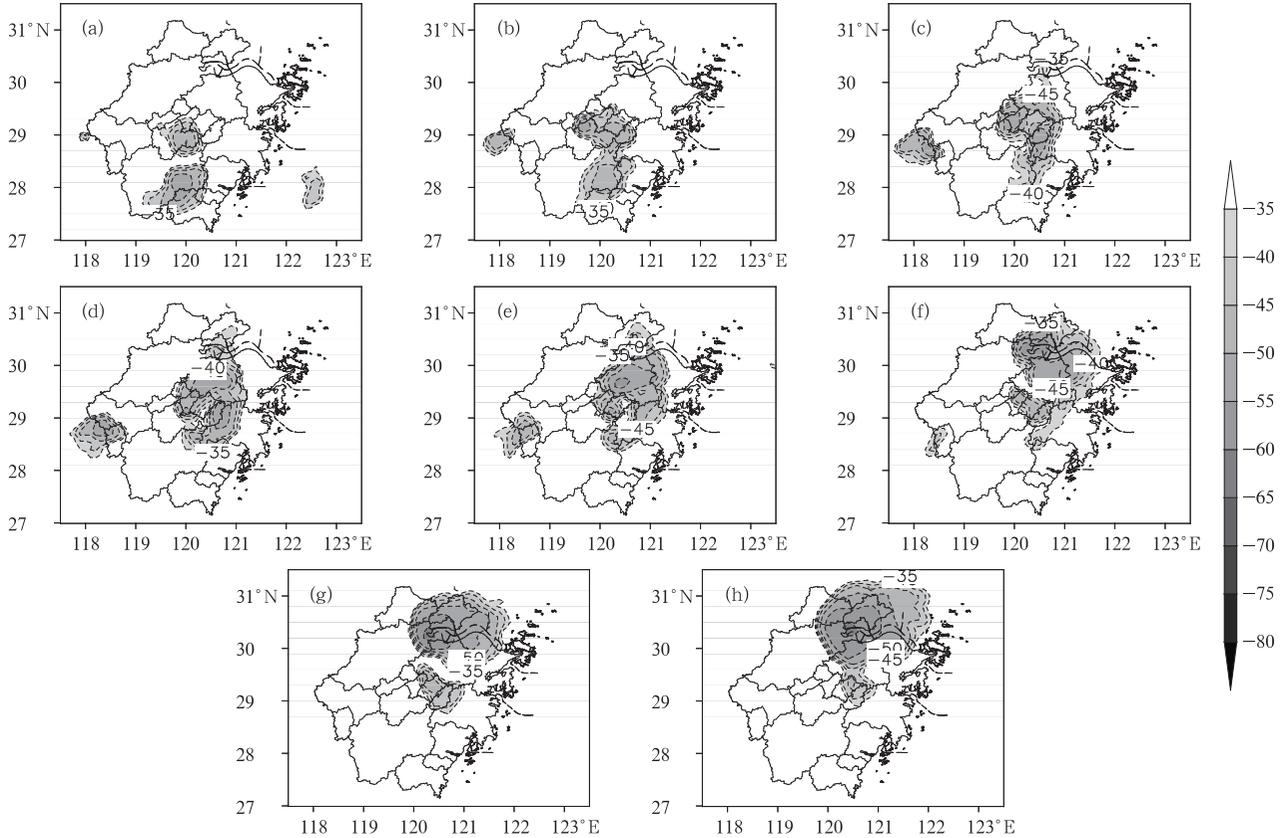


图 4 2010年9月11日02—09时TBB演变图(单位: °C)

(a) 02:00; (b) 03:00; (c) 04:00; (d) 05:00; (e) 06:00; (f) 07:00; (g) 08:00; (h) 09:00

Fig. 4 The time evolution of TBB from 02:00 to 09:00 BT 11 September 2010 (unit: °C)

(a) 02:00, (b) 03:00, (c) 04:00, (d) 05:00, (e) 06:00, (f) 07:00, (g) 08:00, (h) 09:00

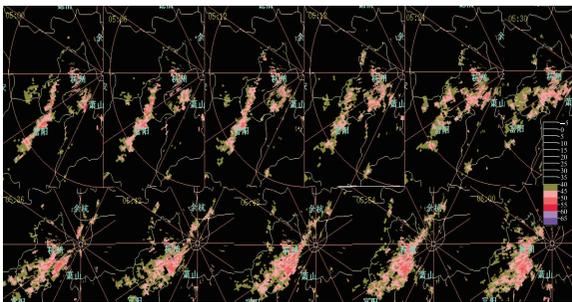


图 5 2011年9月11日05—06时雷达回波演变图
时间间隔6分钟

Fig. 5 The time evolution of Doppler radar reflectivity from 05:00 to 06:00 BT 11 September 2010 at time intervals of 6 min

南风,6.1 km处存在南风 and 偏东风的切变,05:30开始1.2 km处为东到东北风,1.2~6.1 km为偏南风,6.1 km以上为东到东北风,12.2 km为西北风,风向垂直切变大,低层有明显的东到东北气流冷垫且维持很长时间,该风场垂直结构特点有利于东北风和偏南风的辐合,辐合加强了低层的抬升作用,从而使降水加强。低层的冷性东北气流嵌入副高西北侧的暖空气下面,使暖性的西南气流在其上面迅速发生对流上升运动,产生强降水。06:12(图3)中层出现2个“ND”资料,此时开始中低层风向顺转加强,4.6~6.1 km为干层,冷空气楔入中层;06:42,2.4~3.0 km出现干层且1.5 km处风向开始逆转

为东到东北风,但中低层仍为暖平流,风的垂直切变加大;07:06开始从1.8 km自下而上转北风,低层暖平流逐渐转为冷平流;07:48时5.5 km已转为偏北风。该时段内3 km处风速值维持在 $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,表明引导气流偏弱,这也是导致回波少动的原因之一。地面偏北风向暴雨区输送的冷空气形成冷垫,低、中空偏东风至偏南风向暴雨区输送的暖空气在冷空气垫上不断爬升,产生持续的垂直运动,来自赤道辐合带的水汽通过偏南风 and 偏东风源源不断地向暴雨区输送,同时风的垂直切变明显。

3 台风残留低压环流内中小尺度系统的发展演变

强降水一般与中尺度系统的快速发展有密切关系,在“莫兰蒂”残留低压北上过程中,经过杭州时有一个增强发展的过程,下面本文利用云顶黑体亮温(TBB)资料和雷达回波来讨论在此过程中引发强降水的中小尺度系统演变特征。

由图4可以看出,在2011年9月11日02时,在丽水东部和金华南部有南北两个强的云团中心,云团中心最低温度为 -55°C (图4a)。11日03时,南部云团向北运动与北部云团相连,使得北部云团强度明显增加(图4b)。11日04时,两个云团合并在一起,形成一个类似逗点的云团分布,但仍然维持两个强的云团中心,强度增强,中心最低温度达到 -60°C (图4c)。之后云团进一步北移,在11日05时云团外围 -50°C 等值线进入杭州湾地区(图4d)。到11日06时,在杭州东部开始出现强云团中心,直到09时,杭州东部的云团中心随着从南部北移的主体云团的并入强度和范围不断增大,中心最低温度达 -75°C ,杭州东部、湖州东部、嘉兴、绍兴和宁波北部地区出现大范围的强对流云团(TBB等值线均在 -50°C 以下,图4e~4h)。到11日10时,随着“莫兰蒂”残留低压环流东移入海,强对流云团中心也北移至嘉兴和上海地区(图略),杭州地区的降水开始减弱。

从上面的分析可以看出,引发杭州地区强降水的对流云团发展是与“莫兰蒂”残留低压北移过程相一致的,即从南向的推进过程,同时可以看到,在9月11日06时左右杭州地区出现强对流云团中

心,并且从06—09时强对流云团中心在杭州维持和发展,形成不断增强的降水过程,引发杭州地区暴雨。在此过程中,云团的合并过程对其强度和范围的增长起着关键作用。另一方面,TBB资料间隔时段为1小时,不能识别杭州东部初始强云团中心的形成过程。因此,本文给出2010年9月11日05—06时每6分钟一次的多普勒雷达回波演变图,以揭示杭州东部强对流云团初期形成的物理过程(图5)。

从图5可见,2010年9月11日05时,在富阳有一条由多个 γ 中尺度的回波区组成的一条东北西南向的回波带,回波带中心强度为50 dBz,在杭州市区和萧山也出现了小范围的回波区。05:06,位于富阳的回波带强度增强,50 dBz的回波点明显增多,并开始出现55 dBz的回波区。位于萧山地区的回波区开始北移,逐渐靠近杭州市区的回波区。之后,富阳的回波带逐渐东移,与萧山地区的北移回波带一起于05:42并入杭州市区的回波区,在杭州地区形成一个 β 中尺度的回波区,中心强度出现较大面积的55 dBz回波区。之后随着“莫兰蒂”残留低压环流北移,杭州地区的回波中心开始增强且范围不断扩大,最强回波出现在9月11日07—08时之间,强回波主体位于萧山一带(图略)。

可以看出,中尺度强对流云团在杭州地区的形成、维持和发展,是形成此次暴雨过程的主要物理原因,而强对流云团的形成过程在不同空间和时间分辨率的TBB和雷达回波中均表现出中小尺度对流系统的合并过程。

4 模拟方案设计

本文应用天气预报模式WRF(Weather Research and Forecasting Model)(V3.2版)中尺度数值模式,“莫兰蒂”残留低压环流在杭州至嘉兴一带引起强降水的时间为2010年9月11日05—12时。因此选取模式积分18小时,起始时间为2010年9月11日02时。模式初始场和边界条件来源于NCEP/NCAR的 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 全球格点再分析资料。模式采用三重嵌套网格设计,各区域格距分别为27,9和3 km,所有分析结果均以3 km分辨率的结果计算。对比各类对流参数化方案的敏感性试验表

明(图略),在第三重嵌套网格上不使用对流参数化方案模拟的结果与实况最为接近。为便于仔细分析各物理参量的演变,模式每半小时输出一次模拟结果。

为了能用 3 km 的精细资料对此次暴雨过程进行深入分析,本文首先进行了控制试验的对比。图 6 给出了 2010 年 9 月 11 日 06—10 时模拟降水和中尺度站观测降水的对比图。

由图 6 可见,中尺度观测降水(图 6a)主要有三条雨带(图中三条虚线)。三条雨带的走向均与台风残留低压环流移动方向一致,为西南—东北走向。并且北部雨带降水中心集中,基本上维持在杭州至嘉兴一带,中间雨带分布较为均匀呈清楚的带状分布,东南沿海雨带有明显的中尺度特征。模拟的残留低压环流降水与观测降水雨带基本一致(图 6b),有明显的三条雨带且三条雨带均呈西南—东北走向,北部雨带降水中心集中,分布于杭州东北部至嘉兴一带。不同之处在于:模拟雨带较观测雨带位置偏北,中部雨带的模拟较观测的雨带弱。由此可见,此次模拟较好地再现了观测降水的过程,模拟结果是可信的,可以用高分辨率的模拟物理参量对降水的物理原因进行深入分析。

5 雨带上的暴雨中心与垂直螺旋度分布

螺旋度是一个用来衡量风暴入流气流的强弱及沿入流方向的涡度分量的大小的参数,大小反映了

旋转与沿旋转轴方向运动的强弱程度,它反映了大气的运动场特征,能够很好地描述大气运动的性质和特点^[29]。为了分析此次特大暴雨过程的动力抬升条件,计算了此次暴雨过程的垂直螺旋度。

图 7 给出的是大暴雨区 700 hPa 垂直螺旋度的演变特征,2010 年 9 月 11 日 06 时在杭州地区有数个小尺度正螺旋度高值中心,其成带状分布,07 时正螺旋度中心强度进一步增强,范围也有所扩大;08 时离散的正螺旋度中心合并成两个大的中心,强度加强,大的中心值移入嘉兴地区,08 时开始,杭州地区的降水开始减弱,嘉兴地区降水开始明显;09 时正的正螺旋度大值中心成明显带状分布,强度维持,对应嘉兴地区出现了明显强降水。结合逐小时雨量分布图(图略),可以看出 700 hPa 垂直螺旋度水平分布对强降水落区有很好的对应关系。

从中高层 300 hPa 垂直螺旋度分布来看(图略),11 日 06 时杭州地区出现了零散的正螺旋度中心,之后强度加强,09 时在嘉兴地区其值达到最大,说明此强降水辐合明显,对流发展旺盛,可以达到 300 hPa,有利于其降水的强度维持,配合 200 hPa 垂直螺旋度分布(图略)来分析此次强降水过程,200 hPa 以负的螺旋度为主,高层辐散清楚。

由此可见,中低层垂直螺旋度的增加,引起局地涡度和上升运动加强,对流层中层水汽凝结增加,释放潜热,与高层辐散加强相结合,使得降水区气流上下抽吸效应增强,在一段时间内维持类似于第二类条件不稳定(CISK)机制的自激效应,为此次暴雨的产生和加强创造了有利的动力条件。

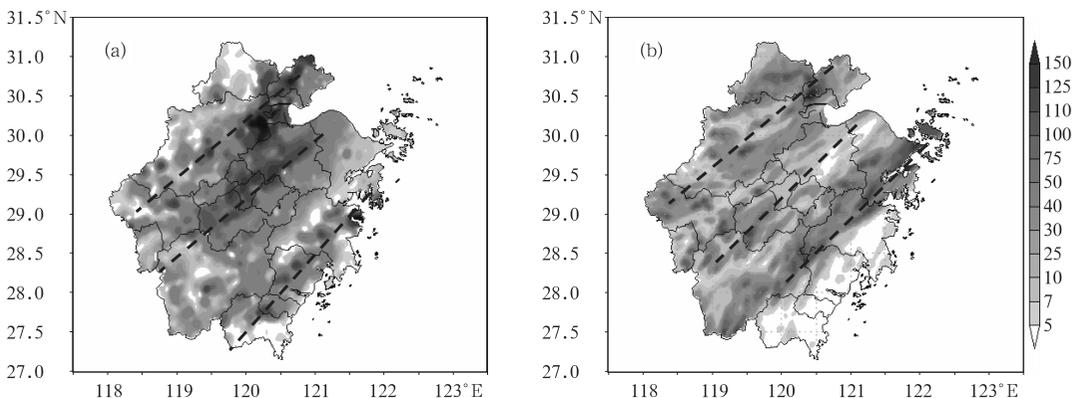


图 6 2010 年 9 月 11 日 06—10 时中尺度站观测降水(a)与模拟降水(b)的对比(单位:mm)

Fig. 6 The comparison between mesoscale observational station (a) and simulations (b) precipitation of from 06:00 to 10:00 BT 11 September 2010 (unit: mm)

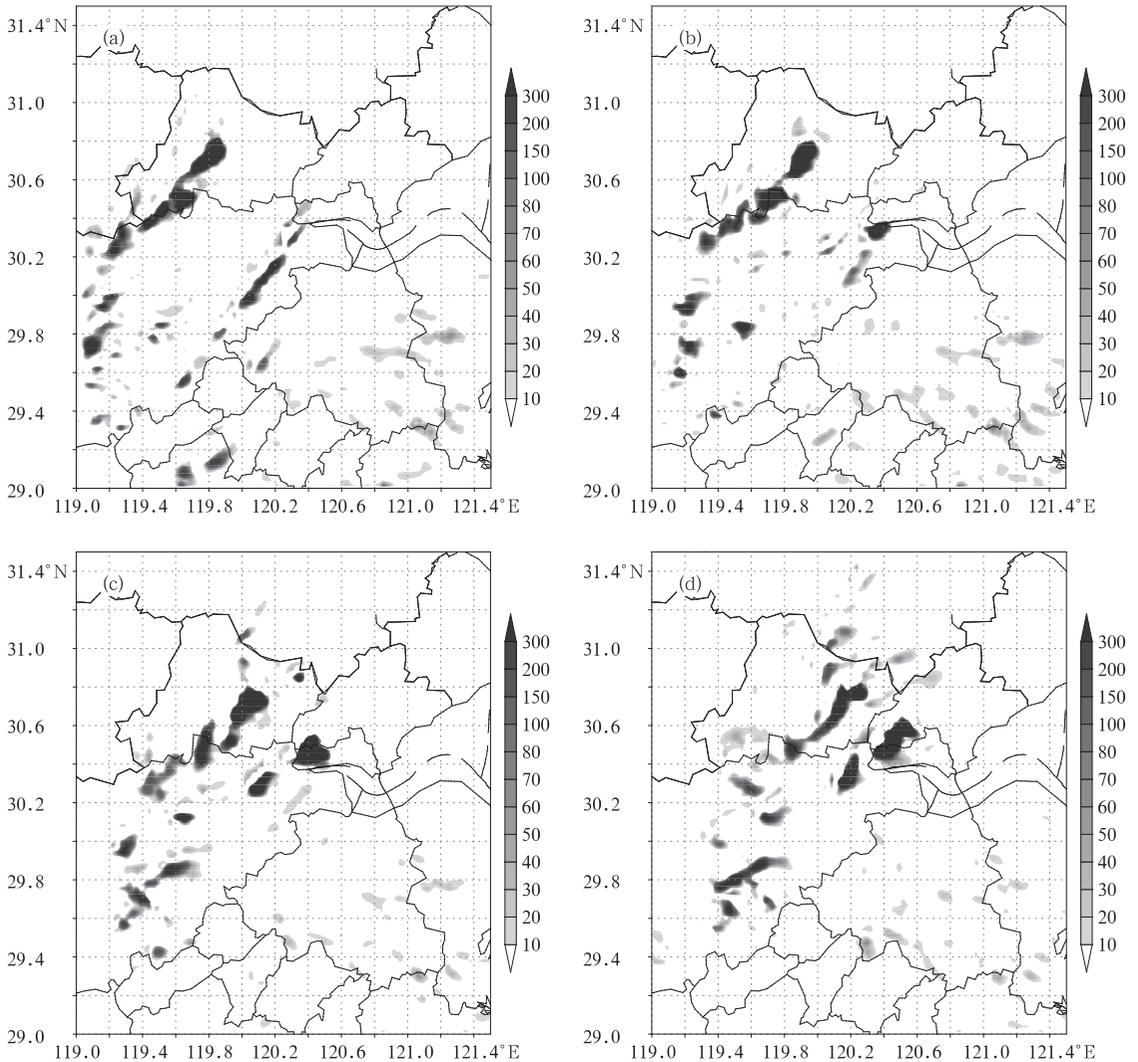


图 7 2010 年 9 月 11 日 06—09 时 700 hPa 垂直螺旋度演变 (单位: $10^{-5} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-2}$)

(a) 06:00; (b) 07:00; (c) 08:00; (d) 09:00

Fig. 7 The time evolution of relative vertical helicity at 700 hPa from 06:00 BT to

09:00 BT 11 September, 2010 (unit: $10^{-5} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-2}$)

(a) 06:00, (b) 07:00, (c) 08:00, (d) 09:00

6 湿位涡分布特征

湿位涡不仅表征了大气动力、热力属性,而且考虑了水汽的作用。对湿位涡进行诊断,可以寻求各热力和动力及水汽条件与降水的关系,从而揭示降水发生发展的物理机制^[13]。本文计算了 p 坐标下,忽略垂直速度变化的湿位涡演变特征。

图 8 和图 9 分别给出了 2010 年 9 月 11 日杭州及其以北地区强降水发生时段内对流层中低层 850 hPa 和 500 hPa 湿位涡演变情况。可以看出,在 850 hPa 上(图 8),从 06 时开始有两条负湿位

涡带同时发展,一条位于杭州西部的临安至安吉一带,另一条位于杭州淳安到杭州市一带,呈东北—西南向分布(图 8a)。东西两条负湿位涡带随着时间的推移向东向北移动,并且在移动过程中,西部负湿位涡带强度有所减弱,东部负湿位涡带增强发展(图 8b~8d)。其中,位于杭州及其以北地区的负湿位涡区发展最强。对比图 6 与图 8 的情况可以看出,这样的负湿位涡带演变过程与雨带的变化有较好的对应关系。而在 500 hPa 上(图 9),从 06 时杭州及其以北地区强降水发生开始,在 500 hPa 上有正的湿位涡中心开始发展,并且以杭州为中心有较大范围的东北—西南向分布的正湿位涡带(图 9a)。

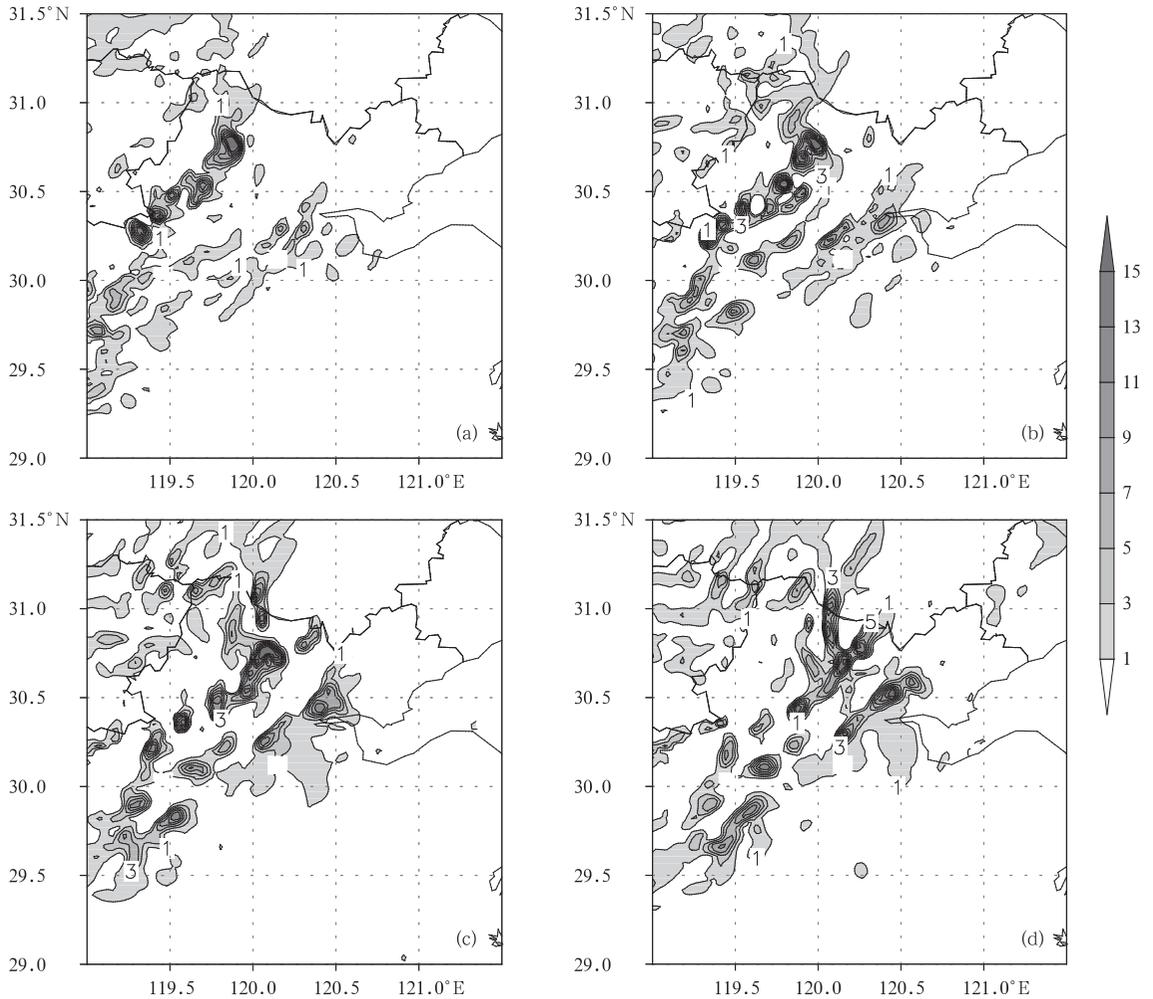


图 8 2010 年 9 月 11 日 06—09 时 850 hPa 湿位涡演变
(单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 06:00; (b) 07:00; (c) 08:00; (d) 09:00

Fig. 8 The time evolution of moist potential vorticity at 850 hPa from 06:00 to 09:00 BT 11 September 2010 (unit: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 06:00, (b) 07:00, (c) 08:00, (d) 09:00

在强降水发生的过程中,正湿位涡带和正湿位涡中心均向东向北移动,并且正湿位涡中心迅速发展,强度从 3 PVU 发展到 15 PVU(图 9b~9d)。

由此可见,对流层低层 850 hPa 湿位涡为负值,这一地区大气层结对流不稳定。对流层中层 500 hPa 湿位涡为正值,大气层结对流稳定^[30]。当对流层中高层有冷空气入侵时,这样的配置非常有利于对流不稳定能量的发展而形成局地暴雨^[31-32]。而正的高湿位涡带和湿位涡中心代表对流稳定的冷空气的分布,从图 9 正的湿位涡带和湿位涡中心不断增强的发展来看,在对流层中高层在强降水发生期间有较强冷空气入侵杭州及其以北地区的降水

区,导致对流不稳定能量的释放,进而引发该地区的局地暴雨。

据以上分析可得,对流层低层负的湿位涡区和对流层中层正的湿位涡区形成了大气的高湿和不稳定层结状态,加上对流层中层有弱冷空气入侵,使得不稳定能量释放。而在杭州地区中小尺度对流系统之间的合并,使得降水区对流得以进一步发展,引起对流层中低层垂直螺旋度的增加,同时伴随降水的增加,对流层中高层潜热释放,进一步加剧高低层大气环流的抽吸作用,使得强降水的时间得以持续,形成杭州地区的局地强暴雨。

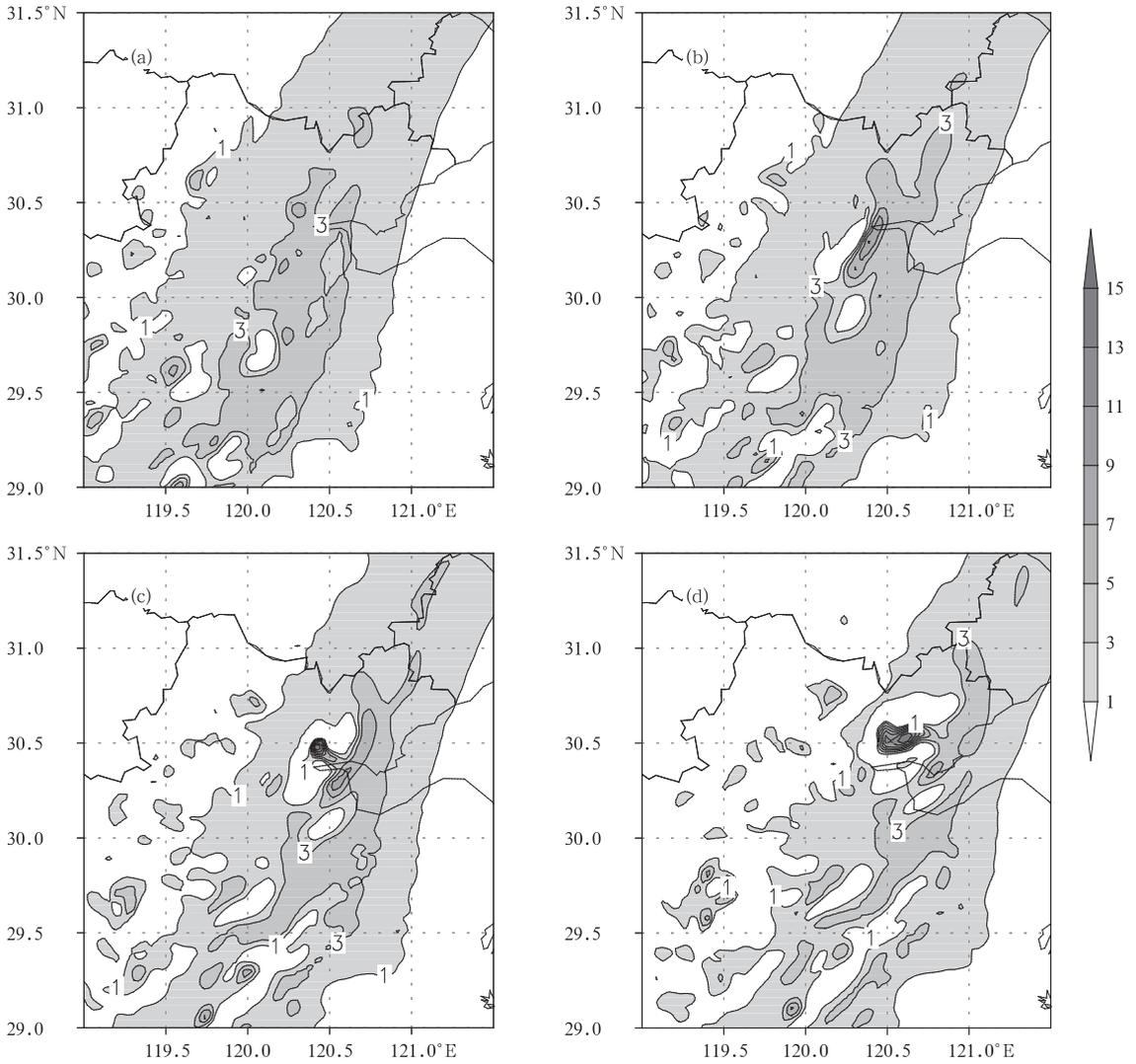


图 9 2010 年 9 月 11 日 06—09 时 500 hPa 湿位涡演变 (单位: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 06:00; (b) 07:00; (c) 08:00; (d) 09:00

Fig. 9 The time evolution of moist potential vorticity at 500 hPa from 06:00 to

09:00 BT 11 September 2010 (unit: $10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$)

(a) 06:00, (b) 07:00, (c) 08:00, (d) 09:00

7 结 论

本文对“莫兰蒂”残留低压环流对浙江中北部大暴雨天气过程的杭州多普勒雷达资料进行了分析,应用 WRF 中尺度数值模式进行了数值模拟,并对模式结果进行了天气动力学诊断分析,得到如下结论。

(1) 此次大暴雨主要是由“莫兰蒂”残留云系、副高边缘的暖湿气流和北方的弱冷空气共同影响产生。

(2) 降水回波为积层混合性降水回波,降水效

率极高,是产生暴雨、大暴雨最有利的回波结构。

(3) 零速度带在测站近距离两侧弯曲程度不一致是暖平流与大尺度辐合运动的叠加所造成的,在较远距离则存在冷平流,这一结构为暴雨产生和维持提供有利的水汽垂直输送和辐合上升运动。

(4) 在大暴雨发生的过程中,中小尺度的相互作用、合并是强降水系统形成的动力机制。

(5) 低层 700 hPa 垂直螺旋度水平分布对强降水落区有较好的对应关系。低层辐合配合高层辐散,为此次暴雨的产生和加强创造了有利的动力条件。对流层中低层负湿位涡区、高层正湿位涡区的

配置有利于造成较强烈的中尺度上升运动,对预报有一定的指示意义。

参考文献

- [1] 陈联寿,徐祥德,罗哲贤,等. 热带气旋动力学引论[M]. 北京:气象出版社,2002.
- [2] 陈联寿. 西太平洋台风概论[M]. 北京:科学出版社,1979.
- [3] 蒋尚城,林楠. 东亚甚长陆上路径的台风暴雨[J]. 气象,1992,18(6):3-8.
- [4] 解以杨,徐祥德. 台风暴雨次天气系统影响因素及扰动传播路径[J]. 气象,1993,19(2):9-12.
- [5] 谭锐志,林元弼. 台风暴雨积云参数化试验[J]. 大气科学,1994,18(3):331-340.
- [6] 丁治英,陈久康. 有效位能和冷空气活动与台风暴雨增幅的研究[J]. 热带气象学报,1995,11(1):80-85.
- [7] 黄文根,邓北胜,熊延南. 一次台风暴雨的初步分析[J]. 应用气象学报,1997,8(2):247-251.
- [8] 潘志祥,方慈安,黄小玉,等. “玛利亚”台风暴雨天气过程分析[J]. 气象,2001,27(8):40-44.
- [9] 程正泉,陈联寿,徐祥德,等. 近 10 年中国台风暴雨研究进展[J]. 气象,2005,31(12):3-9.
- [10] 张苏平,李春,白燕,等. 一次北方台风暴雨(9406)能量特征分析[J]. 大气科学,2006,30(4):645-659.
- [11] 薛根元,张建海,陈红梅,等. 不同对流参数化方案在登陆浙闽台风降水预报中的比较试验[J]. 高原气象,2007,26(4):765-773.
- [12] 潘志祥,叶成志,刘志雄,等. “圣帕”、“碧利斯”影响湖南的对比分析[J]. 气象,2008,34(7):41-50.
- [13] 黄亿,寿绍文,傅灵艳. 对一次台风暴雨的位涡与湿位涡诊断分析[J]. 气象,2009,35(1):65-73.
- [14] 钱传海,路秀娟,陈涛. 引起碧利斯强降水的 MCS 数值模拟研究[J]. 气象,2009,35(4):11-19.
- [15] 刘汉华,唐伟民,赵利刚. 2008 年凤凰台风暴雨的水汽和螺旋度分析[J]. 气象科学,2010,30(3):344-350.
- [16] 张建海,于忠凯,何勇. 两个路径相似台风暴雨过程的模拟分析[J]. 热带气象学报,2010,26(4):392-400.
- [17] 东高红,解以杨,于莉莉. 一次局地大暴雨的落区分析与预报[J]. 气象,2010,36(6):50-58.
- [18] 陈联寿,孟志勇. 我国热带气旋研究十年进展[J]. 大气科学,2001,25(3):420-432.
- [19] 陈联寿. 热带气旋研究和业务预报技术的发展[J]. 应用气象学报,2006,17(6):672-681.
- [20] 陈联寿. 热带气旋灾害及其研究进展[J]. 气象,2010,36(7):101-110.
- [21] 韩桂荣,唐晓文,魏建苏. 登陆台风变性发展与消亡的对比分析[J]. 气象科学,2007,27(1):35-41.
- [22] 李英,陈联寿,雷小途. 变性台风 Winnie (9711) 环流中的锋生现象[J]. 大气科学,2008,32(3):629-639.
- [23] 滕代高,罗哲贤,代刊,等. 登陆热带风暴 Bilis(2006)暴雨特征及其可能原因[J]. 南京气象学院学报,2008,31(3):369-380.
- [24] 段丽,陈联寿. 热带风暴“菲特”(0114)特大暴雨的诊断研究[J]. 大气科学,2005,29(3):343-353.
- [25] Chen L S, Luo Z X. Interaction of typhoon and mesoscale vortex[J]. Advances in Atmospheric Sciences,2004,21(4):515-528.
- [26] 谭燕,陈德辉. 河南“75.8”大暴雨的中尺度集合预报试验[J]. 气象,2008,34(9):10-21.
- [27] 758 暴雨会战北京组. 758 河南特大暴雨的动力分析[J]. 气象学报,1979,37(4):45-55.
- [28] 丁一汇,蔡则怡,李吉顺. 1975 年 8 月上旬河南特大暴雨的研究[J]. 大气科学,1978,2(4):276-289.
- [29] 尤红,姜丽萍,彭端,等. 2005 年 6 月广东特大暴雨垂直螺旋度分析[J]. 气象,2007,33(4):71-76.
- [30] 朱健,罗律. 超强台风韦帕的暴雨机制及湿位涡分析[J]. 气象科学,2009,29(6):742-748.
- [31] 陈栋,李跃清,黄荣辉. 在“鞍”型大尺度环流背景下西南低涡发展的物理过程分析及其对川东暴雨发生的作用[J]. 大气科学,2007,31(2):185-201.
- [32] 罗艳艳,黄丽娜. 一次早台风暴雨的湿位涡分析[J]. 海洋预报,2008,25(1):102-110.