

周福,钱燕珍,朱宪春,等. 2014. “菲特”减弱时浙江大暴雨过程成因分析. 气象, 40(8):930-939.

“菲特”减弱时浙江大暴雨过程成因分析^{* 1}

周 福¹ 钱燕珍¹ 朱宪春¹ 杜 坤² 金 靛³

1 浙江省宁波市气象局, 宁波 315012
2 浙江省宁波市气象网络与装备保障中心, 宁波 315012
3 浙江省象山县气象局, 象山 315700

提 要: 文章利用常规观测和自动站加密、凉帽山高塔、雷达站及 NCEP 再分析等资料, 分析了 2013 年 10 月 7—9 日 1323 号“菲特”台风登陆减弱后浙江异常强暴雨事件, 得到: 这次大暴雨过程是“菲特”减弱后, 由于北侧的弱冷空气从近地层渗透流入, 导致垂直涡度加强, 上升气流增强, 高层出流强, 低层能量锋区堆积, 辐合增强, 诱生中小尺度系统而产生的; 由于东侧“丹娜丝”的活动, 使得浙江北部地区有持续强盛的偏东气流, 提供了充沛的水汽和能量, 近地层偏东气流和东北气流的辐合是强降雨的动力机制。偏东风明显增大比雨量增大有 2 h 左右的提前, 水汽增加和减少与雨量增大和减小有 6 h 的提前; 呈喇叭口状西高南高的杭州湾地形有迎风坡作用和地形辐合, 对偏东、东北气流参与造成的降雨过程有增幅作用。由此, 秋季台风雨量预报要考虑冷空气的加入可能引起的强降雨时间延长; 盛行偏东风时, 杭州湾海域风力明显偏大, 可能引起周围地区的降雨增幅; 用当地多源资料、边界层观测资料做暴雨预报局地性临近修正有很好的指导意义。

关键词: “菲特”台风, 冷空气, 偏东气流, 中尺度辐合, 地形

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 08. 003

Cause Analysis on the Severe Rainfall in Zhejiang During
the Weakening of Fitow

ZHOU Fu¹ QIAN Yanzhen¹ ZHU Xianchun¹ DU Kun² JIN Liang³

1 Ningbo Meteorological Bureau of Zhejiang, Ningbo 315012
2 Ningbo Meteorological Network and Equipment Support Centre of Zhejiang, Ningbo 315012
3 Xiangshan Meteorological Station of Zhejiang, Xiangshan 315700

Abstract: The abnormal severe rainfall resulting from depression circulation of Typhoon Fitow (1323) is analyzed using routine observation data, AWS data, Liangmao Mountain wind tower data, radar data, satellite data and NECP reanalysis data. The results show that the heavy rainstorm occurs during the weakening of Typhoon Fitow. When the weak cold air to the north of Fitow invades into the air column from low layers, it causes the development of the vertical vorticity, the ascending current and the upper outflow and the accumulation of energy frontal zone as well as the convergence expanding, producing the meso- and micro-scale weather system in this process. The persistently strong easterlies in the north of Zhejiang are responsible for the movement of Typhoon Danas to its east, which provides abundant water-vapor and heat energy, making the low-level convergence stronger. The convergence of easterly flow and northeast flow in the surface layer is the dynamic mechanism for this extremely heavy rainfall. The strength of the easterlies increases 2 hours earlier than the increase of the rainfall. The water-vapor increases and decreases 6 hours earlier than the increase and decrease of the rainfall. The bell-shaped Hangzhou Bay which has

^{*} 中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2013M21)、浙江省气象局项目(2012YB10)、国家自然科学基金项目(41075037)、上海台风基金项目(2009ST08)和宁波市科技局项目(2006c100102)共同资助
2013 年 11 月 9 日收稿; 2014 年 1 月 23 日收修定稿
第一作者: 周福, 主要从事天气预报、服务及管理. Email: zhoufu0311@sohu. com

higher terrain in its west and south has precipitation enhancement effect by the windward slope and topographic convergence. Therefore the predicted rainfall time should be prolonged when cold air intrudes into the typhoon in autumn, and the wind in the Hangzhou Bay is obviously stronger when the prevailing wind directs from east, for it may increase the precipitation in surrounding areas. Improving the usage of the local and PBL observation data of local and PBL has significant effects on the nowcasting of rainstorm.

Key words: Typhoon Fitow, cold air, easterly flow, mesoscale convergence, topography

引 言

台风是最强的暴雨系统,国内外不少极端暴雨记录都与台风活动有关,减轻由台风造成的洪涝灾害是气象科学最主要的目标之一(陶诗言,1980)。台风登陆后能维持多久,暴雨如何分布,能否引发洪涝灾害是人们最为关注的问题。国内外许多气象学者致力于台风暴雨机理研究,不同台风致洪的方式和机理有很大差异,台风暴雨的强度可能与大尺度环流背景、中尺度系统、水汽条件、局地地形、层结稳定度、边界层辐合和高层出流等许多方面关系密切(陈联寿等,2001)。按暴雨落区距台风中心的距离,台风暴雨有以下几种类型:眼壁暴雨、螺旋云带暴雨、倒槽暴雨、后部暴雨、远距离暴雨等(董美莹等,2009)。

台风暴雨,除了其自身原因,往往与其他天气系统有关。陶祖钰等(1994)研究表明,与中纬度槽相互结合的台风暴雨多出现在台风中心北方,距其中心较远;杜惠良等(2011)和郭荣芬等(2013)研究指出台风减弱后的残留低压与弱冷空气相互作用可造成大暴雨过程;刘晓波等(2008)分析了台风罗莎引发上海大暴雨的成因,认为第一阶段暴雨是台风外围云系发展成中小尺度的云团产生,第二阶段是冷空气与台风稳定降水;何立富等(2009)研究指出中纬度冷空气从850 hPa以下低层不断侵入台风低压的北部,增强了其北侧的东北气流,与来自东部海面的东风气流在台风低压北部形成汇合,造成大暴雨。低空急流携带的水汽输送有助于台风雨带中的强对流活动,使降雨量增大(李英等,2005);许映龙等(2011)和程正泉等(2009)研究指出西南气流的水汽输送对台风降水至关重要;郑庆林等(1996)通过数值模拟试验得出,暴雨增幅与明显超地转性质的东南风低空急流有关,地形阻挡及喇叭口地形辐合效应对暴雨的增幅也有明显作用;叶成志等(2011)通过数值研究指出,湘东南多山体分布且向北开口的

喇叭口特殊地形通过与“碧利斯”低压环流北侧增强的东北风相配合,有利于水汽输送和中尺度对流系统发生、发展且对湘东南暴雨有明显增幅作用。这些研究从不同侧面加深了人们对台风暴雨形成机理的认识,有助于提高台风暴雨的业务预报水平。但这些个例大多是盛夏季节的台风,且没有对杭州湾地区台风减弱后强暴雨的针对性研究。

1323号台风菲特登陆福建福鼎沙埕镇,虽然登陆时强度达到强台风级别,但减弱速度特别快,8个小时后就减弱成热带低压,10个小时后停止编报。“菲特”影响的范围包括台湾、福建、浙江、上海、江西、安徽、江苏等省市,但影响最严重的是浙江省,且暴雨主要出现在“菲特”登陆之后的减弱过程中。由于台风在福建登陆且迅速减弱的过程中,浙江雨量预报存在明显偏小的偏差,给防洪防涝造成了被动。本文利用多种观测资料,采用天气学分析和动力诊断方法对2013年“菲特”台风减弱后,出现在其北方浙江的大暴雨过程进行分析,以期进一步揭示这类异常强暴雨给浙江北部地区致洪的原因,为之后类似过程的预报提供参考。

1 过程概况和环流背景

2013年23号热带风暴菲特于9月30日20时在菲律宾以东洋面生成,4日17:00加强为强台风。前期向西北方向移动,5日开始朝西北偏西方向移动,7日01:15在福鼎沙埕镇登陆,登陆时强度为强台风,近中心最大风力14级($42\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$),中心气压955 hPa。登陆后转向西南方向移动,强度迅速减弱,7日09时在福建省建瓯市境内减弱为热带低压,11时停止编报。强台风菲特虽然在福建登陆减弱,但浙江出现了百年一遇的强降雨,过程雨量全省平均207 mm,有43个测站雨量超过500 mm,天荒坪达1056 mm;浙北地区有14个县(市)过程雨量超历史记录,降雨主要分两个时段,5日08时至7日08时,主要受台风本体、台风倒槽及偏东气流共

同影响,所以强降雨主要出现在沿海一带,300 mm 以上的雨量中心出现在温州、台州和宁波的东部沿海地区(图 1a);7 日 08 时以后,尽管台风减弱,浙江省北部地区出现了西北至东南走向的强降雨带,杭州湾的西侧较大范围出现了 350 mm 以上的强降雨区(图 1b)。持续暴雨引发内涝,加上“菲特”登陆时,恰逢天文高潮位,影响积水排泄,造成交通、通讯、电力等中断或瘫痪,各企事业单位、中小学校连续三天停止上班、上课;暴雨引发多处泥石流、山体滑坡等次生灾害;狂风暴雨使作物谷粒脱落霉烂,造成严重减产或者部分绝收。据浙江省防汛指挥部统计,直接经济损失达 590 亿,死亡人数 7 人。内涝最严重的是宁波地区的余姚,平均雨量 450 mm,6 日夜里到 7 日上午降水强度最强(图 1c)。余姚青岗 1 h 最大 100 mm、3 h 最大 206 mm、6 h 最大 270 mm、12 h 343 mm,均打破有气象记录以来的历史极值,暴雨到大暴雨共持续了 36 h,余姚大部地区内涝达到 5 d 以上,部分地区内涝超过 7 d,直接经济损失 206.5 亿元。

500 hPa 大尺度环流背景分析表明(图 2),10 月 6 日 20 时“菲特”登陆前强度最强,这一阶段它位于副热带压(简称副高)的西南侧,受副高南侧气流引导朝西北移动;此时 24 号强台风丹娜丝也在迅速加强且受副高南侧东南气流引导,向西北方向快速移动(图略)。7 日 08 时(图 2b),两个台风相距 1200 km,相距最近。“丹娜丝”的存在,使得副高无法直接南落而位置偏北,之后随着“丹娜丝”往西北方向移动,副高东退再逐渐南落,此时“菲特”附近引导气流弱,致使其少动,并且和“丹娜丝”共同形成一个大范围的低压区。北侧的高空槽位置偏北,在 35°N 以北,槽区较宽,但是槽前西南气流强盛,特别是 200 hPa 高空上,我国东北部沿海地区从西南到东北,在 30°~45°N 以北有 1000 km 以上的急流带,浙江省正好处在这个急流带起源的南侧,有强烈的风速辐散,高空强的风速辐散,强出流,对于上升气流和低层低值系统的发展或长时间维持有很大的作用。

从 925 hPa 环流分析(图 3),由于强台风丹娜丝的存在,从 7 日 08 时“菲特”减弱之后,海上偏东气流仍非常强盛,同时北侧还有强盛的东北气流逐渐转成东北偏北气流,这个方向的气流将带来相对较冷的空气,偏东气流和东北气流在近地层形成了强辐合,因此 7 日 08 时至 9 日 08 时的强降雨是“菲

特”残留环流、冷空气与偏东气流共同影响的结果。

2 冷空气

2.1 冷空气从近地层侵入

不同强度的冷空气对台风及降水强度影响不同(陈联寿等,1979),徐祥德等(1998)研究发现台风环境场斜压锋面结构及其强度与台风暴雨增幅有正相关。“菲特”减弱之后,虽然高空槽冷空气主体位置偏北,但是从 925 hPa 以下一直到 1000 hPa(图略)都有冷平流从浙江北部地区进入。如图 3 所示,7 日 20 时 925 hPa 图上 24 h 负变温区域刚接近浙江北部,负变温中心位于上海附近,最低值低于 -2℃。到 8 日 02 时,负变温区域已覆盖整个浙江地区,在浙江西北部出现了一 2.5℃ 的负变温,可见这一时段有冷平流从近地层侵入到浙江北部地区。从近地层的流场分析,7 日 14 时(图略)开始东北气流进入到浙江北部地区,20 时东北气流逐渐强盛,之后转成东北偏北气流,强盛的东北气流带来了北面相对较冷的空气。

中尺度加密自动站 7 日夜间观测可见(图略),浙江北部杭州湾西侧一带有比较强的东北偏北风长时间维持,这样的东北偏北风,带来了北侧海上相对较冷的空气。

2.2 强降雨区动力热力条件变化表明低层冷空气的作用

Bennetts 等(1979)研究指出,湿位涡(MPV)小于零是大气发生条件性对称不稳定的充分必要条件。在 p 坐标中,忽略 ω 的水平变化,湿位涡表达式为:

$$MPV = MPV1 + MPV2 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) \quad (1)$$

式中, θ_e 为相当位温, ζ 为绝对涡度矢量, f 为科氏参数。第一项(MPV1)表示惯性稳定性($\zeta + f$)和对流稳定性 $-g \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 的作用,在北半球绝对涡度一般为正值,故当大气对流不稳定时,有 $MPV1 < 0$;反之则 $MPV1 > 0$ 。第二项(MPV2)包含了湿斜压性 $\nabla_p \theta_e$ 和水平风垂直切变的贡献。

沿着强降水中心所在经度(121°E)做湿位涡经

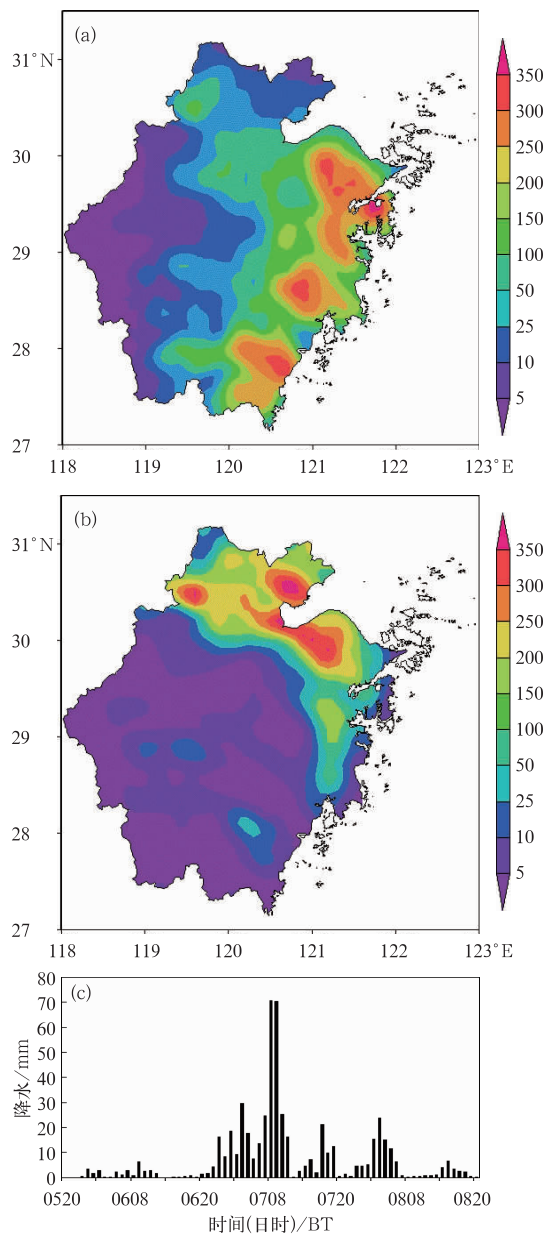


图 1 浙江省自动气象站在 2013 年 10 月 5 日 08 时到 7 日 08 时(a), 7 日 08 时到 9 日 08 时(b)的雨量, 余姚站(58468)逐小时雨量(c)(单位: mm)

Fig. 1 Precipitation observed by automatic weather stations in Zhejiang (unit: mm) from 08:00 BT 5 to 08:00 BT 7 (a), and from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 9 (b) October 2013 and hourly precipitation by Yuyao (58468) Automatic Weather Station (c) (unit: mm)

向垂直剖面(图 4), 7 日 02 时, 27°~31°N 浙江省大部分 700 hPa 以上的中高层区域 MPV1 为正值, 且值比较大, 说明区域上空大气层结对流稳定, 但 26°

~28°N 间低层有负值中心, 最大值达 -1.2 PVU, 表明低层对流不稳定强, 一旦有辐合扰动, 气团将获得向上的加速度, 产生强烈对流(范学峰等, 2007)。7 日 20 时弱冷空气从低层侵入, 8 日 02 时 MPV1 在低层由负转正, 表明暴雨区的低层的热力结构改变了, $-g \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$ 由负变正, 受湿位涡守恒制约, 此时垂直涡度将显著增大, 导致上升运动加强和水汽向上输送, 有利于降水加强(张清华等, 2012)。由此可见, 低层冷空气的侵入对降水增幅起了很大作用。

分析“菲特”影响期间浙江境内主要大暴雨区域(29°~31°N、119°~122°E)从 1000~100 hPa 各层次散度随时间的变化(图 5a), 6 日 14 时开始, 高层散度出现了明显的正值, 为辐散场, 低层负值, 为辐合。这样的高低空配置, 有利于上升运动。7 日 14 时之后, 高层辐散明显减弱, 但仍是正值, 8 日 02 时前后低层辐合比较强, 低层一直是负值, 此时“菲特”已经完全减弱, 因此低层辐合是由冷空气的侵入和偏东气流共同造成的。

沿 30°N 200 hPa 散度的纬向剖面时间序列图(图 5b)可以看到, 高层辐散是从东往西传递的, 辐散最强 121°E 附近出现在 10 月 6 日 20 时, 达 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 120°E 附近出现在 7 日 08 时前后, 超过 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。7 日 08 时之后, 辐散明显减弱, 但基本是正值, 越往东, 减弱的时间稍晚一些, 表明原先的降雨系统有很大程度的减弱。那么之后的强降雨, 系统可能没这么深厚, 与低层有弱冷空气的侵入关系更密切。

2.3 冷空气触发了中尺度对流系统

上述分析表明, 本次异常大暴雨过程与低层冷空气有关, 冷空气的侵入暖湿气流底部, 形成冷垫, 使得东风带系统的暖湿气流在冷空气上滑行, 有利于层状云稳定性降水长时间持续发生(张玲等, 2013)。

从 925 hPa 环流分析(图 3), 冷空气南下的东北气流与偏东气流交汇在杭州湾附近形成中尺度辐合线, 这条中尺度辐合线稳定维持在杭州湾附近, 为浙北特大暴雨的发生提供了动力触发条件。由自动站资料分析所得的地面流场(图 6a)可见, 在台风低压进入消亡期后, 7 日 24 时, 地面上 29°N 以北, 121°E 附近出现了一条约 200 多千米的中尺度辐合线, 在宁波的余姚附近形成了 β 中尺度低压, 该低压

一直维持到 8 日 05 时,之后减弱向东北方向移出。在相应的宁波雷达回波图上,这一阶段 121°E

附近有南北向的回波带维持,且有 60 dBz 以上小尺度强中心生成向西北方向移动(图 7b),05 时之后强

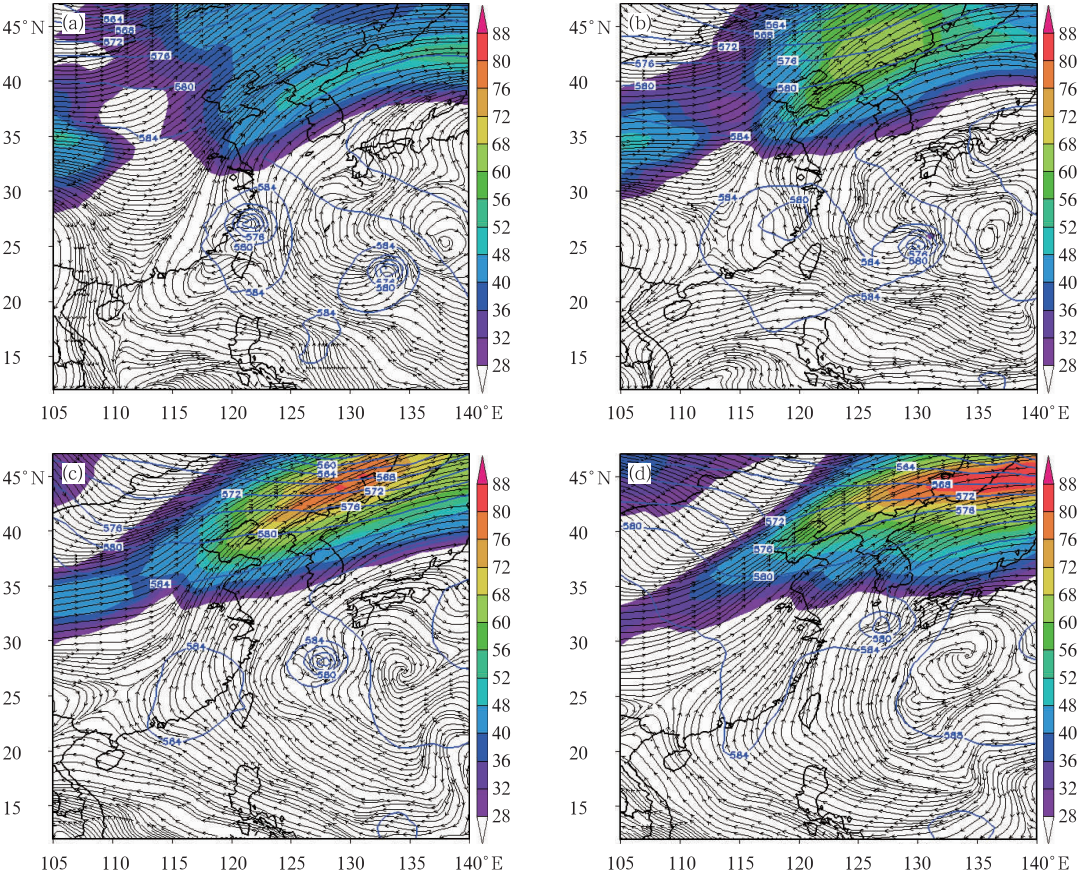


图 2 500 hPa 高度场(单位: dagpm)和 200 hPa 流线(阴影: $>28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流区)
(a)10 月 6 日 20 时, (b)7 日 08 时, (c)7 日 20 时, (d)8 日 08 时
Fig. 2 500 hPa height (unit: dagpm) and 200 hPa wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; shadow: area with wind speed $>28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a) 20:00 BT 6, (b) 08:00 BT 7, (c) 20:00 BT 7, (d) 20:00 BT 8 October 2013

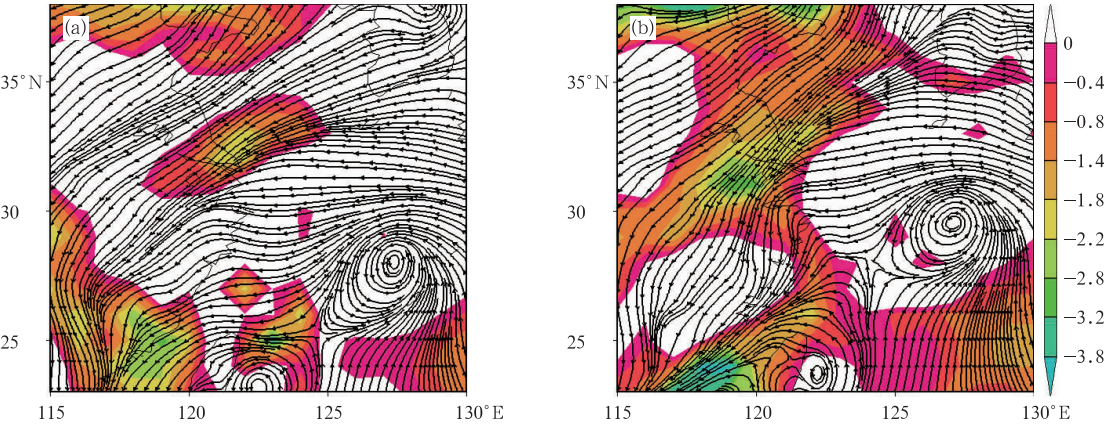


图 3 2013 年 10 月 7—8 日 925 hPa 24 h 变温(阴影,单位: $^{\circ}\text{C}$)和流场分布
(a)7 日 20 时, (b)8 日 02 时
Fig. 3 The curve of 24 h temperature variation (shadow, unit: $^{\circ}\text{C}$) and flow field at 925 hPa level
(a) 20:00 BT 7, (b) 02:00 BT 8 October 2013

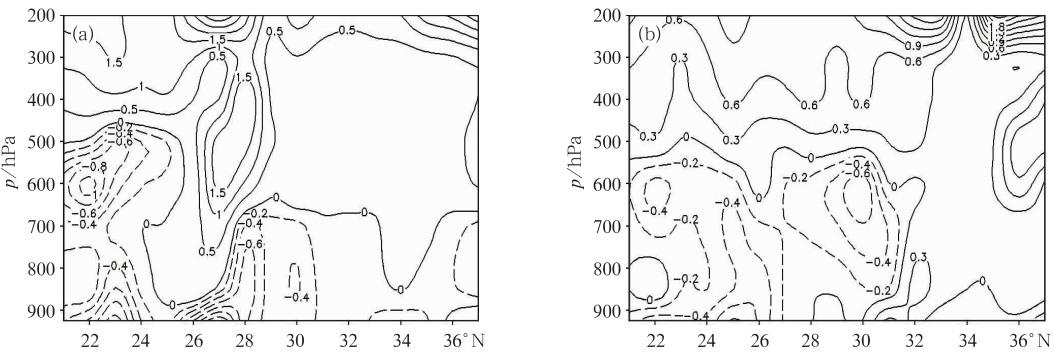


图 4 过 121°E MPV1(单位:PVU,1 PVU=10⁻⁶ m²·K·s⁻¹·kg⁻¹)经向垂直剖面图
(a)7 日 02 时,(b)8 日 02 时

Fig. 4 Meridional verticl cross-sections of MPV1 along 121°E (PVU,1 PVU=10⁻⁶ m²·K·s⁻¹·kg⁻¹)
(a) 02:00 BT 7, and (b) 02:00 BT 8 October 2013

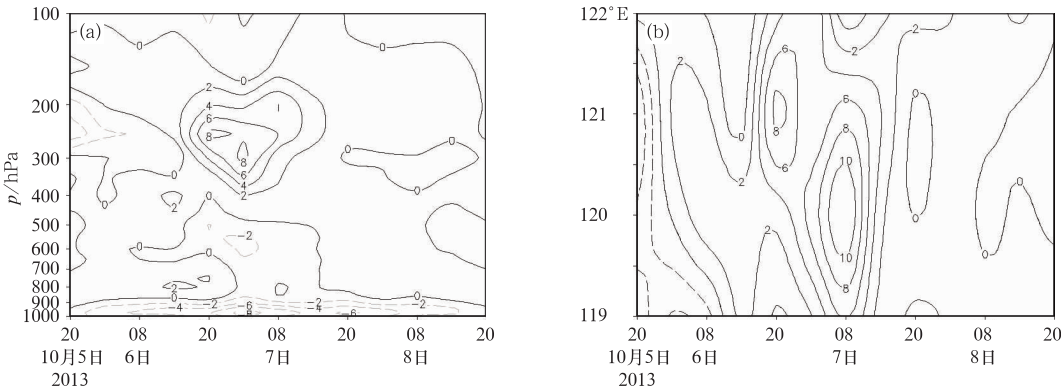


图 5 强降雨区域各层散度随时间的变化(a)和 200 hPa 散度沿 30°N 纬向剖面的时间变化(b)(单位:10⁻⁵ s⁻¹)

Fig. 5 Time series of (a) divergence at every layer in heavy rain area,
(b) 200 hPa divergence along 30°N (unit: 10⁻⁵ s⁻¹)

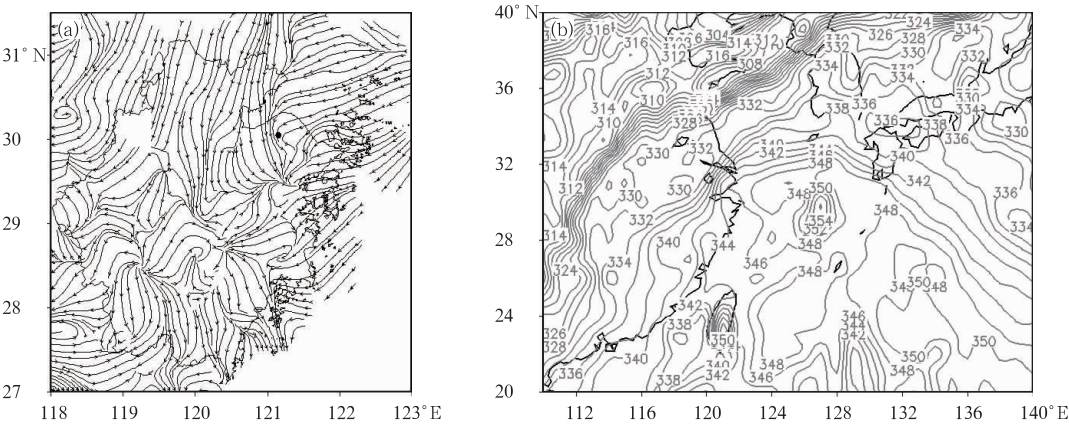


图 6 2013 年 10 月 7 日 24 时自动站资料地面流场(a,黑点是余姚站)和 7 日 20 时 925 hPa θ_{se} (b,单位:K)
Fig. 6 Surface flow field at 24:00 BT 7 October 2013 observed by automatic weather stations (a, black dot is Yuyao Station) and θ_{se} at 925 hPa at 20:00 BT 7 October 2013 (b, unit: K)

中心有所减弱,08 时之后逐渐移向东北,进入东海。
和 6 日夜里到 7 日凌晨出现的回波有明显不同 (图 7a),那时回波呈弥散状,最强的回波也在 60 dBz 左右,强回波范围更大,形状不固定,且出现

的位置也相对分散。可见,8 日凌晨的降水和中小尺度对流系统的活动有关。

从 10 月 7 日 20 时 925 hPa θ_{se} 水平分布来看(图 6b),浙江省是一个高值区,北部地区有东北—西南走向的锋区。由于海上不断有能量向大陆输送,使得高能舌在暴雨过程中维持。 θ_{se} 浙江境内 340 K 以上的值从 6 日 02 时开始一直到 8 日 20 时(图略),表明这一阶段有能量积聚。7 日 20 时开始,随着冷空气的不断南移,浙江北部的锋区形成,且不断加强,一方面促使低层暖湿空气向上抬升,另一方面使低层大气由对流不稳定变为稳定,导致垂直涡度增长,触发中小尺度对流系统,增强上升运动,并出现强降雨。8 日 20 时之后,冷空气主体南下,能量锋区东移南压,浙江上空能量锋区遭到破坏,降水减弱。

3 偏东气流

沿着 30°N 做纬向风场的垂直剖面,从 5 日 14 时到 8 日 02 时 900 hPa 以下的低层偏东气流非常强盛(图略),主要风速辐合在 120°E 附近,在这个经度附近,低层有一点点的上升气流,这可能与地形的抬升作用有关,但这个作用不明显。7 日 02 时(图 8a),几乎整层都是偏东气流,且非常强劲,450 hPa 以上的高层有明显的风速辐散。到 8 日 02 时(图 8b),900 hPa 以下气流弱,有弱的上升运动,900~700 hPa 有风速的辐散,700 hPa 以上风速比较弱,而这时,杭州湾地区强降雨是持续进行着,说明低层偏东气流和低层辐合在这次降雨过程中起了重要作用。

从图 6a 可以看到,121°E 以东,29°N 以北,中尺度地面站上有强劲偏东气流。这一带的气流先是东北风向,7 日 14 时前后逐渐转成偏东方向,8 日 05 时减弱,维持了 15 个小时以上。从图 3 也可以看到,低层的偏东气流非常强劲。

3.1 偏东气流带来了充沛的水汽

水汽源源不断的供应是强降雨形成的重要条件(许映龙等,2010)。取第二阶段强降雨的主要区域:29°~31°N、119°~122°E,计算 4 个方向截面的水汽

通量收支(吕爱民等,2013)。计算该时段该区域 4 个方向截面(1000~100 hPa)的水汽收支。计算公式如下(东、南、西、北 4 个方向的水汽通量收支分别用 F_e 、 F_s 、 F_w 、 F_n 表示,总的用 F 表示):

$$F_e = -\frac{1}{g} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{P_s}^{P_0} q u d p d \varphi, \quad (2)$$

$$F_s = \frac{1}{g} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{P_s}^{P_0} q v d p d \lambda, \quad (3)$$

$$F_w = \frac{1}{g} \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} \int_{P_s}^{P_0} q u d p d \varphi, \quad (4)$$

$$F_n = -\frac{1}{g} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \int_{P_s}^{P_0} q v d p d \lambda, \quad (5)$$

式中, P_s 为表面气压, P_0 为 100 hPa, λ 为经度, φ 为纬度;总的水汽通量收支公式为:

$$F = F_e + F_s + F_w + F_n \quad (6)$$

正值表示水汽流入所选区域,负值表示水汽从该区域流出。图 9a 中各线是区域 4 个边界水汽水平通量及其总和。从水汽流入流出总量来看,呈双锋型,7 日 02 时最多,20 时次多,7 日 20 时之后,水汽输入明显减少,8 日 20 时之后,没有明显水汽输入。北面的水汽流入一直比较稳定,在 $50 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,8 日 14 时之后开始减少。水汽来源最多的是东面,东面最多时接近 $100 \times 10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,出现在 7 日 02 时,当时也是“菲特”登陆前后,7 日 20 时之前东面水汽的输送都是比较多的,之后输入减少。可见水汽收入主要来自东面和北面,西面水汽进出比较少,南面有一些流出。从水汽主要输入方向看,偏东气流确实起到了很大作用。另外东北气流的作用也非常大。水汽增加和减少与雨量增大和减小有 6 h 的提前。

从 850 hPa 水汽通量散度分布分析(图 9b),7 日 14 时以后,杭州湾附近的水汽通量散度一直在增大,到 20 时,极值在 $-12 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下(图 9b),8 日 02 时,这个极值范围扩大,08 时之后有所减弱(图略)。而此时台风丹娜丝正处于在 30°N 附近转向的过程,这一阶段“丹娜丝”离杭州湾地区最近,且强度非常强,从水汽通量散度分布的形状分析,东风气流带来了高湿的水汽,而强盛的偏东气流就是因为“丹娜丝”的存在而形成的。8 日

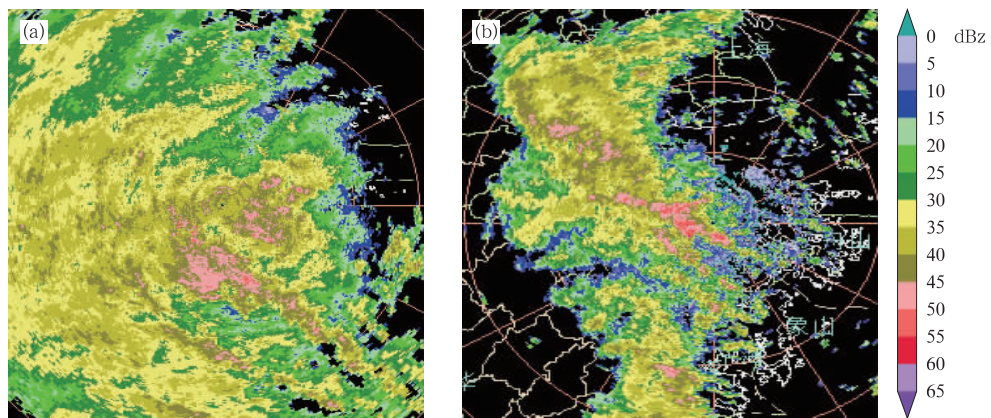


图 7 2013 年 10 月 7 日 01:42(a)和 8 日 01:36(b)雷达回波(组合反射率)
Fig. 7 Radar echo (composite reflectivity) at (a) 01:42 BT 7, (b) 01:36 BT 8 October 2013

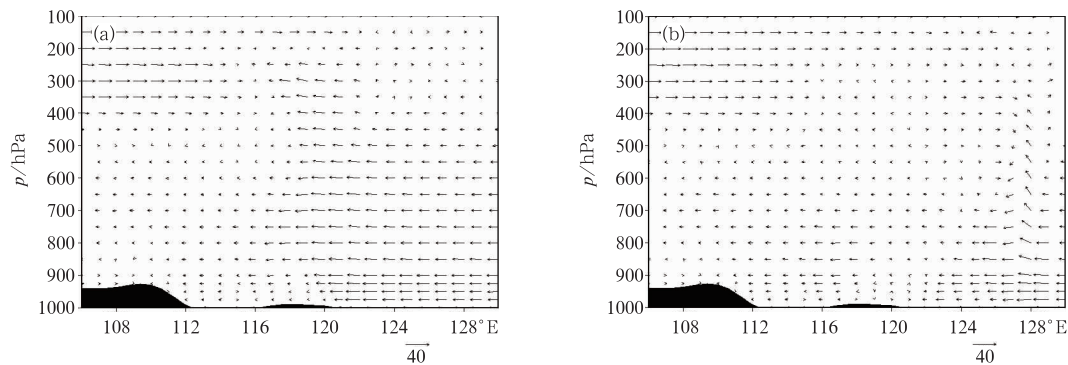


图 8 水平风速和 10 倍垂直速度合成的纬向垂直环流(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和地形高度
(a)7 日 02 时, (b)8 日 02 时

Fig. 8 Zonal vertical circulation composed by horizontal wind and 10 times of vertical
wind (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and the height of terrain
(a) 02:00 BT 7, (b) 02:00 BT 8 October 2013

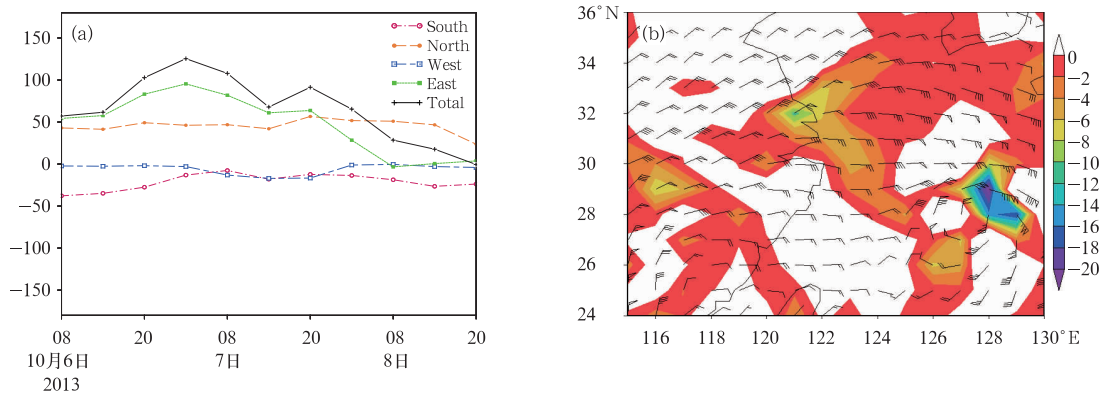


图 9 2013 年 10 月 6 日 08 时至 8 日 20 时强降雨区域 4 个边界水汽水平通量及其总和(1000~
100 hPa 积分)(单位: $10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)及 7 日 20 时 850 hPa 水汽通量散度分布
(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 The horizontal water vapor flux at four boundaries and the sum there of (integration
from 1000 to 100 hPa) in heavy rain area (unit: $10^4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) from
08:00 BT 6 to 20:00 BT 8 October (a), and 850 hPa moisture flux divergence
(unit: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind filed at 20:00 BT 7 October (b) 2013

08 时之后,“丹娜丝”转向东北方向,输送到杭州湾地区的水汽也随之减少,该地区降雨强度明显减弱。

3.2 偏东气流使得地形对降雨的增幅作用更加明显

地形对降水的增幅作用包括地形摩擦辐合与抬升作用。陈瑞闪(2002)研究指出地形引起降水增幅主要取决于两个因素,一是低层风速,风速愈大增幅愈强,二是气流的暖湿程度,气流愈暖愈湿,地形对降水的增幅愈大。一些模拟试验(高坤等,1994)也证实了山脉迎风坡的强迫抬升作用,喇叭口地形的辐合作用,以及地形通过影响某些物理过程对降水产生增幅作用等,从而对强降水的落区及降水量产生影响。杭州湾地区北低、西高和南高及喇叭口地形,我们选取杭州湾里 5 个自动气象站的最大风速变化序列,可以得到,除了海涂水库靠近陆地且位置最西,风速相对较小外,其他的站风速变化比较接近,而且是位于相对西面的七姐八妹站和滩浒站比位于东侧的要大一些(图 10a)。另外我们关注 7 日 08 时之后的强降雨时段,各站风速的差异变小,虽然到 8 日 08 时有减弱,但总的平均风速还有 5~6 级,且当时该区域还是偏东风为主(图略)。8 日 08—20 时,风速再次增大,最大值超过“菲特”登陆前后的最大值,这与强台风丹娜丝的靠近有一定关系。比较以上各站风速的变化可以得到,杭州湾里偏东风时,由于其特殊地形,湾里各站有时候风速偏大,气流的迎风坡爬升作用,喇叭口地形的风速增强,地形收缩辐合导致气流产生抬升作用,造成了浙北西北至东南走向的强降雨带,杭州湾的西侧较大范围出现了 350 mm 以上的强降雨区。

随着“菲特”靠近陆地,从凉帽山高塔秒资料的每小时平均风分析,10 月 6 日 18 时开始,风向由东北为主转向偏东为主,偏东气流明显增强,7 日 02、08、17 时、8 日 02 时前后,都有风速的增大(图 10b、10c)本次降雨过程很多极值出现在余姚,从余姚站每小时的雨量分布(图 1c)可以看到,该站的雨量峰值和偏东气流的增大相一致,风的增大及减小和雨的变化有 2 h 以上的提前。分析余姚的地形特点,它位于杭州湾南侧,处在南北向的四明山系的北部地区,偏东气流进来后,一方面有地形的抬升作用,另一方面地形又会造成其辐合增强(图 6a),可见边界层内地形辐合抬升和迎风坡抬升对降水都有明显增幅作用。

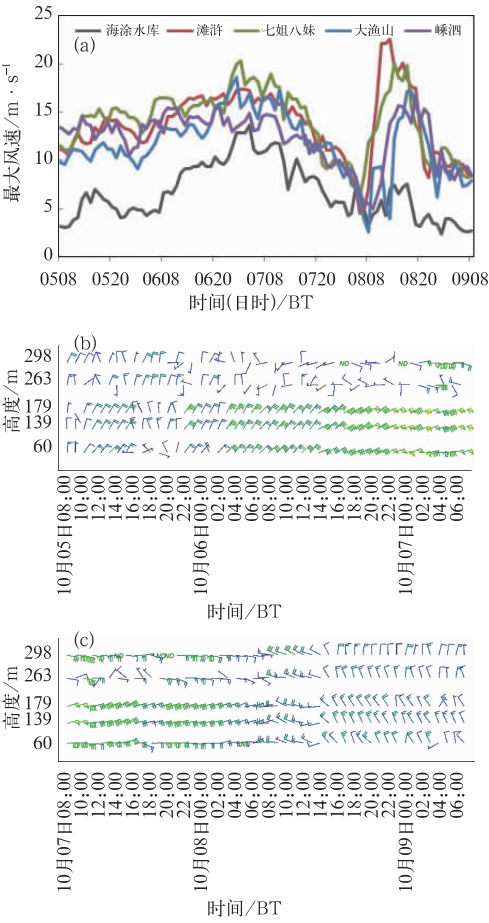


图 10 杭州湾各站逐小时最大风速(a)和凉帽山高塔各层逐小时 10 min 平均风速(b,c)(5 日 08 时至 9 日 08 时)(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 10 The hourly maximum wind speed variation curve from different stations in Hangzhou Bay (a) and hourly 10 min mean wind speed at diffident levels in Liangmao Mountain tower (b, c) from 08:00 BT 5 to 08:00 BT 9 October 2013 (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

4 结论与讨论

利用常规观测和自动站资料、雷达站资料、凉帽山高塔资料以及 NCEP 再分析资料,针对 1323 号台风菲特登陆减弱后,残留环流引发的异常强暴雨事件进行了诊断分析,得到如下主要结果:

(1) 本次大暴雨过程是由于“菲特”减弱后,北侧的弱冷空气从近地层的渗透流入,导致垂直涡度加大,上升气流增强,高层辐散维持的情况下,低层能量锋区堆积,辐合加强,诱发中小尺度系统而产生

的。

(2) 由于东侧“丹娜丝”的活动,使得浙江北部地区有持续强盛的偏东气流,为强降雨提供了充沛的水汽和能量,近地层东北气流和偏东气流的强辐合是暴雨的动力机制。风力增大比雨量增大约提前 2 h 左右,水汽增加和减少与雨量增大和减小有 6 h 的提前。

(3) 强降水主要分布在杭州湾的西北侧和南侧的四明山区,呈喇叭口状的杭州湾,及西高、南高、北低的该区域地形,对偏东气流有迎风坡作用和地形辐合,这一带的地形对偏东气流造成的降雨有增幅作用。

另外,预报实践过程中,秋台风即使迅速减弱,但容易有冷空气的加入而造成强降雨持续;盛行偏东风时,杭州湾海域风力会明显偏大,容易造成周围区域的降雨增幅;用当地多源和边界层的观测资料做暴雨预报的局地性、临近修正有很好的指示意义。

参考文献

陈联寿,丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论. 北京:科学出版社,56-58.

陈联寿,孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学,25(3):420-432.

陈瑞闪. 2002. 台风. 福州:福建科学技术出版社,324-329.

程正泉,陈联寿,李英. 2009. 登陆台风降水的大尺度环流诊断分析. 气象学报,67(5):840-850.

董美堂,陈联寿,郑沛群,等. 2009. 登陆热带气旋暴雨突然增幅和特大暴雨之研究进展. 热带气象学报,25(4):70-79.

杜惠良,黄新晴,马晓伟,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.

范学峰,吴蓁,席世平. 2007. AERE 台风远距离降水形成机制分析.

气象,33(8):12-16.

高坤,翟国庆,俞樟孝,等. 1994. 华东中尺度地形对浙北暴雨影响的数值模拟. 气象学报,52(2):157-164.

郭荣芬,肖子牛,鲁亚斌. 2013. 登陆热带气旋引发云南强降水的环境场特征. 气象,39(4):418-426.

何立富,许爱华,陈涛. 2009. “泰利”台风低压大暴雨过程冷空气与地形的作用. 气象科技,37(4):385-392.

李英,陈联寿,徐祥德. 2005. 水汽输送影响登陆热带气旋维持和降水的数值试验. 大气科学,29(1):91-98.

刘晓波,邹兰军,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):72-78.

吕爱民,文永仁,李英. 2013. 一次孟加拉湾风暴 AKash(0701)对我国西南地区降水过程的影响分析. 大气科学,37(1):160-170.

陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京:科学出版社:1-10.

陶祖钰,田伯军,黄伟. 1994. 9216 号台风登陆后的不对称结构和暴雨. 热带气象学报,10(1):69-77.

徐祥德,陈联寿,解以扬,等. 1998. 环境场大尺度锋面系统与变性台风结构特征及其暴雨的形成. 大气科学,22(5):744-752.

许映龙,韩桂荣,麻素红,等. 2011. 1109 号超强台风“梅花”预报误差分析及思考. 气象,37(10):1196-1205.

许映龙,张玲,高控柱. 2010. 我国台风预报业务的现状及思考. 气象,36(7):43-49.

叶成志,李昀英. 2011. 湘东南地形对“碧利斯”台风暴雨增幅作用的分析. 暴雨灾害,30(2):122-129.

张玲,黄奕武. 2013. 超强台风梅花和超强台风洛克预报偏差的天气学分析. 气象,39(7):842-847.

张清华,吴建成,刘蕾,等. 2012. 热带风暴莲花外围特大暴雨的成因分析. 气象,38(5):543-551.

郑庆林,吴军. 1996. 地形对 9216 号台风暴雨增幅影响的数值研究. 南京气象学院学报,19(1):8-17.

Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability——A possible explanation for frontal rainbands. Quar J R Meteor Soc,105:945-962.