超强台风Soudelor(2015)登陆前后局地强降水的动力过程分析

潘劲松^{1,2}, 滕代高^{1,2*}, 张福青², 周玲丽¹, 罗玲¹, 翁永辉², 张云济²

1. 浙江省气象台, 杭州 310017;

2. Department of Meteorology and Atmospheric Sciences, and Center for Advanced Data Assimilation and Prediction Techniques, the Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania 16802, USA

* 通讯作者, E-mail: 520tdg@163.com

收稿日期: 2017-01-11; 收修改稿日期: 2017-08-09; 接受日期: 2017-11-03; 网络版发表日期: 2018-02-02

华东区域基金项目(编号: QYHZ201404)、浙江省公益技术研究社会发展项目(编号: 2013C33037)、浙江省自然科学基金项目(编号: LY18D050001)、美国海军研究局ONR项目(编号: N000140910526)和浙江省公益技术研究社会发展重点项目(编号: 2017C03035)资助

摘要 基于中尺度站点观测、雷达图像、卫星红外云图和NCEP全球业务分析数据资料, 详细分析了2015年13号台风Soudelor在华东地区尤其在浙江省沿海产生局地灾害性强降水的分布、强度、触发因子及相应的动力过程。这次台风降水过程可分为4个阶段: 第一阶段由台风北外侧外围环流偏东风分量与浙江沿海地形相互作用而产生; 第二阶段的降水强度最强, 累积降水最大, 是台风内区主体环流与局地地形相互作用的结果; 第三阶段是由于台风内区减弱, 主要降水云带在台风东北侧发展而形成; 第四阶段由于台风环流与中纬度系统相互作用, 使得降水云带“北跳”至江苏省中东部, 引起浙江省内的降水迅速减弱。定量计算表明, “地形效应”对局地台风降水增幅起确定性作用, 其在台风总体降水中占比达50%左右。台风登陆后结构变化引起水汽输送发生变化, 进而引起台风局地降水云带发展的非对称分布, 是造成台风强降水空间非对称分布的主要因子。对此个例分析表明, 影响中国沿海灾害性强降水不仅与台风强度、结构及外围云带紧密相关, 其降水强度会因为台风与沿海地形的复杂相互作用而增加, 而其影响时间会因为由大尺度环流引导的弧线路径而延长。此次台风强降水过程的物理及动力分析可以用于指导对未来台风降水灾害的理解、预报及预防, 尤其有益于由登陆台风与沿海地形相互作用引起的闪雨、山洪、泥石流及洪涝灾害的预报预警。

关键词 台风外围环流, 台风主体降水, 地形作用, 螺旋云带扩展

1 引言

中国是世界上热带气旋(台风, 下同)登陆最多、灾害最严重的国家之一(陈联寿和孟智勇, 2001), 台风灾害主要包括风灾及其引起的风暴潮等(Emanuel,

2005; NHC, 2009)。很多对台风灾害的评价和预评估的研究采用统计方法建立了登陆台风风力与人员伤亡和经济损失的关系(樊琦和梁必骐, 2000; 钱燕珍等, 2001)。另一方面, 台风是自然界中最强烈的造雨系统, 中国破历史记录的几次特大暴雨都是由台风造成的

中文引用格式: 潘劲松, 滕代高, 张福青, 周玲丽, 罗玲, 翁永辉, 张云济. 2018. 超强台风Soudelor(2015)登陆前后局地强降水的动力过程分析. 中国科学: 地球科学, 48: 487–509, doi: 10.1360/N072017-00018

英文引用格式: Pan J S, Teng D G, Zhang F Q, Zhou L L, Luo L, Weng Y H, Zhang Y J. 2018. Dynamics of local extreme rainfall of super typhoon Soudelor (2015) in East China. Science China Earth Sciences, 61: 572–495, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9135-6>

(陶诗言, 1980), 台风暴雨及其引发的洪水、泥石流等次生灾害往往是热带气旋主要的灾害(陈联寿和丁一汇, 1979). 张庆红等(2010)通过对比分析2001~2007年所有登陆中国大陆的台风影响力, 指出暴雨灾害往往比大风灾害更为严重, 登陆台风的影响力中暴雨的影响要远高于风力的影响. 随着中国城市化进程的不断提高, 登陆台风暴雨造成的城市内涝问题日趋严重(Xu等, 2016; Duan等, 2016; Shi, 2016). 因此, 登陆台风暴雨及其影响的研究越来越受到人们的重视(Nasrollahi等, 2002; 陈联寿等, 2004; 李英等, 2005; 董美莹等, 2009; 汪亚萍等, 2015).

登陆台风降水分布主要包括内核区降水、螺旋云带降水、斜压不稳定性降水、台风前飑线降水和台风远距离降水(Chen和Li, 2004). Chen等(2010)在总结前人有关台风暴雨的研究工作基础上指出, 登陆台风暴雨强度和分布主要受以下因子影响: 水汽输送特征、台风变性、台风与季风槽的相互作用、地形效应(陆面过程)、台风环流区域内中尺度对流活动、边界层能量传输等. 实际预报业务和研究工作发现, 决定登陆台风暴雨分布的首要因子是台风路径(Xie和Zhang, 2012; Munsell和Zhang, 2014). 登陆台风垂直风切变则对台风降水非对称分布有直接影响(Gao等, 2009): 一定大小的垂直风切变能够使得台风发生倾斜, 最大降水即出现在顺切变的左侧(Jones, 1995; Frank和Ritchie, 1999), 而垂直风切变的方向和大小会随着非绝热加热和高空风的非对称性演变而产生持续性的变化(Li等, 2015). 台风环流与地形的相互作用对登陆台风降水的非对称分布和暴雨增幅有明显作用(Lin等, 2001; 李江南等, 2003; 董美莹等, 2009; Chih等, 2015), 这种地形对台风暴雨的增幅效应可以定量地用一维理想模式进行表示(Smith, 1979; Xie和Zhang, 2012). 台风远距离暴雨往往是台风外围环流与中纬度西风槽相互作用的直接结果(陶诗言等, 1979; 蒋尚城, 1983; 丛春华等, 2011; Galarneau等, 2010), 但在中低纬度地区, 台风扰动能量的频散作用也可引起另一种形式的台风远距离暴雨(罗哲贤, 1994; 陈联寿等, 2002; 黄新晴等, 2014).

由于台风涡旋是一个非线性的复杂结构, 其路径和强度变化及降水强度和分布是多种尺度系统相互作用的结果(罗哲贤, 2005; 滕代高等, 2008; 罗哲贤等, 2010; Moore等, 2013), 没有一个模型能够完全包括所有台风降水的分布形态, 如台风前飑线降雨并不是在

每个登陆台风中都出现(Meng和Zhang, 2012). 另外, 台风降水及其分布是与局地地形分布密切相关的过程, 有着明显的区域性特征. 因此, 加强对登陆台风局地性降水特征和动力过程的分析研究, 对于不断加强和完善对台风暴雨分布的认识及其影响评估将大有裨益.

2015年第13号台风Soudelor在登陆福建省前后给浙江省南部和东南沿海带来了强降水, 其中累积降水大于300mm的区域达8000km²以上, 特别是浙江温州和台州的局部地区出现了百年一遇的暴雨. 强降水引起的山洪、泥石流等地质灾害造成14人死亡和80亿元人民币以上的直接经济损失. 以往研究发现, 在影响浙江省的登陆台风中, 其暴雨的分布主要包括台风内核区降水、距离台风中心300~500km范围内的台风螺旋雨带降水、台风涡旋北部(西北部)外围环流与西风槽冷空气相互作用产生的锋面降水以及与局地地形相互作用产生的降水等(祝启桓等, 1992). 台风Soudelor在形成局地极端强降水过程中, 其降水分布和大小较以往的台风个例有独特的特征, 尤其是山脉地形附近的降水最为明显, 本文对Soudelor台风形成降水的时空特征进行了详细分析, 阐明了局地强降水形成的动力过程, 以及地形效应在强降水形成过程中的作用.

2 资料说明和个例概况

本文所用资料包括Soudelor台风影响浙江省期间华东地区加密中尺度观测站降水、10m风场、海平面气压、地表气压、2m相对湿度、2m温度和露点温度资料, 雷达回波数据, FY2E静止卫星红外云图资料, 中国气象局上海台风研究所“热带气旋最佳路径数据集”资料, 以及NCEP基于GFS全球预报模式的0.25°×0.25°格点业务再分析资料.

台风Soudelor于2015年7月30日00时(UTC, 下同)在西北太平洋洋面上(160.7°E, 13.7°N)生成, 生成后一直向西偏北方向移动, 强度最强时为超强台风等级(维持66h), 8月7日20时40分第一次登陆台湾花莲, 登陆时强度为强台风等级(48m s⁻¹). 在穿过台湾岛的过程中, 台风运动由向偏西方向移动转为向西南移动, 进入台湾海峡后折向西北方向移动, 并于8月8日14时10分再次在福建莆田沿海登陆, 登陆时近中心最大风力为13级(38m s⁻¹), 中心气压为970hPa. 登陆后Soudelor强度减弱, 沿西北偏西方向穿过福建省中部进入江西, 之后

图1 Soudelor台风路径(a)和强度变化(b)

(a) TDT, 热带低压扰动; TD, 热带低压; TS, 热带风暴; STS, 强热带风暴; TY, 台风; STY, 强台风; Super STY, 超强台风; TTC, 变性热带气旋。(b) 红实线为台风中心最低气压, 蓝虚线为台风中心附近最大风速, 0300表示2015年8月3日00时, 其余依次类推

台风由偏西方向沿顺时针方向旋转经过安徽和江苏中部入海, 最后在朝鲜半岛以南海区减弱消失(图1)。

从图1a可以看出, Soudelor台风从台湾岛登陆直到在江苏省中东部东移入海这段时间内, 其移动路径基本上是以浙江省中南部沿海(温州与台州沿海地区)为圆心进行顺时针类似圆周运动, 台风在浙江省内的降水时间较长, 产生的累积降水迅速增加, 在温州和台州局部地区出现了百年一遇的强降水(图2a)。从强度变化来看(图1b), Soudelor台风登陆台湾岛过程中强度开始快速减弱, 但仍然维持在强台风级别, 进入台湾海峡后减弱为台风强度, 在福建省中部二次登陆后强度继续减弱为强热带风暴, 进入江西转向偏北方向移动时强度进一步减弱为热带低压, 这一强度维持到在浙江省内的降水结束。

图2a为Soudelor台风影响浙江省期间(2015年8月7日00时至11日00时)累积降水分布图。可见, 台风Soudelor在陆地上的强降水区主要有3部分: 第一部分位于福建省东北部沿海至浙江温州一带(图2a中降水区A, 以下简称A区), 这一降水区主要受台风主体环流的影响, 降水时间相对较长, 强度最大; 第二部分位于浙江省的台州至宁波一带, 主要是台风转向东北侧减弱后破碎的降水云带“北跳”至这一地区而形成的局地性降水(图2a中降水区B, 以下简称B区); 第三部分降水位于江苏省中东部地区, 是台风外围环流与中纬度西风槽相互作用的结果。另外, 对比降水分布和地形高度图(图2b)可以看到, 强降水中心与地形高度中心的迎风坡有密切的对应关系: 除了台风登陆后期在江苏省中东部地区产生的斜压降水外, 其余的降水中心都与地形高度中心迎风坡一侧存在一一对应关系。

3 Soudelor台风在浙江产生局地强降水的动力分析

3.1 Soudelor台风在浙江产生局地强降水的阶段性特征

历史上影响浙江省的登陆台风降水分布主要分为3种情形(祝启桓等, 1992; 王镇铭, 2013): (1) 台风位于台湾岛以东洋面时, 台风外围环流与中纬度南下弱冷空气相互作用, 加上局地地形的增幅效应在浙江沿海和西北部山区产生较强的前期降水; (2) 台风登陆后, 台风的主体环流在浙江省内产生的强降水, 强降水的落区由于台风路径和尺寸的不同存在一定差异, 但强降水中心基本都集中在浙江省东南部的雁荡山区、台州至宁波一带的四明山区以及杭州西部的天目山一带; (3) 台风登陆减弱后的残压环流与来自海上的暖湿气流或是与西南风急流相联系, 使得台风残压环流的一部分得以重生, 在其经过的地区引发较强降水。而从不同台风路径的降水分布来看(王镇铭, 2013), 在浙江省产生最强降水的登陆台风路径主要为在福建省中北部登陆, 而后沿偏西或西北方向移动的路径。Soudelor台风在浙江省产生的强降水带来的影响是1949年以来最严重的事件之一。为了进一步分析Soudelor台风降水的物理原因, 有必要对其降水的分布形式和阶段性特征进行说明。

在逐小时的华东区域中尺度站降水分布图上(图略), Soudelor台风在浙江产生降水的过程在时间上可以分为4个较为清晰的阶段。第一阶段为2015年8月7日00时至7日12时, 台风中心位于台湾岛以东洋面, 在台风北侧外围环流影响下, 在浙江省东南部沿海有弱

图2 2015年8月7日00时至11日00时Soudelor台风在华东地区产生的累积降水(a)和该地区地形高度分布(b)

黑色点划线表示台风路径, 矩形框A和B表示台风降水在浙江省内出现的两个最强区域

降水形成。第二阶段(7日13时至9日06时)台风登陆台湾岛后先向西南移动然后又折向西北行, 在福建省中部登陆后沿西北偏西方向移动; 在这期间, 浙江省主要受台风主体环流影响, 降水强度大、时间长、累积降水最大。第三阶段Soudelor台风深入内陆后强度减弱, 进入江西后折向北行, 其主体环流破碎并向外扩展至台州、宁波一带, 引起这一地区产生较强降水(9日07时至10日06时)。第四阶段时Soudelor台风强度进一步减弱, 并逐渐转向为东北偏东方向移动, 台风外围环流也随之向东向北移动, 主体雨带位于江苏省中东部, 而之前位于台州和宁波一带的台风雨带也逐步向东北方向移动到海上, 台风在浙江省的降水逐渐趋于结束(10日07时至11日00时)。

为了进一步说明Soudelor台风在浙江省内的降水分布情况, 本文计算了浙江省内区域平均和主要降水区区域平均的降水时间序列(图3)。浙江省为 $118^{\circ}\sim 121^{\circ}\text{E}$, $27^{\circ}\text{N}\sim 30.5^{\circ}\text{N}$ 范围共2082个台站, 通过Kriging插值到5km网格, 区域平均降水的计算为该区域内的所有网格点降水之和除以格点数(下同)。主要降水区中A区(温州附近地区)为 $119^{\circ}\sim 120.7^{\circ}\text{E}$, $26.8^{\circ}\sim 28.2^{\circ}\text{N}$ 共423个台站, B区(台州至宁波地区)为 $120.5^{\circ}\sim 121.7^{\circ}\text{E}$, $28.4^{\circ}\sim 30.0^{\circ}\text{N}$ 共622个台站。由图3可见, 在第一阶段, 台风降水先增加, 后迅速减小, 至7日12时降水基本结束。

与以往的台风降水模式(祝启桓等, 1992; 王镇铭, 2013)不同, 此次台风的前期降水由于没有受到中纬度冷空气的影响, 强度明显偏弱。随着台风在台湾岛登陆, 浙江省内的降水开始迅速增加, 尤其A区的降水增加最为明显, 由于台风出现先南移后北进的转折路径, 台风在浙江省内的降水在8日04时附近出现波动现象, 但依然维持一定的降水强度。之后随着台风登陆福建省中部, 温州地区位于台风主体环流区的范围内(距离台风中心300~500km), 降水迅速增加, 并于8月8日16时附近达到最大值。随着台风继续深入内陆, 台风强度迅速减弱(图1b), 降水也随之减少。至8月9日06时, 第二阶段降水基本结束。可见, 台风在第二阶段的降水贡献主要来自于A区的降水, 同时由于台风主体环流区扰动能量的向外传播(Corbosiero等, 2006; 李英等, 2007; Hall等, 2013), 在台风涡旋的右侧向北形成多条对流雨带(图略), 其中处于主体环流北部的B区因此得以维持一定强度降水, 但远小于A区; 到了台风降水的第三阶段, 台风环流开始转向偏北方向移动, 台风强降水从温州中南部北跳至台州与宁波一带(B区), B区降水强度明显增强, 在这一阶段, A区仍然维持一定强度的降水, 但降水量值明显小于B区。之后到10日06时之后, 台风降水开始向东北方向移动, 台风在浙江省的降水进入最弱的第四阶段, A区和B区的降水强度迅

图3 浙江省内(实线)、A区(虚线)和B区(点线)区域平均降水时间序列

4个降水阶段由X轴上黑色方块分隔, 0700表示2015年8月7日00时, 其余依次类推

速减小, 弱雨带东移至沿海岛屿和舟山地区, 并随着台风进一步东移而趋于结束。

图4为每一阶段内累积降水合成图(即对每一阶段内每个格点上的小时降水进行累加计算)。第一阶段降水主要位于浙江沿海雁荡山和四明山区一带, 降水强度相对较小, 由于此时台风位于台湾岛以东洋面, 距离浙江省沿岸800km以上, 属于台风远距离外围环流降水(图4a)。在台风降水的第二阶段(图4b), 台风降水主要位于福建东北部沿海至浙江东南部沿海, 最强降水中心位于温州中南部地区, 降水强度最大、范围最广, 雨带沿岸线呈西南-东北向分布, 与这一地区的沿海地形走向一致。到了降水的第三阶段(图4c), 雨带北跳, 形成东西向带状分布, 在降水带的东西两侧分布着两个明显的降水中心, 一个位于浙江省台州至宁波一带(B区), 另一个位于安徽省中西部, 表明这一阶段台风环流在向外扩展的同时出现云带破碎现象(在逐小时演变的雷达回波图上, 第二阶段呈东南-西北向分布的雷达回波带, 进入第三阶段后, 在向西北方向移动的过程中逐渐分裂为多个呈准东-西向分布的强云团中心, 图略)。在台风降水的第四阶段(图4d), 主降水区逐渐向北向东扩展, 北部中心位于江苏省中东部, 而从逐小时雷达回波演变图上看(图略), 东部中心移到海上, 浙江省内仅有台州至宁波沿海有低于5mm以下的弱降水, 并逐渐趋于结束。

由此可见, 在逐小时降水场与区域平均降水序列图上均可看出Soudelor台风在浙江产生降水可分为4个明显不同的阶段。据此, 本文将对此台风降水过程进行阶段性合成分析, 以求深入讨论每一阶段降水形成的物理原因。

3.2 台风远距离降水与Soudelor第一阶段降水的形成

陈联寿(2007)给出了台风远距离暴雨的宏观定义, 即(1)降水发生在台风范围之外; (2)这块降雨与台风存在着内在的物理联系, 清楚地将台风远距离暴雨与台风本体暴雨区分开。台风远距离降水是发生在台风主体环流之外(距离台风中心800km以上)、由于台风外围环流与中纬度系统相互作用引发的局地性强降水(陶诗言等, 1979)。而在中低纬度地区(35°N以南), 由于台风能量频散作用能够引起降水区局地中尺度涡旋的产生, 从而形成另一种形式的远距离台风较强降水(罗哲贤, 1994; 陈联寿等, 2002; 黄新晴等, 2014)。Soudelor台风降水的第一阶段, 台风涡旋位于台湾岛以东洋面, 与浙江省降水区距离超过800km, 属于台风远距离降水。但是从降水强度看(图4a), 这一远距离台风降水中心强度仅为10mm, 远比前两类远距离台风降水强度小。

从地面风场的分布(图5a)来看, 第一阶段在A区和B区主要为东北风, 强度小于 8 m s^{-1} , 并且由于风向风速切变引起的局地辐合B区大于A区, 局地对流发展B区比A区强, 加上偏东风带来的海上暖湿空气的相互作用, 引起B区降水大于A区(图4a)。在对流层中低层(700hPa以下, 图6), 第一阶段A区以盛行东北风为主, 由低层1000至700hPa逐渐转为偏东风, 而B区整个对流层中低层以偏东风为主。两者风速均较小(850hPa以下小于 8 m s^{-1} , 700hPa小于 12 m s^{-1})。并且从垂直运动(图7)可以看出, A区的垂直上升运动与全省平均的垂直上升运动强度相当, 均小于B区的垂直上升运动, 并且三者垂直上升运动量值都较小(绝对值均小于 0.3 Pa s^{-1}), 表明这一阶段内的降水是由弱对流造成的。

Smith(1979)提出了一个用于定量估测地形降水率的一维理想模型:

$$\begin{cases} R_T = -\bar{S} \cdot \int_0^\infty \bar{V} \frac{d\rho_{ws}}{dz} dz, \\ \bar{S} = \nabla \cdot H, \end{cases} \quad (1)$$

式中, R_T 为地形降水率, 单位为mm, ρ_{ws} 为饱和水汽密度, $\bar{S}$ 为地形坡度, H 为地形高度, $\bar{V}$ 为近地层风矢量。在考虑边界层内风速变化为小量, 并且边界层顶饱和水汽密度为零的情况下, 式(1)可以简化为(Xie和Zhang, 2012)

图4 Soudelor台风登陆后不同阶段累积降水分布

填色图大于50, 单位: mm

$$R_T = \left(u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \times r_s(0) \times \rho_{\text{air}}(0), \quad (2)$$

式中, $r_s(0)$ 和 $\rho_{\text{air}}(0)$ 分别为近地层水汽混合比和空气密度, u 和 v 分别为近地层10m纬向风和经向风分量。

由式(2)可见, R_T 值与水平风速、地形梯度以及近地层水汽密度呈正比关系: 水平风越大, 地形在风向上的梯度越大, 单位体积内水汽含量越多, 地形对降水的增幅作用越明显。

图8是利用华东区域中尺度观测站资料(10m风向风速, 2m相对湿度, 水汽压, 地表气压和地形高度等)计算的4个降水阶段地形降水率(R_T)的分布。从图8a可见第一阶段的地形降水率在5~10mm, 与这一阶段的实况降水接近, 表明Soudelor台风在浙江产生的第一

阶段降水是由于对流层中低层弱风场与局地地形相互作用引起的局地弱对流形成的远距离弱降水。

因此, 从风向变化的对比和地形降水率的分布来看, 前期Soudelor台风外围低层环流与局地地形的相互作用, 是形成台风远距离弱降水的主要原因。此外, 由于浙江沿海的山脉地形分布以东北-西南走向为主, B区的偏东风比A区的东北风与地形的正交分量更大, 更有利于在浙江沿海形成较强的局地对流和降水。

3.3 多因子相互作用与第二阶段最强降水形成的物理机制

从图3的分析中可知, 在Soudelor台风进入局地强

图5 每个降水阶段内近地层10m风场合成图

风向杆单位: 10 m s^{-1} , 阴影区为大于等于 8 m s^{-1} 的全风速分布, 点线等值线为散度场分布, 单位: 10^{-5} s^{-1}

降水形成的第二阶段, 从登陆台湾岛前约3h开始(8月7日18时), 台风在A区的区域平均降水迅速增加, 并在台风二次登陆福建省中部沿海时达到最强, 登陆后开始减弱. 同时A区的平均降水率远大于B区和全省区域平均值, 表明第二阶段最强降水出现在A区. 下面本文将台风主体环流、局地山脉地形和环境场等多因子相互作用以及强降水持续时间等方面详细分析引起第二阶段最强降水的物理机制.

台风最大风速半径(R_m)与台风眼墙区及从眼墙区向外伸展的台风螺旋云带区的结构分布紧密相关, 进而影响台风内核区的降水分布(Rogers等, 2009). 在

Soudelor台风降水的第二阶段, 强降水区距离台风中心300~500km, 属于台风主雨带降水(principal rainband rainfall). 为了考察台风最大风速半径与第二阶段台风主雨带强降水之间的联系, 根据美国台风预警中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)的最佳路径集资料, 给出了第一、第二阶段台风最大风速半径的演变(图9), 可以看到, 从台风降水的第一阶段过渡到第二阶段, 台风最大风速半径明显减小, 并且在8日08时附近达到最小(10km左右), 之后维持13km附近, 直到进入第三阶段最大风速半径才迅速增加. 与这一时段内强降水A区区域平均的降水时间系列对比来看(图

图6 A区((a)、(c)、(e)、(g))和B区((b)、(d)、(f)、(h))区域平均风矢量(风向杆)和全风速(点画线)的时间序列

图7 A区(a)、B区(b)和浙江省(c)上空区域平均垂直速度时间-气压剖面图

单位: Pa s^{-1} ; 实心方框分割4个降水阶段, 实心三角分别表示在台湾岛和福建省的两次登陆时间, 横坐标同图3

3), 最大风速半径的时间演变正好与A区降水时间系列呈相反的位相变化. 由此可见, 最大风速半径的变化在一定程度上仍可反应台风主雨带300~500km范围内局地强降水的演变趋势.

对比图4b可以看出, 第二阶段的台风降水相对于台风的移动路径分布极不对称, 50mm以上的强降水基本分布在台风移动路径的右侧, 最大降水出现在距离台风中心300km左右的A区, 即台风主体螺旋云带影响区域. 并且强降水区分布具有很强的局地性, 基本上分布在沿海较大山脉地形处, 向内陆伸展降水迅速减弱. 这表明局地山脉地形对登陆台风降水分布有显著影响. 同时在平行台风移动路径方向上, 螺旋云带内的局地对流发展空间分布不平衡. 这种与局地强降水相关的对流非对称和不平衡发展趋势, 与台风环流中低层风场及其与地形相互作用关系密切(Chen等, 2010): 台风环流在与地形相互作用过程中, 一方面局地地形会使得降水系统整体抬升, 在达到凝结高度后产生地形降水, 另一方面局地地形对迎风坡气流正交分量的抬升作用会加速降水系统内的垂直上升运动, 引起对流系统的进一步发展, 从而导致局地对流空间

分布不平衡性的发展.

图5b为Soudelor台风第二阶段强降水期间地表10m风矢量和散度分布合成图. 可见, 强风区主要位于福建省东北部至浙江省东部沿海地区, 最强中心出现在降水区A, 以东北偏东风为主; 与之相对应, 在这一区域地面辐合最强. 而向内陆伸展, 风速和辐合区迅速减弱. 这表明, 一方面由于地形摩擦耗散对风速减小作用显著, 在沿海地区造成风速风向切变, 对局地对流产生一定贡献, 同时沿海山脉地形的变化对局地对流的发展有重要影响. 从对流层中低层风向风速的变化来看(图6), 台风降水的第二阶段(8月7日12时至8月9日06时), A区低层700hPa以下风向演变为东北风-东北偏东风-东南风, B区则由东北偏东风转变为东南风; A区在台风登陆前风速达到最大, B区则在台风登陆后约4h风速达到最大. 强风速对应大的风速切变和更多的水汽输送, 有利于局地降水的增幅, 这与第二阶段A区降水最大相一致. 此外, 第二阶段A区和B区中低层风向均为偏东风, 表明这一地区偏东风与局地强降水有较好的对应关系(偏东风与浙江沿海地形的正交分量比东北风大), 而当A区风向进一步转变为东南风后(约

图 8 华东地区地形降水率分布

R_T , 单位: mm; 点划线线表示每一降水阶段台风路径

图 9 2015年8月7日00时至11日00时Soudelor台风最大风速半径演变
横坐标同图3

从8月8日18时开始), A区降水明显减少(图3). 进一步分析与中低层风场紧密相关的垂直上升运动(图7)发现, 在第二阶段A区的垂直上升运动出现了爆发性的增强, 最大值出现在台风二次登陆福建省前后; 从整个对流层来看, 主要的垂直上升运动位于500hPa以下, 最强的垂直上升运动出现在对流层中低层850~600hPa. 这表明产生局地强降水的对流活动主要位于对流层中下层, 属于中等强度对流系统. 这一现象可以从第二阶段降水发生时最强雷达回波的径向剖面图得到进一步证实, 最强回波区的垂直发展范围集中在东部较小范围内, 不具有连续性, 总体上对流的发展属于中等强度(图略). 结合区域平均小时降水率

图 10 浙江省内、A区和B区地形降水在观测降水中的百分比时间序列
横坐标同图3

的演变分析(图3)可知, Soudelor台风在浙江产生强降水的原因不是短时的强烈对流系统, 而是与中低层风场紧密联系的、一定强度的较长时间多种尺度降水系统的综合作用(降水系统较长时间维持的原因将在3.6节中讨论). 由于台风主体降水螺旋云带内的对流发展属于中等强度, 因此强降水的产生除了台风自身环流降水之外, 地形降水效应可能亦有重要影响.

从第二阶段地形降水率的分布来看(图8b), 降水区主要受台风主体环流影响(台风环流最大风速半径相对较小, 图9), 风速明显增加(图5b), 辐合增强, 地形降水明显增强, 从而引起小时雨强迅速增大(图3). 之后随着台风深入内陆, 台风强度明显减弱, 但由于浙江省内降水区始终处在台风北侧主体环流范围内, 主要受偏东风影响, 与纬向山脉正交的分量维持较大值, 加上来自海上的暖湿气流, 使得地形降水维持在一个较高的水平, 台风在A区的局地小时雨强维持在5~15mm的时长在24h以上. 另一方面, 第二阶段的降

水过程维持时间从8月7日12时至9日06时, 共计42h左右, 长时间的累积降水量远远超出了特大暴雨的标准.

为了更加清晰地说明浙江沿海地形降水率(R_T)在此次台风总体降水中的作用, 本文计算了A区、B区和浙江省内区域平均的 R_T 与相应的总体降水的比值(%), 图10). 从结果可见, 在台风降水的第二阶段, 省内平均地形降水在前12h可达20~40%, 之后迅速减小, 而A区和B区则可以达到60%, 但是有一定的波动性, 后期随着台风深入内陆迅速减弱. 这表明局地山脉地形与台风环流的相互作用对此次台风局地暴雨的形成起到了重要作用, 在部分地区和时段内对局部强降水的贡献率超过了50%.

由此可见, 在第二阶段的台风降水过程中, 地形增幅降水随着正交风分量的增加明显增强, 风速越大, 这种增幅效应越明显. 考虑到从福建省中北部到浙江省沿海的地形走向基本为南北走向, 因此来自海上的偏东风对局地地形降水增幅作用最为明显.

前面的分析中提到, 较小的最大风速半径的稳定维持, 有利于台风主体螺旋云带产生持续稳定性局地强降水, 并通过与山脉地形的相互作用使局地强降水产生明显的增幅效应. 而最大风速半径的稳定维持, 以及与之相对应的局地强降水的大小和落区分布, 与小于一定量值的垂直风切变紧密相关(Jones, 1995; Wong和Chan, 2004; Chen等, 2006; Gao等, 2009; Zhang和Tao, 2013; Tao和Zhang, 2014). 由于Soudelor台风从登陆到在江苏省中东部东移入海, 其最大风速半径均在300km以内(图8). 据此, 本文通过计算台风环流区域内(300km范围内, 图11a)和环境(300~800km环形区域, 图11b)沿方位角平均的垂直风切变的时间

图 11 Soudelor台风环流区域内(a)和环境(b)垂直风切变矢量变化时间序列
横坐标同图3

演变序列(用200hPa的风场与850hPa风场相减), 对比分析了两类垂直风切变与第二阶段台风环流和局地强降水之间的相互关系. 由图11可见, 在台风降水的第二阶段, 台风环流区域内的垂直风切变由西北风转变为偏东风到东南风, 之后逐渐沿顺时针方向旋转变化至西南风, 风速大小由第一阶段的8减小到 5 m s^{-1} 左右, 并且维持至第二阶段降水结束. 这样强度的垂直风切变($\leq 6\text{ m s}^{-1}$)有利于台风环流区域内对流系统的维持和发展(Tao和Zhang, 2015). 与此同时, 环境垂直风切变也由西北风转变为偏东风, 之后在第二阶段降水结束前沿顺时针方向旋转为西南风, 强度由8减小到 2 m s^{-1} 以下, 并维持到第二阶段降水结束. 由此可见, 弱的环境垂直风切变对于台风登陆后结构和强度的维持有积极作用, 是保证Soudelor台风在第二阶段持续性强降水产生的必要条件; 此外, Corbosiero和Molinari (2002)发现, 当切变较弱($< 5\text{ m s}^{-1}$)时, 台风外雨带最活跃的对流活动多位于顺切变方向的左侧, 而Soudelor在第二阶段的降水多位于这一时段偏东风切变的右侧(北侧), 也从另一个方面证明了地形对第二阶段降水的强度和分布起到了关键的作用. 以上分析表明, 偏东风和东南风的垂直风切变在其大小维持在 6 m s^{-1} 以下时, 对于台风强度和结构的维持有积极作用, 有利于降水系统的维持和发展, 尤其是环境风切变在 2 m s^{-1} 以下, 与台风稳定持续产生较强降水有着很好的对应关系.

图12给出了不同降水阶段对流层低层850hPa(a、c、e、g)和200hPa(b、d、f、h)散度场和流场分布. 由图可见, 在台风降水的第二阶段(图12c), A区受台风主体环流影响, 偏东风急流强, 低层辐合带主要位于福建省中北部到浙江省中南部沿海地区, 台风高层为弱的辐散区, 垂直风切变较小(图11), 台风结构受垂直风切变影响较小, 较大的辐散气流位于高层台风环流的东北侧(图12d), 有利于其近地层对流的进一步发展. 由此可见, 台风环流区域内的垂直风切变在台风强降水期间对于维持低层降水区的对流活动亦有重要影响: 弱的垂直风切变有助于台风涡旋维持相对稳定的环流结构, 形成稳定的持续性降水, 同时Soudelor强度维持在台风至强热带风暴等级, 使得台风最大风速半径稳定维持, 对于台风主体环流及其与局地地形相互作用引发局地累积强降水的形成至关重要.

以上的分析结果表明, Soudelor台风在降水的第

二阶段产生最强降水的直接来源是中等强度的台风主体环流及其与地形相互作用的结果. 而较小的垂直风切变条件下台风环流结构和强度维持较小变化, 使A区稳定的主雨带降水得以在较长时间内持续维持和发展, 是第二阶段最强降水形成的另一个必要条件.

3.4 台风结构变化对第三阶段降水中心北跳的影响

从图3的分析中可以看到, Soudelor台风降水的第三阶段, A区的降水迅速减小, B区降水则明显增加. 同时, 在1h降水分布图上, 在第二阶段和第三阶段降水的过渡期, 浙江省内的较强降水中心也表现出“北跳”的不连续分布现象(图略). 在这一节中, 本文将从降水区局地对流发展的演变、台风结构变化和环境垂直风切变以及水汽输送变化的影响等方面讨论这一强降水中心“北跳”的物理原因.

图13为台风降水第二阶段至第三阶段的过渡期(8月8日18时至9日08时)2h间隔雷达回波演变. 可以看出其存在两个明显的不同发展阶段: 从8日18时至9日02时, 随着台风环流深入内陆地区, 台风内核区由于逐渐远离来自海上的暖湿气流, 逐渐变为“干区”, 对流发展受到抑制, 雷达回波强度显著减弱, 卫星云图上的内区螺旋云带逐渐消失, 台风内区的无云区明显扩大, 表现出清晰的“空心”结构. 受台风结构变化影响, 位于温州中南部至福建中北部沿海(A区)的强降水明显减弱并趋于结束. 之后, 从9日04时至08时, 位于台州至宁波一带的台风外围云带因与来自海上的暖湿气流相联系而得以维持和发展. 在这期间, 由于台风环流内区和环境垂直风切变为西到西南风, 并且处于不断增强的阶段(图11), 有利于在垂直风切变的顺切变一侧(台风环流东北象限)出现螺旋云带内对流的非对称发展(Jones, 1995); 而台风北侧外围环流开始与中纬度西风槽的相互作用加剧了台风螺旋云带对流发展的非对称分布, 使得到达台风内区的水汽输送通道被切断, 水汽分布出现了明显的非对称特征, 大值区集中分布在台风环流东北象限的外围地区(B区, 图14). 再加上局地山脉地形与台风外围环流的相互作用(图5c), 使得在台风北侧外围环流分布的地区, 安徽西部至浙江西北部与江苏南部交界, 再到浙江中东部四明山区(B区)一带的局地对流不断发展, 相应的在降水场上表现

图 12 不同降水阶段850 hPa((a)、(c)、(e)、(g))与200hPa((b)、(d)、(f)、(h))散度场和风矢量合成图
阴影区, 单位: $1 \text{ e}^{-5} \text{ s}^{-1}$; 风向杆单位: 10 m s^{-1}

图 13 2015年8月8日18时至9日08时每隔2h浙江省内雷达回波演变

图 14 不同降水阶段850hPa水汽通量和风矢量合成图, 矩形方框分别表示降水区A和B
阴影区, 单位: $\text{g cm}^{-1} \text{hPa}^{-1} \text{s}^{-1}$; 风向杆单位: 10m s^{-1}

为强降水雨带“北跳”。

可见, 台风登陆后, 尤其是在深入内陆的过程中, 其内区环流由于水汽条件的减小而迅速减弱。随着环境垂直风切变不断增大, 台风环流外区螺旋云带在环境垂直风切变的顺切变一侧出现非对称发展, 进而阻断了输送到台风内区的水汽通道, 台风内区少云区不断扩大, 出现明显的“空心”结构; 而外区环流由于与来自海上的偏南暖湿气流相连接而得以维持和发展, 加上台风外围环流与局地山脉地形的相互作用, 使得台风在浙江省内的强降水区分布出现“北跳”现象。

3.5 台风环流与中纬度系统相互作用对第四阶段降水迅速减弱的影响

图2a的分析结果表明, Soudelor台风在登陆中国大陆期间, 主要存在两部分较大面积的强降水, 一部分是位于福建中北部到浙江中南部沿海的最强降水区, 另一部分则位于江苏省中东部。同时, 从图3和4c、d可以看到, Soudelor台风在浙江产生强降水的第三阶段到第四阶段过渡期间, 其外围环流已开始与中纬度系统相互作用, 受其影响江苏省中东部地区开始出现一定强度的降水。之后进入降水的第四阶段, 浙江省内的台风降水迅速减弱, 江苏省中东部地区的降水开始

图 15 不同降水阶段850hPa锋生函数、风矢量、散度场和垂直速度合成图

实线等值线, 单位: $10^{-10} \text{K m}^{-1} \text{s}^{-1}$; 风向杆单位: 10m s^{-1} ; 阴影区, 单位: $1 \text{e}^{-5} \text{s}^{-1}$; 点线等值线, 单位: hPa s^{-1}

明显增强。台风环流与中纬度系统相互作用的过程是其渐变性的过程, 其引起的降水具有明显的斜压降水特征, 且可以通过讨论锋生函数式(3)(Doswell等,

1996)的变化来研究二者相互作用对局地强降水的影响(Petterssen, 1936; Harr等, 2000; Harr和Elsberry, 2000; Colle, 2003; Gao等, 2009)。

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla_h \theta| = \frac{-1}{|\nabla_h \theta|} \left\{ \left[\left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^2 \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] + \left[\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] \right\}, \quad (3)$$

式中, θ 表示位温, u 和 v 分别代表直角坐标系中风场在 x 和 y 方向上的分量。

图15为不同降水阶段的锋生函数分布情况。在第一阶段和第二阶段, 台风涡旋西半部位于海岸线偏向陆地一侧, 由于海陆地形的摩擦差异, 产生了风速和风向的切变。这一海陆地形差异会引起台风环流的抬升, 造成台风环流内弱不稳定能量的释放(Houze,

2010, 2012), 引起在这一地区锋生函数等值线梯度加大、锋生函数次中心加强, 导致这一阶段台风降水的空间非对称分布。在第三阶段, 浙江省内没有明显的锋生现象, 表明这一阶段浙江省内的降水中不存在中层冷空气入侵引起的不稳定降水, 而是局地强风带风向风速切变环流以及地形效应的结果。到了降水的第四阶段, 主要降水带北跳到江苏省中东部地区, 出现

图 16 不同降水阶段内过台风中心湿位温、垂直速度和风矢量的纬向((a)、(c)、(e)、(g))和经向((b)、(d)、(f)、(h))垂直剖面图填色图, 单位: K; 黑色等值线, 单位: m s^{-1} ; 风矢量单位: m s^{-1} ; 实心三角表示台风中心位置, 纵坐标表示气压, 单位: hPa

明显的锋生函数与辐合区和上升运动区重叠, 这是台风外围环流与西风槽相互作用的直接结果; 值得注意的是, 强降水区并不是都与锋生函数的大值区重合, 而是与锋生函数、辐合区和上升运动区的重合部分相一致, 表明台风北侧外围环流在与西风槽相互作用过程中, 由于斜压位能释放, 与局地气流的辐合加强相互作用, 垂直上升运动增大, 对流发展, 引起局地降水增加。并且, 随着台风环流与中纬度系统相互作用的不断加强, 江苏省中东部地区的局地辐合和风速不断增大, 相应的水汽输送大值区也从第三阶段的B区再一次向北移动(图14d); 加上此时的环境垂直风切变达到最大且为偏西风(图11b), 使得浙江省沿海地区的弱对流系统迅速东移到海上, 浙江省内的局地对流和水汽迅速减小, 降水也随之快速减弱并逐渐趋于结束(图3和图4d)。另外, 从位温的垂直剖面图分布来看(图16), 在台风降水的前三个阶段, 在纬向-垂直剖面图上, 仅第二阶段在台风环流的西侧有弱的西北风入侵, 形成弱锋区, 引起局地非对称弱降水的产生(图16b), 其他

阶段基本为东南风气流(图16a)或平直西风气流(图16e和g)。在经向-垂直剖面图上, 降水前三个阶段均没有明显的锋生现象出现。到了降水的第四阶段, 在台风中心的北侧, 从底层到500hPa存在一条冷锋, 36°N以南盛行偏北气流, 在其作用下, 台风中心北侧的高能高湿气流向南侵入到26°N附近, 中低层不稳定性明显增大, 并在31°~32°N附近形成一个明显的上升运动中心, 引起江苏省中东部地区强降水发生。

由此可见, 在Soudelor台风降水的第四阶段, 随着台风涡旋向北向东移动, 台风外围环流与中纬度系统的相互作用不断加强, 在江苏省中东部地区形成新的降水中心, 引起水汽大值区的向北移动, 使得浙江省内的水汽输送和局地对流发展迅速减弱; 而环境垂直风切变的进一步增强, 使得之前由于台风残压环流与浙江省东部沿海山脉地形相互作用形成的弱对流加速向海上移动, 从而导致第四阶段浙江省内的台风降水迅速减弱。

图 17 500hPa高度场和风矢量合成图

单位: gpm; 风向杆单位: 10 m s^{-1} ; 阴影区为全风速, 单位: m s^{-1}

3.6 准圆周台风移动路径对此次局地极端强降水的影响

累积降水可通过式(4)进行定量估计:

$$R_a = \bar{r} \times t, \quad (4)$$

式中, R_a 为累积降水量, $\bar{r}$ 为降水时段内的平均降水率, t 为降水时段时长。从Soudelor台风在浙江产生降水的区域平均小时雨强来看(图3), 其强度不是历年影响浙江台风中最大的, 但是其总体降水却是最大。除了台风环流自身在第二阶段的稳定维持带来的持续性降水外, 这与Soudelor台风在二次登陆过程中的典型路径有密切关系(图2)。从路径上看, Soudelor台风从登陆台湾岛到在江苏省中东部东移入海这段时间内, 其移动轨迹正好形成以浙江省东南部沿海为轴心的顺时针准

圆周路径, 这一特殊路径使得 Soudelor台风在相对较长一段时间内其主体和外围云带在浙江省降水区维持一定强度的降水效率, 根据式(4)可知, 较长时间持续维持一定强度降水效率的直接结果是可以造成局地极端强降水。

为了分析这一特殊路径的形成过程, 本文给出了500hPa各个降水阶段的高度场和风矢量场合成图(图17), 用以分析副高形态变化(简称“副高形变”)和相应的引导气流对台风路径的作用。可见, 在降水的第I阶段, 副高在浙江省以北地区形成一个高压坝(西脊点位于安徽省中南部), 台风在副高南侧偏东风气流引导下沿偏西路径移动。在降水的第II阶段, 受另一台风Molave(1514)向北运动的影响, 位于台风北侧的副高开始东退北抬, 高压坝断裂, 台风在副高西南部东南偏东气

流引导下沿西北偏西方向运动. 到了降水的第III阶段, 由于受双台风的挤压, 副高再次断裂, 由东西向分布转变为南北向分布, 副高西侧偏南风引导台风涡旋在进入江西后转向北行. 在降水的第IV阶段, 副高南落西伸, 并且与之前断裂的副高重新合并, 台风涡旋在其西北侧西南气流引导下再次转向东北方向移动. 从引导气流的强度来看, 整个降水过程中引导气流都在 12 m s^{-1} 左右, 随着台风登陆后台风强度的不断减弱, 在相同强度的引导气流作用下, 后期移动速度明显加快. 可见, 副高的形变引起的引导气流的变化是决定 Soudelor 台风在影响浙江省降水期间做顺时针准圆周运动的根本原因, 而其中随着台风强度的逐渐减弱, 准定常引导气流强度使得台风移动速度在不同阶段存在明显差异, 从而导致不同阶段台风降水维持时间不同. 另外, Soudelor 台风在经过台湾岛后先南移后北进的异常路径, 是其第二阶段长时间维持较强降水的重要因素之一, 而这一异常路径与地形作用关系密切(Xie 和Zhang, 2012). 从图2a台风移动路径来看, 在台风登陆台湾岛之后, 其中心与浙江省内强降水区中心的距离均维持在300~600km, 直到在江苏省再次入海前为止, Soudelor基本上是围绕降水区A和降水区B中心点C做顺时针准圆周运动.

由此可以看出, 由于副高形变引起的台风绕降水区做准圆周运动, 使得台风强降水发生时段内(2015年8月7日12时至10日06时), 降水区始终处于台风环流对流云团发展覆盖的范围, 从而使得台风环流在这一地区的累积降水超过特大暴雨等级. 同时, 第二阶段位于A区的强降水, 其形成的重要原因之一, 是台风涡旋的强降水云带持续在这一地区维持(42h左右), 这主要有两方面的原因. 一是台风涡旋在经过台湾岛后, 其移动路径先为向西南而后转向西北偏北, 最后进一步转向西北偏西方向登陆福建省中部, 此移动路径使得台风西北侧的外围环流在降水第二阶段的早期即与A区局地山脉地形(主要为雁荡山脉)相互作用引起局地对流产生(图18a), 降水强度较小(图10); 之后随着台风经过台湾岛进入台湾海峡, A区的对流开始明显增强, 降水云团从台风环流外围过度到台风主雨带外区(principal rainband outer section, 图18b和c), 并在登陆福建前达到最强, 而此时影响A区的降水云团转移到主雨带的内区(principal rainband inner section, 图18d), 之后在Soudelor西行过程中强度变化相对缓慢, A区始终处

于降水主雨带的影响之内; 这样的移动路径有利于台风右侧的强降水云带在较长的时间内持续在A区产生降水. 其次, 台风登陆福建省后向西移动过程中, 垂直风切变相对较小, 除了在经过台湾岛期间外, 台风结构没有发生明显的倾斜, 强度减弱缓慢(维持在台风到强热带风暴强度), 环境引导气流强度变化较小, 使得台风的移动速度相对较慢, 增加了台风强降水云带在A区的维持时间, 最终使得第二阶段的累积降水最大. 根据陈联寿等的研究(Chen等, 2010; 陈联寿和许映龙, 2017), 造成极端降水台风最显著的特点是在近海或陆面维持不衰, 移动缓慢, 并伴有明显的水汽通道. 在上面的分析中看到, Soudelor台风引起浙江局地极端强降水最大的第二阶段的强度和路径特征, 均符合台风极端强降水产生具有显著特点.

从以上的分析中可以看到, 此次Soudelor台风在浙江产生局地极端强降水的主要动力过程有以下4个特点: (1) 台风主体环流内的对流系统在相对稳定的大尺度背景场条件下缓慢减弱, 其内维持的持续上升运动把海上带来的水汽源源不断地输送到凝结高度以上, 形成局地强降水; (2) 台风环流与局地山脉地形的相互作用, 使得逐渐减弱的局地对流系统得以维持或发展, 与来自海上的暖湿空气相结合, 使得强降水得以持续; (3) 在副高形变影响下, 以局地强降水中心为原点的台风准圆周运动, 使得在距离台风中心的强降水区在整个台风登陆期间基本处于台风降水云带的影响范围, 从而使得总体累积降水最大化; (4) 台风环流与中纬度系统的相互作用引起的斜压降水, 引起雨带迅速北抬, 直接导致浙江省内降水迅速减小.

4 结论

在中国的华东地区, 台风是影响最大的天气系统之一, 台风降水及其引起的次生灾害是所有气象灾害中最严重的. 2015年第13号超强台风Soudelor登陆前后在浙江省中部和南部沿海地区产生的降水是浙江省历史上最大的台风降水之一, 强降水引起的山洪、泥石流等灾害造成了14人死亡和超过80亿元人民币以上的直接经济损失. Soudelor台风的许多降水性质明显区别于以往影响浙江省的台风个例. 为了清楚地认识到此次台风暴雨过程的物理原因, 本文基于高精度的中尺度观测站资料、雷达资料、FY2E卫星红外云图

图 18 Soudelor台风降水第二阶段不同时刻TBB演变

单位: $^{\circ}\text{C}$, 黑色三角表示台风中心

资料和NCEP GFS $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 网格全球业务分析等多种数据, 详细分析了2015年13号台风Soudelor在华东地区尤其在浙江省沿海产生局地强降水的主要影响因子和动力过程, 研究结果表明如下4点.

(1) 以往大多数影响浙江省的台风中, 强降水阶段对流发展强、范围大, 小时雨量大, 但强降水时段相对较短. 此次Soudelor台风垂直运动发展主体在对流层中下层, 对流发展强度中等, 小时雨量相对较小, 但在强降水区的降水时间相对较长(近42h), 累积雨量历史最大. 此次台风强降水具有明显的阶段性特征: 第一阶段台风位于台湾岛以东洋面, 距离浙江省降水区800km以上, 属于台风外围环流与浙江省沿海山脉地形相互作用下的远距离降水, 以东北风为主, 降水较弱; 第二阶段受台风主体环流影响, 降水最强, 累积降水最大; 第三阶段在台风减弱后仍然维持海上的水汽通道, 加上局地风速切变和局地地形的抬升引起的上升运动, 导致了这一阶段的局地强降水, 第四阶段由于台风北部环流与中纬度系统在江苏省中东部地区相互作用, 使得来自海上的水汽输送和台风降水云带北移, 浙江省内降水逐渐结束.

(2) 在经典的垂直风切变影响台风降水分布的模式中, 降水大值区往往位于顺切变的左侧(Jones, 1995). 从本文的研究结果看, Soudelor台风的强降水时段内(第二阶段和第三阶段前期), 台风环流区域内和环境垂直风切变以偏东(南)风为主, 强降水区位于顺切变的右侧. 这表明在台风环流与局地山脉地形相互作用的情况下, 地形效应引起的台风降水非对称分布远大于垂直风切变的影响. 通过定量计算可知, 在强降水时段, 地形效应对台风降水的贡献可达50%.

(3) 在Soudelor台风降水的后期, 由于垂直风切变逐渐由偏南风转为偏西风, 并且强度不断加大, 同时在台风环流的北侧受中纬度系统影响, 使得台风螺旋云带向东向北扩展, 加剧了台风环流的非对称结构分布. 在原强降水区的北侧(台风环流的东北部)形成一条东西向的强风速带, 在此强风速带的气旋性切变和局地山脉地形共同作用下, 使得台风螺旋云带向东北偏北方向扩展, 切断了向台风环流内区的水汽输送, 在降水场上表现为台风雨带的“北跳”现象.

(4) 副高形变引起的台风涡旋绕浙江省内强降水区做顺时针准圆周运动, 使得台风主体环流持续在浙江省内产生强降水的时间接近42h, 是形成此次最大

累积降水的主导因子. 另外, 不同于以往影响浙江省的台风个例, Soudelor台风外围环流与中纬度系统相互作用发生在台风降水的后期, 并且位于江苏省中东部, 对浙江省本地强降水没有影响. 而相对较弱的小时降水率、降水区垂直运动主要发生在对流层中低层以及最强雷达回波主体发展高度基本位于5km以下等特征均进一步表明, 造成此次台风局地强降水的主要原因不是发展强烈的强对流系统, 而是对流层中下层中等强度的台风环流及其与局地山脉地形相互作用等多种因子综合作用并维持较长时间的结果.

可以看到, 此次Soudelor台风在浙江产生局地强降水的过程是一个多因子综合作用的复杂过程, 本文从定性和定量的角度讨论了不同影响因子及其非线性相互作用引发此次局地极端累积强降水形成的可能物理机制, 以期提高对未来台风降水灾害的理解、预报及预防, 尤其是由登陆台风与沿海地形相互作用引起的闪雨、山洪、泥石流及洪涝灾害的预警.

参考文献

- 陈联寿. 2007. 登陆热带气旋暴雨的研究和预报. 见: 第十四届全国热带气旋科学讨论会论文摘要集. 3-7
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西北太平洋台风概论. 北京: 科学出版社. 440-442
- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展. 大气科学, 25: 420-432
- 陈联寿, 徐祥德, 罗哲贤, 王继志. 2002. 热带气旋动力学引论. 北京: 科学出版社. 100-108
- 陈联寿, 罗哲贤, 李英. 2004. 登陆热带气旋研究的进展. 气象学报, 62: 541-549
- 陈联寿, 许映龙. 2017. 中国台风特大暴雨综述. 气象与环境科学, 40: 3-10
- 丛春华, 陈联寿, 雷小途, 李英. 2011. 台风远距离暴雨研究进展. 热带气象学报, 27: 264-270
- 董美莹, 陈联寿, 郑沛群, 潘劲松. 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: 495-502
- 樊琦, 梁必骥. 2000. 台风灾害经济损失的模糊数学评测. 气象科学, 20: 360-366
- 黄新晴, 滕代高, 陆玮. 2014. “罗莎”台风波动特征与浙江远距离降水相互关系的初步研究. 大气科学学报, 39: 57-64
- 蒋尚城. 1983. 远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式. 气象学报, 41: 147-158
- 李江南, 王安宇, 杨兆礼, 李国丽, 何夏江, 彭涛涌, 古志明. 2003. 台风暴雨的研究进展. 热带气象学报, 19(增刊): 152-159

- 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: 91–98
- 李英, 王继志, 陈联寿, 杨元琴. 2007. 台风麦莎(Matsa)的波状降水特征研究. *科学通报*, 52: 344–353
- 罗哲贤. 1994. 能量频散对台风结构和移动的影响. *气象学报*, 52: 149–156
- 罗哲贤. 2005. 多尺度系统中台风自组织的研究. *气象学报*, 63: 672–682
- 罗哲贤, 马革兰, 平凡. 2010. 涡旋环流区域内精细复杂结构的研究. *中国科学: 地球科学*, 40: 947–952
- 钱燕珍, 何彩芬, 杨元琴, 王继志. 2001. 台风灾害指数的估算与应用方法. *气象*, 27: 14–24
- 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 1979. 暴雨和强对流天气的研究. *大气科学*, 3: 227–238
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社. 225
- 滕代高, 罗哲贤, 李春虎, 余晖. 2008. 斜压大气中台风涡旋自组织的研究. *气象学报*, 66: 71–80
- 汪亚萍, 崔晓鹏, 冉令坤, 余晖. 2015. 动力因子对2006“碧利斯”台风暴雨的诊断分析. *大气科学*, 39: 747–756
- 王镇铭. 2013. 浙江省天气预报手册. 北京: 气象出版社. 75–99
- 张庆红, 韦青, 陈联寿. 2010. 登陆中国大陆台风影响力研究. *中国科学: 地球科学*, 40: 941–946
- 祝启桓, 张叔云, 顾强民, 郭宗汉. 1992. 浙江省灾害性天气预报. 北京: 气象出版社. 42–48
- Chen L S, Li Y. 2004. An overview on the study of the tropical cyclone rainfall. In: *Proceedings International Conference on Storms*. Brisbane: Australian Meteorological and Oceanographic Society. 112–113
- Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones. *Adv Atmos Sci*, 27: 967–976
- Chen S S, Knaff J A, Marks Jr. F D. 2006. Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM. *Mon Weather Rev*, 134: 3190–3208
- Chih C H, Chou K H, Chiao S. 2015. Topography and tropical cyclone structure influence on eyewall evolution in typhoon Sinlaku (2008). *Terr Atmos Ocean Sci*, 26: 571–586
- Colle B A. 2003. Numerical simulations of the extratropical transition of floyd (1999): Structural evolution and responsible mechanisms for the heavy rainfall over the northeast United States. *Mon Weather Rev*, 131: 2905–2926
- Corbosiero K L, Molinari J. 2002. The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon Weather Rev*, 130: 2110–2123
- Corbosiero K L, Molinari J, Ayyer A R, Black M L. 2006. The structure and evolution of hurricane elena (1985). Part II: Convective asymmetries and evidence for vortex rossby waves. *Mon Weather Rev*, 134: 3073–3091
- Doswell C A III, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather Forecast*, 11: 560–581
- Duan W L, He B, Nover D, Fan J, Yang G, Chen W, Meng H, Liu C. 2016. Floods and associated socioeconomic damages in China over the last century. *Nat Hazards*, 82: 401–413
- Emanuel K. 2005. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436: 686–688
- Frank W M, Ritchie E A. 1999. Effects of environmental flow upon tropical cyclone structure. *Mon Weather Rev*, 127: 2044–2061
- Galarneau T J Jr, Bosart L F, Schumacher R S. 2010. Predecessor rain events ahead of tropical cyclones. *Mon Weather Rev*, 138: 3272–3297
- Gao S Z, Meng Z Y, Zhang F Q, Bosart L F. 2009. Observational analysis of heavy rainfall mechanisms associated with severe tropical storm bilis (2006) after its landfall. *Mon Weather Rev*, 137: 1881–1897
- Hall J D, Xue M, Ran L, Leslie L M. 2013. High-resolution modeling of typhoon morakot (2009): Vortex rossby waves and their role in extreme precipitation over Taiwan. *J Atmos Sci*, 70: 163–186
- Harr P A, Elsberry R L. 2000. Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. *Mon Weather Rev*, 128: 2613–2633
- Harr P A, Elsberry R L, Hogan T F. 2000. Extratropical transition of tropical cyclones over the Western North Pacific. Part II: The impact of midlatitude circulation characteristics. *Mon Weather Rev*, 128: 2634–2653
- Houze Jr R A. 2010. Clouds in tropical cyclones. *Mon Weather Rev*, 138: 293–344
- Houze Jr R A. 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Rev Geophys*, 50: RG1001
- Jones S C. 1995. The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices. *Q J R Meteorol Soc*, 121: 821–851
- Li Y B, Cheung K K W, Chan J C L. 2015. Modelling the effects of land-sea contrast on tropical cyclone precipitation under environmental vertical wind shear. *Q J R Meteorol Soc*, 141: 396–412
- Lin Y L, Chiao S, Wang T A, Kaplan M L, Weglarz R P. 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather Forecast*, 16: 633–660
- Meng Z Y, Zhang Y J. 2012. On the squall lines preceding landfalling tropical cyclones in China. *Mon Weather Rev*, 140: 445–470
- Moore L J, McNamara D E, Murray A B, Brenner O. 2013. Observed changes in hurricane-driven waves explain the dynamics of modern

- cusate shorelines. *Geophys Res Lett*, 40: 5867–5871
- Munsell E B, Zhang F Q. 2014. Prediction and uncertainty of Hurricane Sandy (2012) explored through a real-time cloud-permitting ensemble analysis and forecast system assimilating airborne Doppler radar observations. *J Adv Model Earth Syst*, 6: 38–58
- Nasrollahi N, Agha K A, Li J L, Gao X G, Hsu K L, Sorooshian S. 2002. Assessing the impacts of different WRF precipitation physics in hurricane simulations. *Weather Forecast*, 27: 1003–1016
- National Hurricane Center (NHC). 2009. The Saffir-Simpson Hurricane wind scale (experimental). <http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshs.html>
- Petterssen S. 1936. Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys Publ*, 11: 5–27
- Rogers R F, Marks F D, Marchok T. 2009. Tropical Cyclone Rainfall. *Encyclopedia of Hydrological Sciences*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. 1–22
- Shi P J. 2016. *Natural Disasters in China*. Beijing: Springer and Beijing Normal University Press. 103
- Smith R B. 1979. The influence of mountains on the atmosphere. *Adv Geophys*, 21: 87–230
- Tao D D, Zhang F Q. 2014. Effect of environmental shear, sea-surface temperature, and ambient moisture on the formation and predictability of tropical cyclones: An ensemble-mean perspective. *J Adv Model Earth Syst*, 6: 384–404
- Tao D, Zhang F Q. 2015. Effects of vertical wind shear on the predictability of tropical cyclones: Practical versus intrinsic limit. *J Adv Model Earth Syst*, 7: 1534–1553
- Wong M L M, Chan J C L. 2004. Tropical cyclone intensity in vertical wind shear. *J Atmos Sci*, 61: 1859–1876
- Xie B G, Zhang F Q. 2012. Impacts of typhoon track and island topography on the heavy rainfalls in Taiwan associated with Morakot (2009). *Mon Weather Rev*, 140: 3379–3394
- Xu W, Zhuo L, Zheng J, Ge Y, Gu Z H, Tian Y G. 2016. Assessment of the casualty risk of multiple meteorological hazards in China. *Int J Environ Res Public Health*, 13: 222
- Zhang F Q, Tao D D. 2013. Effects of vertical wind shear on the predictability of tropical cyclones. *J Atmos Sci*, 70: 975–983

(责任编辑: 罗德海)