

基于 ECMWF 模式预报的台风降水地形订正方法^{*}

徐 燧^{1,2} 钱 浩¹ 罗 玲¹ 余 晖²XU Yi^{1,2} QIAN Hao¹ LUO Ling¹ YU Hui²

1. 浙江省气象台,杭州,310017

2. 中国气象局上海台风研究所,上海,200030

1. *Zhejiang Meteorological Observatory, Hangzhou 310017, China*2. *Shanghai Typhoon Research Institute of China Meteorological Administration, Shanghai 200030, China*

2018-04-08 收稿,2018-12-17 改回.

徐燧,钱浩,罗玲,余晖. 2019. 基于 ECMWF 模式预报的台风降水地形订正方法. 气象学报, 77(4):674-685

Xu Yi, Qian Hao, Luo Ling, Yu Hui. 2019. A study of terrain correction method on typhoon precipitation based on ECMWF forecasts. *Acta Meteorologica Sinica*, 77(4):674-685

Abstract The orographic precipitation equation proposed by Smith (1979) is improved in the present study to solve the problem that the typhoon precipitation predicted by the ECMWF model is significantly smaller than actual precipitation under complex terrain condition. It is proposed that the height of the saturated moist layer is used as the upper bound of the equation integral, and different precipitation efficiencies are specified for different terrain elevations; the dimensionless wet Froude number greater than 1 is used as the criterion for orographic precipitation. The precipitation correction method is applied to correct the precipitation of Typhoon Megi (typhoon 1617) predicted by the ECMWF mode. The results show that although there exists obvious false prediction in some small-scale terrain areas, significant correction effect is found for strong precipitation in large-scale terrain areas. Further application of the correction method on precipitation forecast of typhoons 1513, 1521 and 1614 shows that the correction method of orographic precipitation on the windward slope can significantly improve the prediction of typhoon extreme precipitation, which has great implications for disaster prevention and mitigation. It is necessary to point out that the orographic precipitation correction method used in the present study only considers orographic precipitation under stable condition, and its application in other cases needs further study.

Key words Typhoon precipitation, Terrain correction method, ECMWF forecast

摘 要 为了解决复杂地形条件下 ECMWF 模式预报的台风降水较实况显著小的问题,对 Smith 1979 年提出的地形降水方程进行改进,提出以饱和湿层高度作为方程积分上限,针对不同高度地形设定不同的降水效率;以无量纲湿弗劳德数大于 1 作为有、无地形降水的判据;利用 ECMWF 细网格预报场,通过迎风坡地形降水估算方程来订正模式预报的台风降水。用该地形降水订正方法对 1617 号台风“鲇鱼”的降水进行了订正预报。结果表明,虽然在一些小尺度地形区域会产生明显的空报,但是对于大尺度地形区域的强降水有显著的订正效果。对 1513、1521 和 1614 台风的订正结果进一步表明,该地形降水订正方法对改进台风极端降水预报效果显著。需要指出的是,采用的地形降水订正方法仅考虑了稳定条件下的地形降水,对于其他情形下的地形降水订正方法尚待进一步的研究。

关键词 台风降水,地形订正方法,ECMWF 模式预报**中图法分类号** P456.5

^{*} 资助课题:国家重点基础研究发展计划(2015CB452806)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506007)、中国气象局关键技术发展专项(YBGJXM(2018)1B-06)。

作者简介:徐燧,主要从事天气预报和数值预报释用研究。E-mail: xy020312@126.com

通信作者:罗玲,主要从事台风、暴雨等灾害性天气预报和技术研究。E-mail: 76847787@qq.com

1 引言

尽管地形降水可以在许多天气条件下以及全球广大地区发生,但是关于地形降水的认知主要来自于中纬度天气尺度气旋和锋面(Smith, 1979; Blumen, et al, 1990)。对于台风环境下的地形降水的认识十分有限(Yu, et al, 2008; Smith, et al, 2009a)。众多观测事实表明,地形对台风降水的增强有重要作用(陈联寿等,1979;钮学新等,2005a;林小红等,2008;何立富等,2006;王晓芳等,2007)。台风附近低层丰富的水汽和极端大风有利于大弗劳德数($Fr = U/Nh$, U 为上游风速, N 为浮力频率, h 是地形高度)气流的产生,而这种气流有助于通过地形抬升增加迎风坡降水(Hamuro, et al, 1969; Lin, et al, 2001; Wu, et al, 2002)。浙江是中国受台风影响比较严重的省份之一,台风伴随的狂风、暴雨、风暴潮常造成城镇和农田受淹、房屋倒塌、道路桥梁冲毁、基础设施破坏,以至人员伤亡等。台风和地形的相互作用是造成暴雨及严重洪涝的最重要因素之一(Wu, et al, 1999; Yu, et al, 2013)。为了提高对台风降水的预报能力,提升对地形影响台风降水机制的理解至关重要。很多学者利用数值模式,通过设计有、无地形或改变地形高度来研究地形对台风降水的影响(冀春晓等,2007;钮学新等,2005b;王鹏云,1998;杨仁勇等,2013),指出地形对台风降水有不同程度的增幅作用,增幅从 1/3 至 6 倍不等,而地形对台风环流的辐合和/或强迫抬升是导致台风降水增强的重要原因。也有很多研究利用高分辨率雷达探测资料、卫星观测资料或飞机观测资料来研究地形对台风降水的影响(Yu, et al, 2008; Smith, et al, 2009b; DeHart, et al, 2017)。

虽然关于地形对台风降水影响的研究已有很多,但多集中在统计分析、模式模拟和个例诊断方面,而基于业务数值预报,针对复杂地形下的台风降水订正方面的研究工作非常少,由于目前业务数值模式对台风降水的预报在地形复杂区域存在明显的量级和位置上的偏差,一线预报人员迫切需要有针对台风降水的地形订正方法,从而为预报提供量化的订正参考。本研究将利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)细网格预报场,通过迎风坡地形降水估算方程来订正模式预报的台风降水,期望对模式

在有地形区域的降水量级和位置上的偏差有所改进,并为业务预报和决策服务提供参考。

2 个例概况

2016 年第 17 号台风“鲇鱼”于 9 月 23 日 08 时(北京时,下同)在关岛西北方的西北太平洋洋面上生成,27 日 14 时 10 分前后在中国台湾花莲沿海登陆,登陆时强度为强台风级(风速 45 m/s),28 日 04 时 40 分前后在福建泉州市惠安县沿海再次登陆,登陆时强度为台风级(33 m/s),随后,“鲇鱼”一路西行减弱,于 29 日 05 时前后在江西境内减弱消失。

受“鲇鱼”影响,27 日 08 时—29 日 20 时,浙江全省面雨量 112 mm,其中,温州市达 242 mm、丽水市 193 mm;全省共有 27 个县(市、区)面雨量超过 100 mm,其中,9 个超过 200 mm,最大的为文成(541 mm);全省有 68 个乡镇累计雨量超过 300 mm,其中,41 个超过 400 mm、26 个超过 500 mm,最大为文成周山乡 820 mm。文成县气象站过程雨量达 551 mm,破当地历史最大纪录。此外,泰顺(361 mm)、云和(280 mm)、景宁(277 mm)三站的过程雨量也破当地历史纪录。文成县气象站 28 日降雨量 389 mm,破当地历史最大日雨量纪录(292 mm),最大 3 h 降水量 144 mm,超百年一遇;28 日泰顺日雨量 268 mm、景宁 220 mm、云和 206 mm、临安 190 mm、遂昌 111 mm,均破当地台风最大日雨量纪录。

然而回顾当时各家数值模式的降水预报,与实际都存在很大的误差(图略)。从前文描述的多站破纪录降水来看,台风“鲇鱼”的降水存在明显的极端性。而对于这种极端性降水,目前模式的预报能力还有较大差距,短时间内期待模式在这方面有所突破不太现实。但是,随着国民经济的发展,极端降水造成的损失也越来越严重,因此,为了防灾、减灾,现在无论是政府相关部门还是普通民众对极端降水预报的需求均越来越强烈。

由“鲇鱼”过程雨量分布和浙江地形(图 1)可以看出,除了宁波地区以外,其他地区大暴雨以上降水均和地形密切相关,特别是浙南山区和浙西北天目山区。因此,在目前的模式水平下,通过地形降水订正来改进模式对台风极端降水的预报,从而提高防灾、减灾水平,看来是可行的方法。

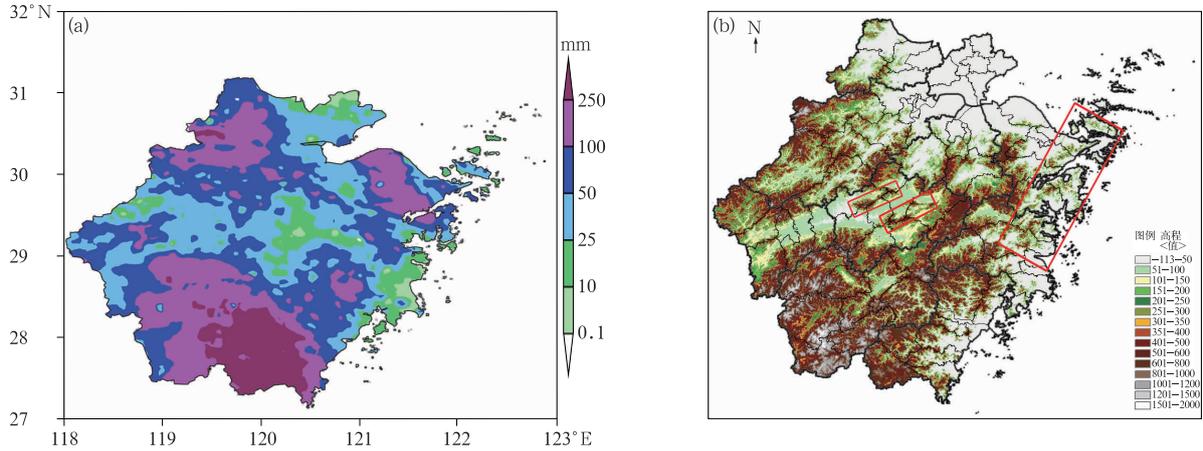


图1 2016年9月27日08时—29日08时实况累计降水(a)和浙江省地形(b)

Fig. 1 Real-time accumulated precipitation during 08:00 BT 27–08:00 BT 29 September 2016 (a) and topography in Zhejiang Province (b)

3 地形降水订正方法简介

3.1 地形降水估算公式

Smith(1979)推导了一个简单的模型来描述迎风坡降水。在饱和大气区,假定地面以上高度 Z 处有一单位体积气柱,则气柱内的凝结率(kg/s)就是流经气柱的气块饱和水汽密度($\rho_{w_s} = r_s \rho_{air}$, r_s 是饱和混合比, ρ_{air} 为空气密度)的下降率,即 $\frac{d\rho_{w_s}}{dt}$,假如 ρ_{w_s} 的减小是由绝热抬升引起的,则有

$$\frac{d\rho_{w_s}}{dt} = \frac{d\rho_{w_s}}{dz} \Big|_{ad} \omega \quad (1)$$

如果造成降水的粒子(雨滴或雪花)能够从云滴立即形成,并且假定这些降水粒子直接落到地面而没有向下风方漂移,那么地面降水率 R (单位: $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)就是式(1)的垂直积分

$$R = \int_0^{\infty} \omega(z) \frac{d\rho_{w_s}}{dz} \Big|_{ad} dz \quad (2)$$

地形抬升的强度可以通过假定各高度气流和地形表面坡度成比例来估算

$$\omega(z) = U(z)\alpha \quad (3)$$

式中, α 为地形坡度, $U(z)$ 为水平风。由式(2)、(3)则有

$$R = \alpha \int_0^{\infty} U(z) \frac{d\rho_{w_s}}{dz} \Big|_{ad} dz \quad (4)$$

如果环境温度是湿绝热的,则有 $\frac{d\rho_{w_s}}{dz} \Big|_{ad} = \frac{d\rho_{w_s}}{dz}$,

这在许多地形降水的个例中是接近真实的。因此,式(4)可变成

$$R = \alpha \int_0^{\infty} U(z) \frac{d\rho_{w_s}}{dz} dz \quad (5)$$

式(5)即为理想化的地形降水估算公式。

Yu等(2013)在台风环境下对式(5)进行了一些改进,将式中的饱和水汽密度(ρ_{w_s})用实际空气水汽密度(ρ_w)代替,而地形强迫的垂直速度改为

$$\omega_t = V_h \cdot \nabla H \quad (6)$$

式中, V_h 为水平风, H 为地形高度,与式(3)不同的是, V_h 为 H 和时间(t)的函数,即有

$$\omega_t(x, y, t) = u(H, t) \frac{\partial H(x, y)}{\partial x} + v(H, t) \frac{\partial H(x, y)}{\partial y} \quad (7)$$

而且,他们认为,虽然事实上由于山脉波的产生,地形引起的垂直速度可以垂直伸展到很高的层次,但是当将焦点放在由地形强迫直接导致的垂直运动时,可以将地形高度作为抬升层顶,因此,式(5)可改进为

$$R = \int_0^H [u(H, t) \frac{\partial H(x, y)}{\partial x} + v(H, t) \frac{\partial H(x, y)}{\partial y}] \frac{d\rho_w}{dz} dz \quad (8)$$

但是,式(8)仍有需要改进之处,首先,正如Yu等(2013)提到的那样,地形引起的垂直速度可以垂直伸展到很高的层次,因此,用地形高度作为积分上

限显然并不合适,式(8)中的积分高度需要调整;其次,由于地形强迫抬升产生的凝结不可能全部转化为降水落到地面,因此,还需要考虑降水效率。

3.2 积分高度和降水效率

Browning 等(1975)计算了发生在威尔士的 4 次冷锋前迎风坡降水过程的降水效率(即观测降水量/计算凝结量),并假定抬升和地形高度无关,但是只计算 $z=3$ km 以下的凝结,认为 3 km 以上形成的液态水会被吹到下游而落到迎风坡范围之外。计算结果显示,有两个个例的降水效率非常高,接近 70%。这两个个例有以下特征:(1)有一支潮湿的强低空急流和山坡正交;(2)气流已经接近饱和;(3)有一些凝结发生在冻结线以上,冰相过程有助于降水释放。而另两个个例降水效率要低得多,只约 10% 和 30%。这两个个例中,空气起初未饱和,因此,在凝结开始之前需要一定时间的上升使其达到饱和,而且,其中一个个例几乎没有冻结线以上的凝结。

有许多研究关注地形降水的效率问题。Myers (1962)在计算内华达山脉西侧地形降水效率时,对式(4)做了变形,假设 α 从地面到高度 5 km 的假定“节面”(nodal surface)线性减弱,这在某种程度上可以减少计算的凝结,从而提高降水效率,最终其算得的降水效率达到了 70%。Elliot 等(1964)利用了类似的“节面”假定,研究了 San Gabriel 和更小的 Santa Ynez 的地形降水效率,根据输入空气的条件稳定度对个例进行了分类。结果发生在 San Gabriel 的地形降水共 39 例,其中稳定的有 31 例,降水效率为 26%,不稳定的有 8 例,降水效率 27%;发生在 Santa Ynez 的有 43 例,其中稳定的 21 例,降水效率 17%,不稳定的 22 例,降水效率 26%。并同时指出,降水效率倾向于随山体尺度增大而提高。

为了解决积分上限的问题,前面所提到文献都是假定了一个高度,有 3 km,也有 5 km,认为在这个高度以下空气是饱和的,凝结产生的水滴可以全部降落到地面形成降水,这一假定存在明显的缺陷,即认为大气饱和层的高度是一致的,而这显然和事实是不符的,特别是对台风而言。台风虽然是一个深厚系统,但是其螺旋结构明显,台风内部干、湿相间,对某一高度来说,并不能保证处处饱和;而且相对而言在眼墙和螺旋云带内饱和和湿层更厚。因此,

要更准确地估算台风环境下的地形降水,必须要考虑台风内部饱和湿层厚度的差异。为了解决这个问题,文中假定空气相对湿度达到 90% 即认为空气是饱和的,从地面至饱和湿层顶的高度,即为饱和层厚度,将其作为式(8)的积分上限。认为在这个高度以下发生的凝结会全部落在迎风坡上形成地形降水,而这个高度以上,由于首先要使气层达到饱和,因此产生凝结需要一定的时间,所以气块将会向下风方漂移。通过这样的假设,台风眼墙和螺旋云带内的饱和湿层更厚,式(8)中的积分上限就更高,计算得到的凝结就更多,反之,台风内其他地方计算得到的凝结就减少,这就与事实更为一致。

为了计算方便,将式(8)中的水平风改为模式输出的各高度的水平风,即

$$R(t) = \int_{h_s}^{h_{r90}} \left[u(h,t) \frac{\partial H(x,y)}{\partial x} + v(h,t) \frac{\partial H(x,y)}{\partial y} \right] \frac{d\rho_w}{dz} dz \quad (9)$$

式中, h_s 为地面高度, h_{r90} 为饱和湿空气 ($r \geq 90\%$) 的高度, $u(h,t)$ 和 $v(h,t)$ 分别为气流的纬向和经向分量,且随高度变化。

目前,很少有关于台风背景下地形降水效率的研究。前文提到的相关文献的研究表明,针对不同的天气过程,地形降水效率变化很大,同时,地形尺度的大小也和地形降水效率密切相关。这就为台风背景下地形降水效率的选择带来了困难。

陈联寿等(1979)指出,通常情况下,台风暴雨具有对流性质,但也有许多台风暴雨发生在稳定或近于中性的层结条件下。不过,在对流不稳定条件下的地形降水很难估算,降水效率也难以确定。Dirks (1973)直接利用采集自怀俄明山脉上空的飞机探测数据计算降水效率,发现对流不稳定条件下的地形降水效率为 25%—80%。由此可见,虽然在不稳定条件下地形降水的效率更高,但变化范围也很大,很难确定一个合适的降水效率。同时,在不稳定条件下,对流一旦被触发起来,其后的发展就不再只受地形控制,对流究竟会发展到什么程度? 其垂直速度场会如何分布? 也就是说,式(2)中的 w 不再只是由水平风和地形坡度来决定。垂直速度场无法确定,不稳定条件下的地形降水就无法估算。因此,为了便于估算地形降水,文中不考虑对流不稳

定的情况。

Smith等(2004)指出,对于尺度达100 km的平滑地形而言,迎风坡降水估算通常十分合理,但当地形尺度降至20 km甚至更小时,总降水量将会严重高估。Yu等(2013)在研究台风莫拉克(2009)地形降水分布和机制时,也采用了类似的迎风坡法估算地形强迫垂直速度,并和雷达估测降水进行了对比,指出在台湾北部山区,地形暴雨的主要区域和迎风坡上最显著的地形强迫垂直速度区大体一致,但在南部山区,最强的降水出现在山顶附近甚至背风一侧,与之对应的是弱的或负的垂直速度。并认为造成这种差别的原因是,南部山区宽度狭窄,气流通过迎风坡的时间太短,而在这样短的时间内云滴来不及形成雨滴尺寸的降水粒子,因此,实际上在迎风坡没有降水产生,这就牵涉到了云微物理过程。Jiang等(2003)指出,对于小地形来说,平流时间尺度,即空气块通过地形的时间,对形成降水粒子而言可能太短了。但相对而言,平流时间(地形宽度/风速)还比较容易确定,降水粒子的形成时间更难量化,目前尚不清楚地形云是否存在内在的云时间尺度。同时,小地形上空会产生由播散机制导致的降水增加。所谓播散机制就是高层大尺度层云引起的降水经过低层由地形扰动产生的云层时,将会吸收低层云中的云粒子、水粒子等,使得降落到地面的降水量增大。Smith(1979)引述了Bader等1977年的研究,指出播散机制可使局地降水率提高1—2倍,这种估算方法虽然相当粗糙,但是提供了播散机制对降水影响程度的一种感性认知,表明由播散机制导致的地形降水非常重要。

因此,即使在稳定条件下,对于不同的地形尺度,降水效率也是不同的,尤其对小地形而言,其降水效率比较复杂。如果没有播散机制发生,小地形会明显高估降水量,当有播散机制发生时,这种高估就会减弱。但是,由于降水粒子形成的时间尺度难以确定,因此,到底什么样尺度的地形有利于迎风坡降水的形成也就难以确定。对于台风而言,由于其云系范围非常广大,当其中心距离地形很远时,其外围云带已到达地形上空,和低层地形云之间容易产生播散机制,从而提高降水效率。为了简化问题和计算方便,文中设定高度低于200 m的地形为小地

形,降水效率取15%,而高度200—500 m为中等地形,地形降水效率取20%,高度500 m以上为大地形,地形降水效率取25%。当然,更为合理的地形降水效率的确定需要更多的个例统计来支撑,这也是下一步的研究方向。基于上面的分析,实际台风地形降水可定义为 $P_{\text{terrain}}(t) = R(t) \times E$,其中, $R(t)$ 为迎风坡地形降水, E 为降水效率。而订正后的总降水量为 $P_{\text{tot}} = P_{\text{mod}}(t) + P_{\text{terrain}}(t)$,其中, $P_{\text{mod}}(t)$ 为数值模式预报的降水。需要说明的是,模式降水本身已经考虑了地形的影响,但是对于全球模式而言,为了模式的稳定,对地形均做了必要的平滑处理,并不能真实地反映地形对降水的增幅作用,因此,地形订正是必要的,但这不可避免地会存在地形重复考虑的问题,需要在实际应用时加以调整。

3.3 有、无迎风坡降水的判据

无量纲地形弗劳德数(Fr)是在研究过山气流干过程动力学过程中被提出来的。弗劳德数表征了气流动能和翻越山地所需的势能之比,同时也可以用来衡量过山气流何时出现非线性。当 $Fr \geq 1$ 时,气流具有的动能大于翻山所需的势能,气流能够翻越山地;而当 $Fr < 1$ 时,气流只能绕过山地,因此,弗劳德数常被用来判断气流遇到地形是能够爬坡还是绕流。Durran等(1982)在利用数值模拟研究湿过程对拦截背风波的影响时,提出利用湿浮力频率来计算湿弗劳德数($F_w = U/N_w h$)。Chu等(2000)在利用中尺度模式模拟和研究均一的、条件不稳定气流过二维孤立的理想地形产生的降水过程时,沿用了这一定义。这里 U 为风速, N_w 为湿浮力频率, h 为地形高度。而 $N_w^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}$, θ_v 为虚位温。由于台风环境下水汽丰富,判断湿气流能否爬坡,用湿弗劳德数更为适合。因此,文中假定当 $F_w \geq 1$ 时,湿空气可以沿迎风坡爬升,有地形降水产生,而当 $F_w < 1$ 时,湿空气将沿地形绕流,没有地形降水产生。

此外,考虑浙江东南部平均地形高度(约800 m)和典型浮力频率值(约 10^{-2} s^{-1}),单位弗劳德数的上游风速临界值约为8 m/s,即当上游风速超过8 m/s时,气流就会沿迎风坡爬升产生地形降水。这样的风速在台风环境下是很容易达到的,这也说明在台风环境下地形降水非常容易发生。因

此,文中假定风速大于 8 m/s 才会产生地形降水,风速小于 8 m/s 即使能产生地形降水,但相对于整个台风降水来说,改进效果不明显,可以忽略不计,同时可以避免在一些小地形产生虚假降水。

4 结果分析

4.1 对比预报模式选取

目前预报业务上常用的数值模式既有全球模式也有中尺度模式,对地形降水均有一定的预报能力,但各有优缺点。中尺度数值模式空间分辨率更高,对局地地形的刻画也更接近实际,能够预报出较为极端的地形降水,但是其对大尺度环流的预报能力不如全球模式,因此,对台风降水的整体预报能力不如全球模式。而对于全球模式而言,正如 3.2 节所提到的,为了模式的稳定,对地形都作了必要的平滑处理,无法精确地刻画地形,对于台风降水和地形相关的极端降水的量级及位置的预报和实况往往有较大误差,量级上有时相差可达数倍,但是全球模式对于大尺度环流形势的预报更为准确。在众多的业务预报模式中,ECMWF 的全球数值模式无疑是目前表现最好的,在实际预报业务中也受到了广大预报人员的认可。文中将利用 ECMWF 3 h 间隔的 12—36 h 预报场,结合精细的实际地形高程数据,对台风降水进行订正,期望对解决全球模式由于局地地形刻画不精确而导致的地形降水偏弱的问题有所帮助。

4.2 订正结果分析

图 2 为 2016 年 9 月 27 日 08 时—29 日 08 时浙江逐 24 h 降水实况和 ECMWF 模式 12—36 h 降水预报及相应的地形订正降水预报的对比。图 2c、f 的地形订正降水预报即 3.2 节提到的订正后的总降水量。由于图 2 给出的是 24 h 累计降水,因此有

$$P_{\text{tot}} = \sum_{12}^{36} [P_{\text{EC}}(t) + P_{\text{terrain}}(t)] \quad (10)$$

式中, $P_{\text{EC}}(t)$ 为 ECMWF 模式的 3 h 降水预报, t 是模式输出的预报时次。而式(9)中涉及到的水平风、饱和湿层高度、空气密度等变量全部来自 ECMWF 模式的预报或其预报计算得来。

从图 2 中可以看出,对于浙东南的雁荡山区和浙西北的天目山区,无论是台风登陆前的 27 日,还是台风登陆后的 28 日,地形订正降水预报和实况降

水均有较好对应关系,和模式降水预报相比,无论是降水落区还是降水量级都有非常显著的改进。这表明对于尺度较大的地形而言,迎风坡降水订正是相对合理的,也是必要的。但是也有一些地方存在明显的空报,如图 2c 中宁波西部四明山区的大暴雨区和图 2f 中温州北部到台州南部的大暴雨区。对比图 2e 和 f 可以发现,模式的降水预报在温州北部到台州南部一带本身就存在明显的空报,表明模式在这一带的环境场预报就存在偏差,因此利用有偏差的环境场订正后的降水会产生更大的偏差。而对比图 2b 和 c,模式在四明山地区并未预报出暴雨以上量级的降水,但经过订正却出现了大暴雨,造成这一现象的原因可能和模式预报的风场和湿度场的垂直分布误差有关。因为文中使用的地形降水订正方法主要利用模式输出的风场和湿度场,所以,地形上空模式风场和湿度场垂直分布和实况相比误差越大,则地形订正误差也越大。这也是基于模式预报订正的先天缺陷,即假定模式环境场预报是准确的,而这一假定本身就是有问题的。此外,对于一些尺度较小的地形,如宁波南部到台州北部沿海地区的狭窄地形(图 1b 右侧红色线框)以及金华境内的狭窄陡峭地形(图 1b 中部的两个红色线框),在 27 和 28 日的地形订正降水中均存在明显的高估。这和 3.2 节提到的用迎风坡降水估算会高估小尺度地形降水是一致的。其原因可能就是上游气流的平流时间尺度小于降水粒子的形成时间尺度,导致当地形云移过地形时,云内降水粒子尺度的水滴尚未形成,因而没有降水产生,而迎风坡降水估算方法却是假定地形迎风坡上空饱和湿层内的凝结会瞬间转化为降水粒子并降落到地面,因此,对于这些小地形会显著高估其地形降水。

对比图 2d、e、f 可以发现,无论是模式降水预报还是地形订正降水预报,对于宁波一带的大暴雨都发生了漏报,表明这一带的降水似乎和地形抬升关系不大。从 2016 年 9 月 28 日 14 和 20 时的地面形势以及 13 时 30 分的雷达拼图(图 3)可以看出,东北风带来的弱冷空气和台风外围的暖湿空气在宁波一带相遇,并受四明山阻挡(图 1b)向南移动。弱冷空气从低层楔入,抬升台风外围的暖湿空气,触发对流产生,类似于暖区暴雨的触发机制。图 3c 显示,

13时30分在宁波北部已有对流产生(图中红色虚线框所示),这和图3a中的弱冷锋对应,表明对流发生和冷锋前抬升密切相关。由于台风外围暖湿气流

源源不断补充,使得弱冷空气南压缓慢。对比图3a和b,弱冷锋在6h内南压约50km,移动相当缓慢。冷暖气流长时间在这一带对峙,是形成大暴雨

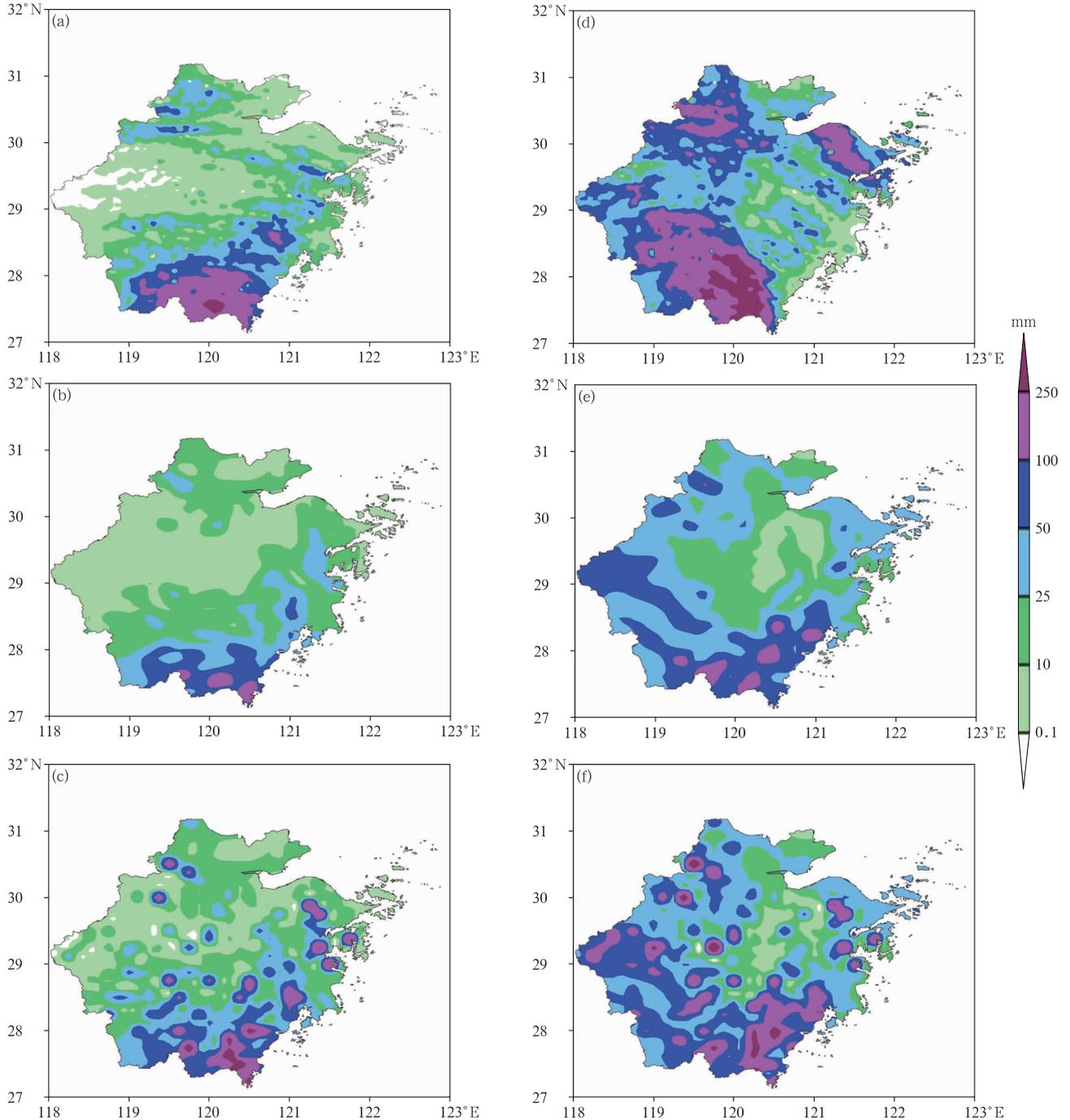


图2 “鲑鱼”影响期间浙江降水实况(a,d)、ECWFM模式降水预报(b,e)和地形订正降水预报(c,f)对比
(a,b,c. 2016年9月27日08时—28日08时,d,e,f. 2016年9月28日08时—29日08时)

Fig. 2 Comparison of real-time precipitation (a, d), precipitation forecast by the ECWFM model (b, e) and forecast after orographic correction (c, f) for typhoon Megi (1617) in Zhejiang Province
(a, b, c. 08:00 BT 27–08:00 BT 28; d, e, f. 08:00 BT 28–08:00 BT 29 September 2016)

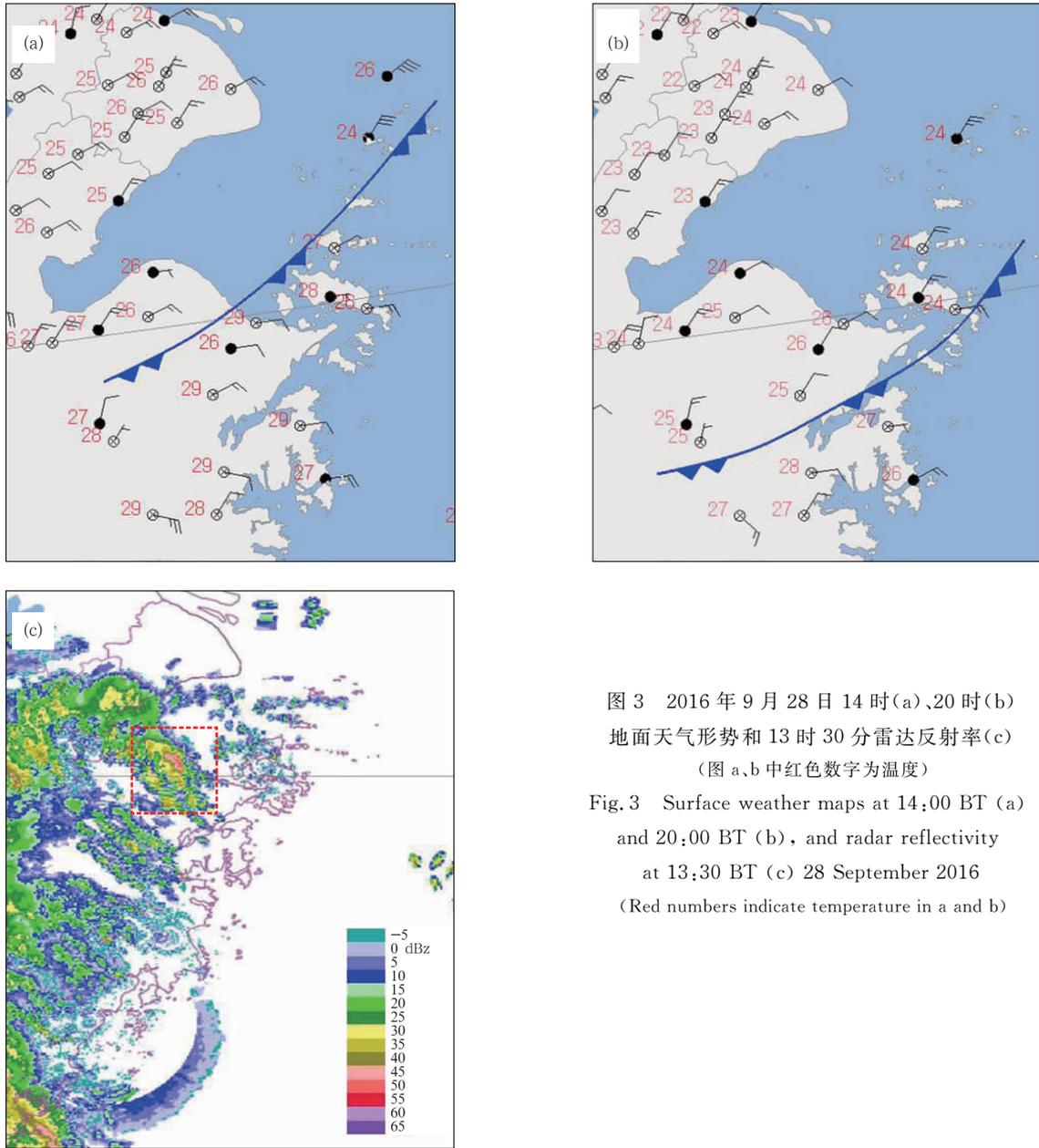


图3 2016年9月28日14时(a)、20时(b)地面天气形势和13时30分雷达反射率(c) (图a、b中红色数字为温度)

Fig.3 Surface weather maps at 14:00 BT (a) and 20:00 BT (b), and radar reflectivity at 13:30 BT (c) 28 September 2016 (Red numbers indicate temperature in a and b)

的重要原因。显然这和地形无关,因此,地形订正降水预报对这片大暴雨的漏报并不表示地形降水订正方法有问题。

仔细对比图2的实况降水和图1b的浙江省地形可以发现,实况暴雨以上降水不仅和地形抬升有关,可能还和地形的辐合有关。由图1b可知,在温州、丽水的山脉地区有许多喇叭口地形和河谷,气流在这里易产生地形辐合上升,使得降水增加。由图4可知,27—28日,温州、丽水一带由东北到东风逐渐转为东南风,浙西北的天目山一带则由偏东风逐

渐转为东北风,而且随着台风靠近,风速越来越强。结合图2a、d的实况降水,表明降水位置的变化和风向改变导致的地形辐合位置的变化密切相关,而地形辐合强度的变化和降水强度的变化也密切相关。

对比图2d和f还可以发现,针对温州、丽水地区的较大尺度地形,其地形订正后的大暴雨以上降水非常分散,主要和地形迎风坡对应,但是实况降水却是连成一片,即实际上大暴雨不仅仅发生在迎风坡上。产生这种误差的原因很多,首先,由于地形订正利用的物理量来自模式预报,模式预报的误差必

然导致地形订正降水的误差;其次,迎风坡降水估算的假设条件也导致了地形降水订正的误差。由于文中假定台风降水以稳定性降水为主,就忽略了不稳定条件下对流性降水的贡献,而实际上,条件不稳定大气中的地形降水是地形降水的主要类型之一;在稳定的层结下,文中假定迎风坡上空发生凝结会立即降落到地面,并指定了相应的降水效率,这其实在一定程度上考虑了云滴转化成雨滴的比率以及雨滴在下落过程中的蒸发和漂移,但并没有考虑平流时间和降水粒子形成时间问题,即靠近山顶附近的降水可能会漂移到下游,或者当地形云内降水粒子形成时,地形云已漂移到下游,这都会导致降水分布的改变;饱和湿层以上的湿空气,由于上升运动的存在,

经过一段时间后会趋于饱和,而这一气层中产生的降水会降落在更为下游的地方。此外,对于多山的复杂地形而言,上游地形产生的地形云可能会漂移到下游的地形云之上,从而有利于播散机制导致的地形降水的产生。赵玉春等(2011)在关于地形降水的三维理想数值研究中指出,地形降水的分布不仅和迎风坡抬升有关,还和地形重力波有关。而当有对流发生时,原先认为不会爬坡的气流变得可以爬坡了,同时对流触发的重力波和地形重力波相互作用,使得降水的分布更为复杂。因此,对于多山的浙江南部复杂地形而言,其降水分布的复杂性可想而知。用单一的迎风坡订正降水方法想解决如此复杂的地形降水分布问题,显然是不现实的。

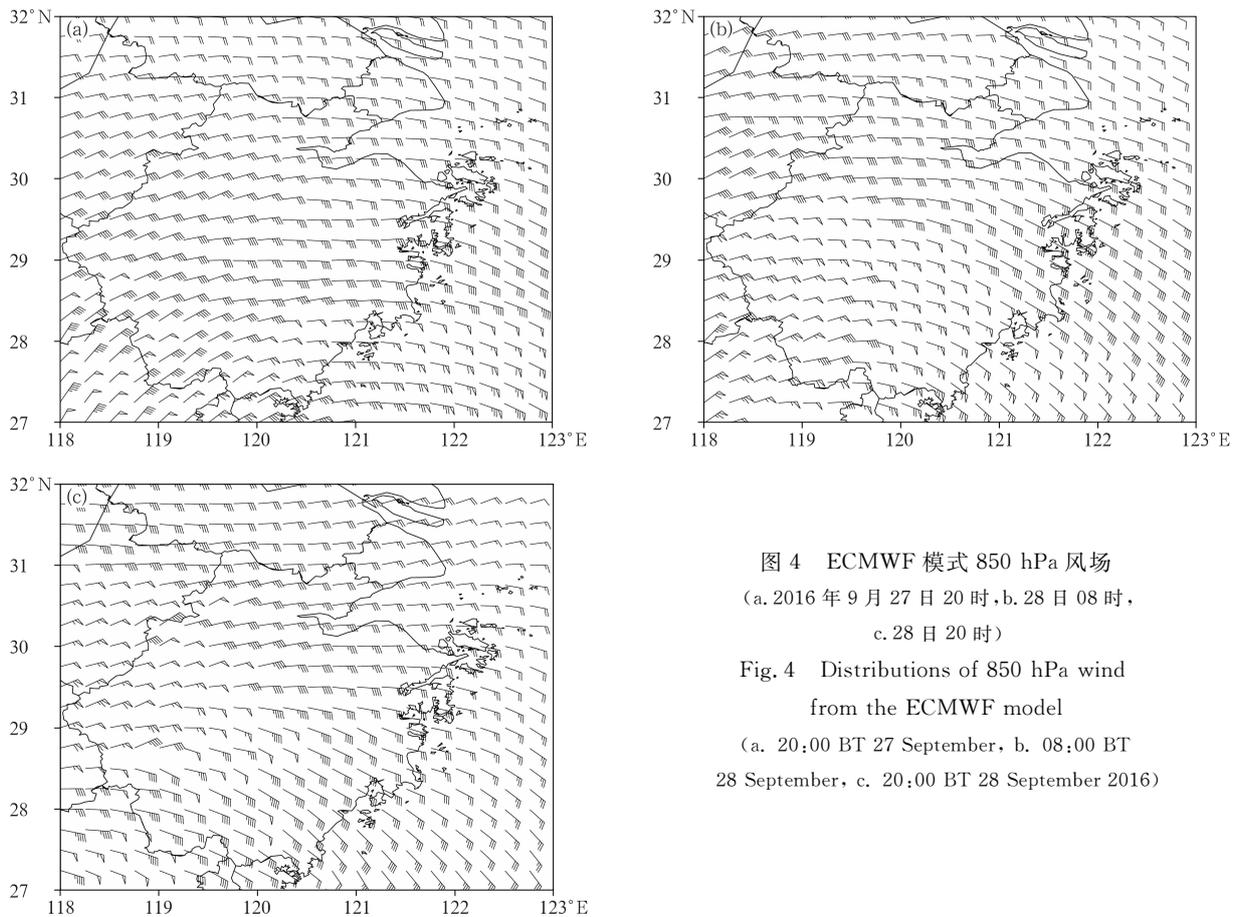


图4 ECMWF模式850 hPa风场
(a. 2016年9月27日20时, b. 28日08时,
c. 28日20时)

Fig. 4 Distributions of 850 hPa wind
from the ECMWF model

(a. 20:00 BT 27 September, b. 08:00 BT
28 September, c. 20:00 BT 28 September 2016)

虽然,地形订正降水仍然存在很多问题,但是对于地形尺度较大的地区其订正效果是显著的。利用同样的方法对1513号台风“苏迪罗”、1521号台风“杜鹃”和1614号台风“莫兰蒂”也进行了地形降水订正。表1是4个台风地形降水订正前、后的评分

对比,可以看出,无论哪个台风,也无论是台风影响的第1天(一般为登陆前)还是第2天(登陆后),暴雨量级以上,特别是大暴雨量级以上的极端降水,在地形订正后,其命中率和TS评分都有不同程度的提高。如1617号台风“鲇鱼”影响浙江期间,订正后

大暴雨的 TS 评分第 1 天从 10.5% 升至 24%, 第 2 天从 3.3% 升至 13.7%, 均有超过 10 个百分点的提高。这表明迎风坡地形降水订正方法对改进台风降

水预报是有效的,也是可行的,其对极端降水的显著改进对于防灾、减灾有非常重要的意义。

表 1 台风 1513、1521、1614、1617 地形降水订正前、后命中率、TS 评分对比
Table 1 POD and TS scores before and after the orographic correction for precipitation forecasts of typhoons 1513, 1521, 1614 and 1617

		暴雨		大暴雨		特大暴雨	
		第 1 天	第 2 天	第 1 天	第 2 天	第 1 天	第 2 天
1513	命中率	订正前	40.6	39.3	52.3	15.4	0
		订正后	62.0	53.1	68.4	38.2	34.7
	TS 评分	订正前	27.0	29.5	41.9	14.8	0
		订正后	24.7	33.6	40.8	18.2	20.9
1521	命中率	订正前	13.8	52.9	0	19.2	0
		订正后	31.4	52.4	10.5	40.1	2.9
	TS 评分	订正前	10.7	27.7	0	16.6	0
		订正后	14.8	23.4	2.2	24	1.6
1614	命中率	订正前	9.1	88.8	0	9.1	
		订正后	21.6	91.2	12.2	27.7	
	TS 评分	订正前	7.7	76.6	0	8.6	
		订正后	15.5	75.4	6.5	22.2	
1617	命中率	订正前	25.7	23.5	10.8	3.5	0
		订正后	48.4	32.9	34.5	19.9	9.2
	TS 评分	订正前	23.9	17.6	10.5	3.3	0
		订正后	26.5	22.6	24	13.7	8.5

5 结论和讨论

对 Smith(1979)提出的地形降水方程进行了改进,提出以饱和湿层高度作为方程积分上限,针对不同高度地形设定不同的降水效率,以无量纲湿弗劳德数大于 1 作为有、无地形降水的判据。并用该地形降水订正方法对 1617 号台风“鲇鱼”的降水进行了订正预报,结果表明,虽然在一些小尺度地形区域会产生明显的空报,但是对于大尺度地形区域的强降水有显著的订正效果。对 1513、1521 和 1614 台风的订正结果进一步表明,迎风坡地形降水订正方法对改进台风极端降水预报效果显著,这对于防灾、减灾有非常重要的意义。

Chu 等(2000)在总结已有研究的基础上,将地形降水的形成主要分成 3 类:(1)稳定大气中的迎风坡地形降水;(2)条件不稳定大气中的地形降水;(3)由播馈机制导致的地形降水。而文中采用的地形降水订正方法是单纯的考虑稳定大气中的迎风坡地形降水,而没有考虑另外两类地形降水。Smith 等(2004)认为计算地形降水至少要考虑 3 个时间尺度,即平流时间、云水转化为降水粒子的时间和降水

粒子从云底下落到地面的时间。这 3 个时间尺度中,平流时间最容易确定(平流时间 = 地形宽度/风速)。Alpert 等(1989)、Sinclair(1994)、Smith(2003)在上坡模式中考虑了降水粒子的平流,结果显示,降水粒子的漂移距离 5—25 km 不等,能够改进模式预报与测站和雷达数据的一致性。另两个时间尺度涉及到云微物理过程,很难量化,但是,当考虑时间上的延迟时,则降水会在环境风作用下向下游漂移,当地形尺度较大时,平流时间大于降水粒子形成时间或降水粒子下落时间,降水仍会落在迎风坡上,对计算结果影响不大,但当地形尺度较小时,平流时间小于降水粒子形成时间或降水粒子下落时间,则降水就可能出现在山顶甚至背风坡一侧,造成迎风坡降水的高估。因此,相对于大尺度地形而言,小尺度地形降水更为复杂,也更难估算。

需要指出的是,影响台风极端降水的因素很多,主要包括台风本身的强度和结构、台风与西风带系统或热带其他系统共同作用以及地形影响。而地形影响是三者中唯一比较固定的影响因素,因此,文中重点研究基于 ECMWF 细网格降水预报的地形订正方法。但是,由于影响降水因素的多样性,地形降

水订正结果和实况降水之间不可避免存在一定的误差,用订正结果和实况降水进行严格的比较并不合适,文中重点关注在有地形地区,订正方法对极端降水预报的改进,这对多山的浙江沿海和浙南地区尤其重要。

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, 491pp. Chen L S, Ding Y H. 1979. An Introduction to Western Pacific Typhoons. Beijing: Science Press, 491pp(in Chinese)
- 何立富, 梁生俊, 毛卫星等. 2006. 0513 号台风泰利异常强降雨过程的综合分析. 气象, 32(4): 84-90. He L F, Liang S J, Mao W X, et al. 2006. Analysis of torrential rain event of landing typhoon Tailim. Meteor Mon, 32(4): 84-90(in Chinese)
- 冀春晓, 薛根元, 赵放等. 2007. 台风 Rananim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验. 大气科学, 31(2): 233-244. Ji C X, Xue G Y, Zhao F, et al. 2007. The numerical simulation of orographic effect on the rain and structure of typhoon Rananim during landfall. Chinese J Atmos Sci, 31(2): 233-244 (in Chinese)
- 林小红, 任福民, 刘爱鸣等. 2008. 近 46 年影响福建的台风降水的气候特征分析. 热带气象学报, 24(4): 411-416. Lin X H, Ren F M, Liu A M, et al. 2008. Climatic variation features of typhoon precipitation influencing Fujian for the past 46 years. J Trop Meteor, 24(4): 411-416(in Chinese)
- 钮学新, 董加斌, 杜惠良. 2005a. 华东地区台风降水及影响降水因素的气候分析. 应用气象学报, 16(3): 402-407. Niu X X, Dong J B, Du H L. 2005a. Climatic analysis on typhoon rainfall of East China and affecting factors of the precipitation. J Appl Meteor Sci, 16(3): 402-407(in Chinese)
- 钮学新, 杜惠良, 刘建勇. 2005b. 0216 号台风降水及其影响降水机制的数值模拟试验. 气象学报, 63(1): 57-68. Niu X X, Du H L, Liu J Y. 2005b. The numerical simulation of rainfall and precipitation mechanism associated with typhoons Sinlaku(0216). Acta Meteor Sinica, 63(1): 57-68(in Chinese)
- 王鹏云. 1998. 台湾岛地形对台风暴雨影响的数值研究. 气候与环境研究, 3(3): 235-246. Wang P Y. 1998. A numerical study on the effects of orography of Taiwan Island on typhoon induced heavy rainfall. Clim Environ Res, 3(3): 235-246(in Chinese)
- 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. Wang X F, Hu B W. 2007. The effect of terrain on landing typhoon 0604 Bilis. Torrential Rain Disasters, 26(2): 97-102(in Chinese)
- 杨仁勇, 闵锦忠, 冯文. 2013. 海南岛地形对南海西行台风降水影响的数值试验. 热带气象学报, 29(3): 474-480. Yang R Y, Min J Z, Feng W. 2013. Numerical simulations of the Hainan Island topographic effects on the rainfall of west-going typhoons. J Trop Meteor, 29(3): 474-480(in Chinese)
- 赵玉春, 王叶红, 崔春光. 2011. 大对流有效位能和条件不稳定下地形降水的三维理想数值研究. 气象学报, 69(5): 782-798. Zhao Y C, Wang Y H, Cui C G. 2011. An idealized three-dimensional numerical study of the topographic precipitation under air flow of large CAPE and conditionally unstable stratification. Acta Meteor Sinica, 69(5): 782-798(in Chinese)
- Alpert P, Shafir H. 1989. Meso γ -scale distribution of orographic precipitation: Numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements. J Appl Meteor, 28(10): 1105-1117
- Banta P M, Berri G, Blumen W, et al. 1990. Atmospheric Processes over Complex Terrain. Boston, MA: American Meteorological Society, 323pp
- Browning K A, Pardoe C W, Hill F F. 1975. The nature of orographic rain at wintertime cold fronts. Quart J Roy Meteor Soc, 101(428):333-352
- Chu C M, Lin Y L. 2000. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. J Atmos Sci, 57(23): 3817-3837
- DeHart J C, Houze Jr R A. 2017. Orographic modification of precipitation processes in hurricane Karl (2010). Mon Wea Rev, 145(10): 4171-4186, doi: 10.1175/MWR-D-17-0014.1
- Dirks R A. 1973. The precipitation efficiency of orographic clouds. J Res Atmos, 7:177-184
- Durrant D R, Klemp J B. 1982. The effects of moisture on trapped mountain lee waves. J Atmos Sci, 39(11):2490-2506
- Elliott R D, Hovind E L. 1964. The water balance of orographic clouds. J Appl Meteor, 3(3):235-239
- Hamuro M, Kawata Y, Matsuda S, et al. 1969. Precipitation bands of typhoon Vera in 1959 (Part I). J Meteor Soc Japan, 47(4):298-309
- Jiang Q F, Smith R B. 2003. Cloud timescales and orographic precipitation. J Atmos Sci, 60(13):1543-1559
- Lin Y L, Chiao S, Wang T A, et al. 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall. Wea Forecast, 16(6): 633-660
- Myers V A. 1962. Airflow on the windward side of a large ridge. J Geophys Res, 67(11):4267-4291
- Sinclair M R. 1994. A diagnostic model for estimating orographic precipitation. J Appl Meteor, 33(10):1163-1175
- Smith R B. 1979. The influence of mountains on the atmosphere. Adv Geophys, 21:87-230
- Smith R B. 2003. A linear upslope-time-delay model for orographic precipitation. J Hydrol, 282(1-4):2-9
- Smith R B, Barstad I. 2004. A linear theory of orographic precipitation. J Atmos Sci, 61(12):1377-1391
- Smith R B, Schafer P, Kirshbaum D J, et al. 2009a. Orographic precipitation in the tropics: Experiments in Dominica. J Atmos Sci, 66(6):1698-1716

- Smith R B, Schafer P, Kirshbaum D, et al. 2009b. Orographic enhancement of precipitation inside hurricane Dean. *J Hydrometeorol*, 10(3):820-831
- Wu C C, Kuo Y H. 1999. Typhoons affecting Taiwan: Current understanding and future challenges. *Bull Amer Meteor Soc*, 80(1): 67-80
- Wu C C, Yen T H, Kuo Y H, et al. 2002. Rainfall simulation associated with typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. *Wea Forecasting*, 17(5):1001-1015
- Yu C K, Cheng L W. 2008. Radar observations of intense orographic precipitation associated with typhoon Xangsane (2000). *Mon Wea Rev*, 136(2): 497-521
- Yu C K, Cheng L W. 2013. Distribution and mechanisms of orographic precipitation associated with typhoon Morakot (2009). *J Atmos Sci*, 70(9):2894-2915

欢迎订阅 2020 年度《气象学报》

《气象学报》中文版创刊于 1925 年,是由中国气象局主管,中国气象学会主办的全国性大气科学学术期刊,主要刊载有关大气科学及其交叉科学研究的具有创新性的论文;国内外大气科学发展动态的综合评述;新观点、新理论、新技术、新方法的介绍;研究工作简报及重要学术活动报道;优秀大气科学专著的评介以及有关本刊论文的学术讨论等。

《气象学报》中文版 2003 年和 2005 年连续两次荣获中华人民共和国新闻出版总署颁发的第二届、第三届“国家期刊奖百种重点学术期刊”奖;2013、2015、2017 年入选国家新闻出版广电总局“百强报刊”;2007—2011 年和 2015—2017 年获得中国科学技术协会精品科技期刊工程项目的资助,2008、2011、2014、2017 年被评为“中国精品科技期刊”;2003—2007、2009、2016 年被中国科学技术信息研究所评为“百种中国杰出学术期刊”;2012、2013、2014、2015 年获评“中国最具国际影响力学术期刊”;2016、2017 年获评“中国国际影响力优秀学术期刊”。

《气象学报》为大气科学研究提供了学术交流平台,一直致力于推动中国大气科学基础研究和理论研究的发展,服务于中国气象现代化建设事业。作者和读者对象主要为从事气象、海洋、地理、环境、地球物理、天文、空间及生态等学科的科研人员、高校师生。

《气象学报》中文版为双月刊,国内外发行。

2020 年全年共 6 期,定价 240 元/年。

邮发代号: 2-368(国内) BM329(国际)

通讯地址: 北京市中关村南大街 46 号 中国气象学会《气象学报》编辑部

邮政编码: 100081

联系电话: 010-68406942, 68408571(传真)

邮 箱: cmsqxxb@263.net; qxxb@cms1924.org

期刊主页: http://www.cmsjournal.net/qxxb_cn

开户银行: 北京建行白石桥支行

户 名: 中国气象学会

帐 号: 11001028600059261046