

# Study of Ta-Pieh Mountains Terrain on the Precipitation Enhancement

Ni Liu<sup>1,2</sup>, Shanshan Hu<sup>3</sup>, Yiwu Xu<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Huangshan Meteorological Office of Anhui Province, Huangshan Anhui

<sup>2</sup>Anhui Meteorological Observatory, Hefei Anhui

<sup>3</sup>Chuzhou Meteorological Observatory of Anhui Province, Chuzhou Anhui

Email: jingangxiao@qq.com

Received: Feb. 18<sup>th</sup>, 2018; accepted: Mar. 2<sup>nd</sup>, 2018; published: Mar. 9<sup>th</sup>, 2018

---

## Abstract

In order to explore the effect of the Ta-pieh mountain range on the increase of precipitation, by using conventional LAPS and DEM data in the Chinese Academy of Sciences, this paper describes the climate distribution of precipitation and extreme precipitation in the Ta-pieh Mountains, analyzes the effect of Ta-pieh Mountains terrain on the precipitation enhancement during June 29 to 30 June of 2009, uses the WRF model to test the terrain sensitivity, and finally calculates the vapor convergence rainfall and vapor vertical transport increment. According to the climate scale, the results show that the precipitation is closely related to the Ta-pieh Mountains terrain, the distribution of extreme rainfall has obvious local characteristics, high altitude areas and the southwest slope are more prone to extreme rainfall. During the precipitation process, the precipitation is positively correlated with the altitude, which rises rapidly with the increase of height on the windward slope. WRF sensitivity test shows that the intensity of the heavy rainfall distribution is obviously affected by the terrain, and the enhancement of the rainfall is large. From the results of the vapor convergence rainfall and vapor vertical transport increment, the enhancements of rainfall in high altitude areas and the windward slope are less linked to precipitation background, which mainly derives from vapor vertical transport increment caused by the uplift of the mountain.

## Keywords

Ta-Pieh Mountains, Extreme Rainfall, Terrain, Enhancement

---

# 大别山地形对降水的增幅作用研究

刘倪<sup>1,2</sup>, 胡珊珊<sup>3</sup>, 许义伍<sup>1</sup>

<sup>1</sup>安徽省黄山气象管理处, 安徽 黄山

<sup>2</sup>安徽省气象台, 安徽 合肥

<sup>3</sup>安徽省滁州市气象台, 安徽 滁州

## 摘要

为探索研究大别山山脉地形对降水的增幅作用, 利用常规资料、LAPS系统同化资料和中国科学院DEM数据, 描述了大别山降水和极端强降水的气候分布, 分析了地形对2009年6月29~30日大别山强降水的增幅作用, 并利用WRF模式进行地形敏感性试验, 最后进行了水汽的辐合雨量和水汽垂直输送增量的计算。研究表明: 从气候尺度上看, 大别山地区降水与地形密切相关, 雨量极值分布有明显的局地性, 高海拔地区和西南坡更容易出现强降水。在此次强降水过程中, 降水量与海拔高度呈正相关关系, 迎风坡上降水随着山高出现陡增。WRF敏感性试验反映了此次强降水分布明显受地形影响, 地形雨量增幅较大。从水汽的辐合雨量和水汽垂直输送增量上看, 高海拔地区和迎风坡雨量增幅与降水背景场关系不大, 而主要来自于山体抬升作用引起的水汽垂直输送增量。

## 关键词

大别山, 强降水, 地形, 增幅

Copyright © 2018 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

大别山位于湖北、河南和安徽三省交界处, 西北-东南走向, 呈“三角形”分布, 西接桐柏山, 东为张八岭, 是长江、淮河的分水岭, 长 270 km, 地形复杂, 主峰白马尖海拔 1777 m, 次峰多云尖海拔 1763 m, 都位于安徽省六安市霍山县, 大别山地形复杂, 强降水、雷电等灾害性天气时常发生, 并带有明显的局地性特征。

地形对降水的作用比较复杂, 主要有动力抬升作用, 地形的辐合辐散作用, 以及地形的云物理作用和近地面的摩擦作用。正是这些作用的复杂性, 导致了天气系统中局部降水异常, 许多学者进行了大量的研究[1] [2] [3] [4], 这些研究主要描述地形对降水的影响, 主要用山区降水的观测资料表述地形影响降水的规律和方法, 也有利用数学统计方法建立降水与各种地形因子之间的数理统计关系。李子良[5]指出地形降水是水汽、气流和地形相互作用形成的, 山脉地形降水主要发生在山脉的迎风坡, 表现出典型的迎风降水和背风雨影特征。林之光[6]详细讨论了各种典型地形和地形各因子对降水分布的影响, 并辅以主要山脉的山区台站气候资料进行佐证。丁仁海[7]利用加密气象站资料对 2007~2008 年九华山的 7 次暴雨天气过程中, 小地形作用引起的风场变化对降水影响进行综合分析。这些研究往往受到观测资料的限制, 无法提供出高分辨率的时空分布, 虽可为地形对降水的作用提供定性分析, 但对山脉影响降水的机理研究不够深入。近年来, 随着数值模式的进一步发展, 各种利用模式进行地形对降水的数值模拟研究越来越多[8] [9] [10] [11]。本文正是在前面研究的基础上, 尝试建立地形降水估算模型, 推演出大别山地形对 2009 年 6 月 29~30 日强降水天气过程的影响, 并通过 WRF 模式模拟结果加以佐证, 探讨大别山地形对此次强降水过程的主要影响。

## 2. 资料与方法

### 2.1. 资料

利用 LAPS 系统能够将多普勒雷达基数据、风云卫星资料、GPS 水汽资料、加密自动站资料、常规探空资料、风廓线资料等融合同化分析后, 建立高分辨率的中尺度分析场, 选取该资料时间段是 2009 年 6 月 28 日 23:00 (北京时, 下同)~30 日 17:00, 时间间隔 1 h, 空间分辨率为  $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$ ; 使用中国科学院国际科学数据 SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 提供的地形高程数据, 分辨率 90 m, 通过 GIS 软件提取的大别山地区 DEM 数据。地面观测数据来自整编的常规站及加密站资料。

### 2.2. 方法

降水的大小, 除了水汽供给率以外, 还与上升气流的速度以及水汽凝结的数量和速度有关。而地形作用可以引起地形性上升气流, 增加水汽的凝结率, 即提高降水的效率, 产生增幅作用。

设  $I$  是单位时间内降落在地面单位面积上的总降水量,

$$I = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{dq}{dt} dp \quad (1)$$

其中  $g$  为重力加速度,  $p_0$  为地面气压。

由于

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + V \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \quad (2)$$

从而

$$I = -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot Vq dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \omega q \quad (3)$$

公式(3)右边三项分别为水汽局部变化项、水汽通量散度整层积分项和水汽垂直输送随高度变化项, 由于水汽的局地变化项相比降水量要小得多, 故第一项忽略。这里考虑右边第二项和第三项。

#### 1) 水汽通量散度整层积分计算

在天气学中, 认为大气上界的垂直速度及比湿均为 0, 地面垂直速度很小, 这里假定不考虑, 则降水量可写为

$$I \approx -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot Vq dp \quad (4)$$

公式(4)表明, 气柱的降水量近似等于整个气柱中水汽的辐合量[12]。

#### 2) 水汽垂直输送增量计算

实际上, 如果地面起伏不平, 地形抬升会产生地面垂直速度, 因而引起水汽的上升运动, 使得迎风坡降水比坡前平原多, 因此  $-\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \omega q$  这一项反映的是地形抬升作用引起的降水增量, 不可忽略。

#### 3) 增幅系数方法估算

此外增幅系数方法也是一种常用且有效的降水量诊断方法。黄玲琳[13]针对地形对天气系统中降水增幅作用进行了定量研究。在某地某时刻  $(x, y)$  的实际雨量  $R(x, y, t)$  用下式表示:

$$R(x, y, t) = k(x, y) \cdot f(x, y, t)$$

设  $f(x, y, t)$  为没有地形影响时扰动经过测站的降水, 简称扰动降水;  $k(x, y)$  是在某地的增幅因子,

设扰动系数为

$$h(x, y, t) = R(x, y, t) / \bar{R}(x, y, t)$$

如对时间间隔( $\tau$ )求平均, 当盛行风向在 $\tau$ 时段内变化不大时, 可认为 $k(x, y)$ 的变化不大, 扰动系数为

$$h(x, y, t) = R(x, y, t) / \bar{R}(x, y, t)$$

在短时间内, 假定系统处于定常状态, 即

$$R(x, y, t) = k(x, y) \cdot f(x - vt)$$

式中:  $v$  为系统移动速度。

设:

$$x_2 - x_1 = v(t_2 - t_1)$$

则:

$$f(x_2 - vt_2) = f(x_1 - vt_1)$$

$$\frac{R(x_1, y_1, t_1)}{R(x_2, y_2, t_2)} = \frac{k(x_1, y_1)}{k(x_2, y_2)}$$

假设某地没有地形影响(即 $k = 1$ ), 用此方法可求出 $k$ 的分布。具体计算山脉 $t$ 时刻内 $k$ 的分布时, 可设位于山脉前部某一区域内 $t$ 时刻前1h平均雨量为 $\bar{R}$ , 雨量增幅值为

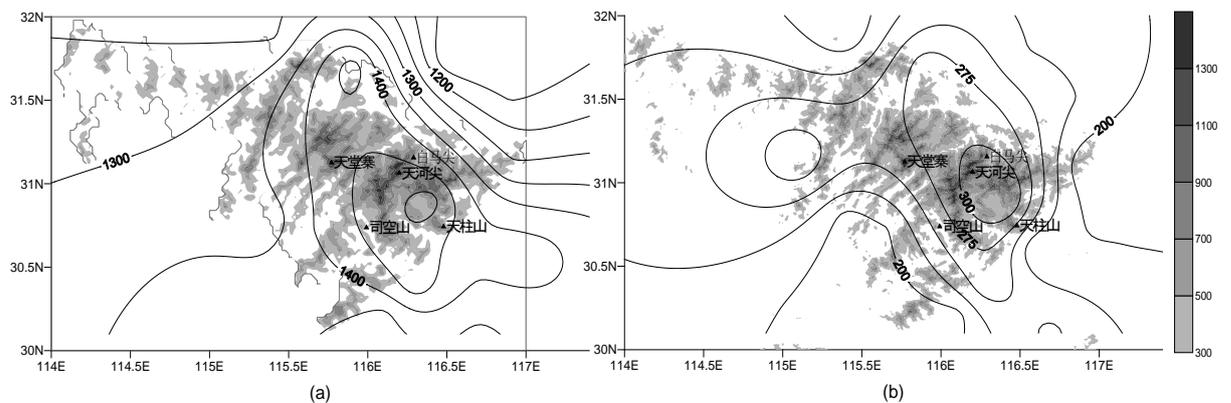
$$dR = R(x, y, t) - \bar{R}$$

则:

$$k = dR / \bar{R}$$

### 3. 大别山降水和极端强降水的气候分布

局地强降水发生除与天气系统有关外, 还明显受地形影响。1981~2010年大别山地区年平均降水和24小时雨量极值分布都显示大别山地区降水量与地形密切相关: 从大别山地区30年平均降水分布(图1(a))



**Figure 1.** (a) Annual average precipitation in the Ta-pieh Mountains region (1981~2010), (b) 24 hours rainfall extreme value distribution (unit: mm, shadow part indicates altitude)

**图 1.** (a) 1981~2010 年大别山地区年平均降水, (b) 24 小时雨量极值分布(单位: mm, 阴影部分表示海拔高度)

上看, 图中有两个明显的雨量中心, 一个位于大别山北麓丘陵地区, 一个位于由大别山主峰(天堂寨 - 天河尖 - 天柱山 - 司空山)围绕的高海拔地区, 降水变化梯度较大。日雨量极值分布(图 1(b))则显示, 日雨量极值分布有明显的局地性, 大别山高海拔地区以及西南坡更容易出现强降水, 且西南坡上雨量增幅明显。

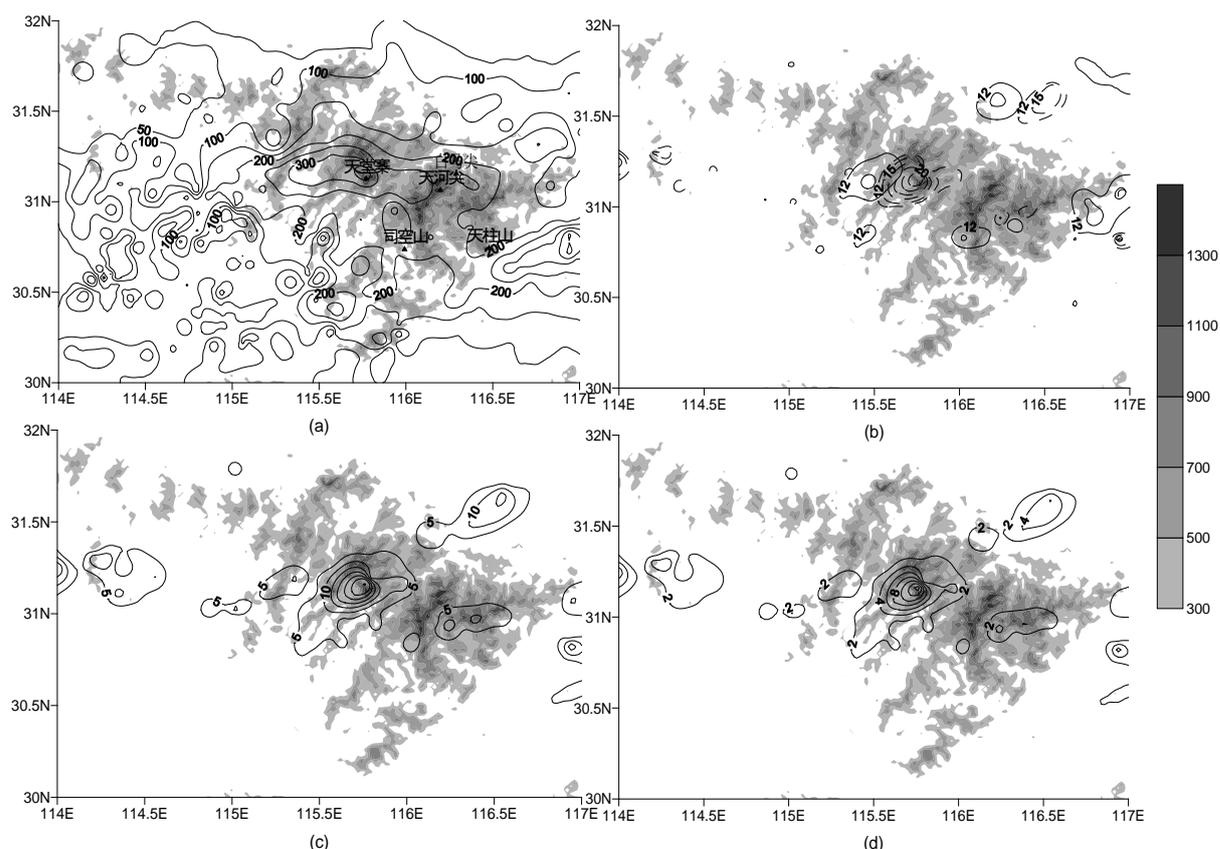
#### 4. 过程强降水增幅分析

图 2(a)是 2009 年 6 月 29 日 01 时~30 日 17 时, 大别山区出现一次大范围的强降水天气过程, 沿着大别山山脉西北 - 东南方向有 2 个强降水中心, 一个位于主峰天堂寨 - 天河尖 - 司空山附近, 另一个一个位于东南部平坦地区。在地形上看, 降水超过 200 mm 的地区主要集中在大别山的高海拔地区和西南面迎风坡上。

假设 1 h 内降水系统无明显变化, 图 2(b)是系统自西向东的移动情况, 不难发现当系统经过山脉时, 出现了明显的雨量增幅, 21:00 的最大雨量中心较 1 h 前增加了 10 mm, 图 2(c)、图 2(d)分别为增幅系数方法计算的 21:00 雨量增量和增幅系数  $k$  的分布图, 可以看出雨量增幅、增幅系数  $k$  的极值中心与强降水极值中心基本重合, 与海拔高度呈正相关。

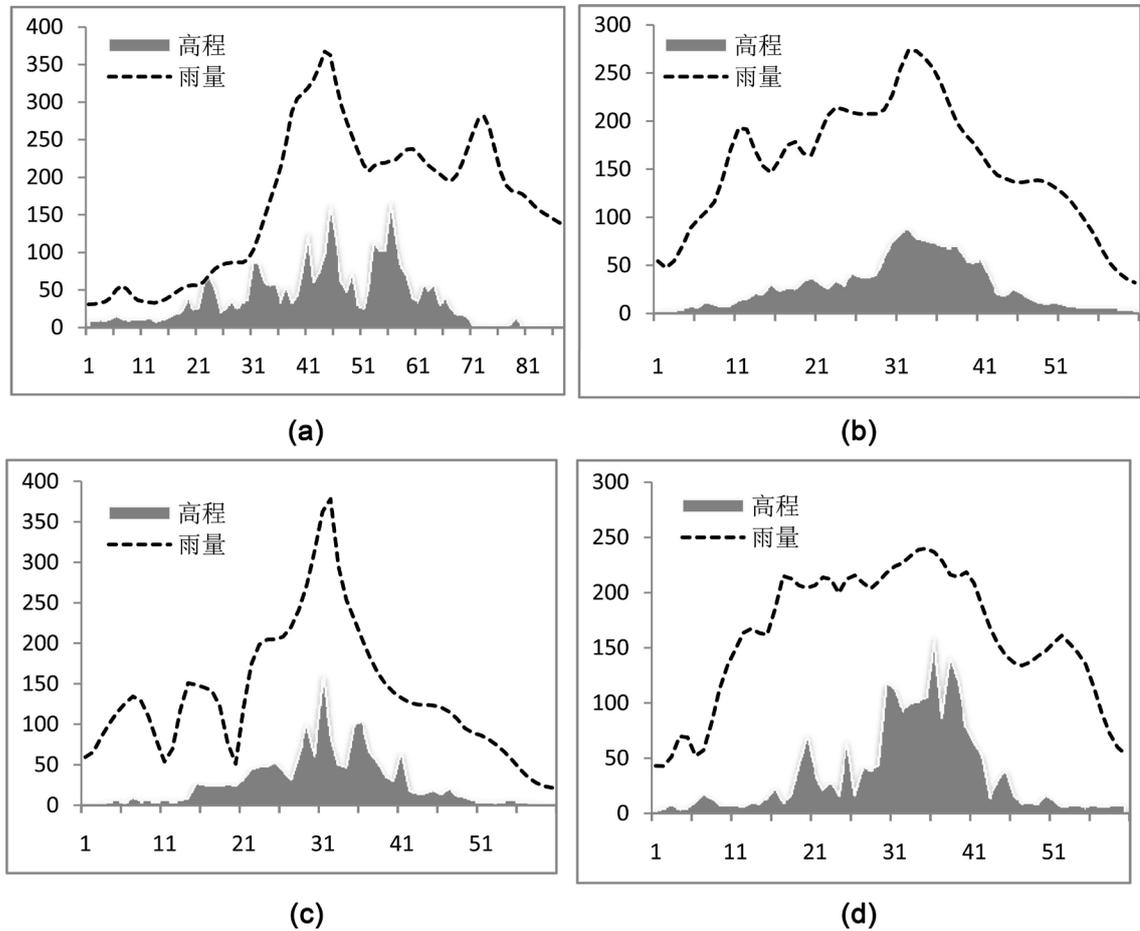
为进一步讨论降水量与山高之间的关系, 图 3(a)给出了降水沿着大别山主峰走向(天堂寨 - 司空山)的垂直剖面, 显然在山区, 降水量与山高呈正相关关系, 相关系数达到 0.55, 通过信度为 0.01 的可靠性

检



**Figure 2.** (a) Space distribution of the 6.29 heavy rainfall in the Ta-pieh Mountains (unit: mm), (b) Contrast of rainfall center between 20:00 (solid line) and 21:00 (dashed line) in June 29, 2009 (unit: mm), (c) Rainfall increment at 21:00 calculating by the method of increase coefficient (unit: mm), (d) Distribution of coefficient  $K$  value at 21:00, the shading indicates the altitude

**图 2.** (a) 6.29 大别山强降水的空间分布(单位: mm), (b) 2009 年 6 月 29 日 20:00 (实线)和 21:00 (虚线)雨量中心对比(单位: mm), (c) 增幅系数方法计算的 21:00 雨量增量(单位: mm), (d) 21:00 增幅系数  $K$  值分布, 阴影部分表示海拔高度



**Figure 3.** (a) Vertical profile of the precipitation along the Ta-pieh Mountains (Heaven village to Sikong mountain), (b) Vertical profile of mean precipitation on upwind slope, (c) Vertical profile of precipitation on upwind slope along the top of Heaven village, (d) Vertical profile of precipitation on upwind slope along the top of Sikong mountain (unit: mm)

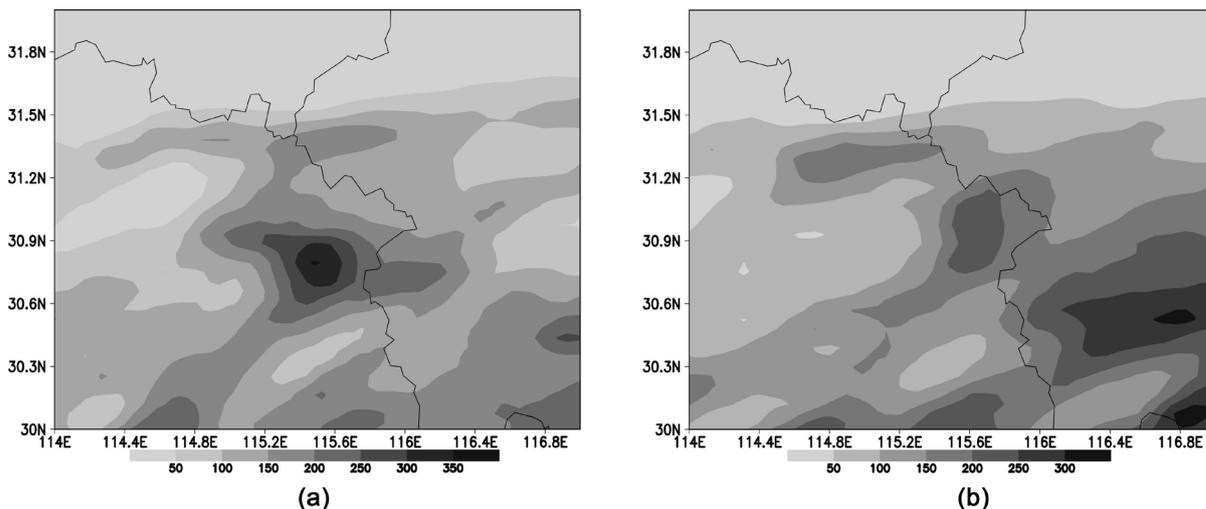
**图 3.** (a) 降水沿着大别山主峰走向(天堂寨 - 司空山)的垂直剖面, (b) 迎风坡上平均降水的垂直剖面, (c) 迎风坡上降水沿天堂寨最高点的垂直剖面, (d) 迎风坡上降水沿司空山最高点的垂直剖面(单位: mm)

验。徐昕, 王其伟[14]指出迎风坡上降水通常偏多, 图 3(b)~图 3(d)都为大别山迎风坡上的降水随着山高的分布, 相关系数分别达到了 0.84, 0.82 和 0.67。在迎风坡上降水随着山高的增加出现陡增, 雨量增加梯度大, 在山顶处达到最大, 后随着山势锐减。

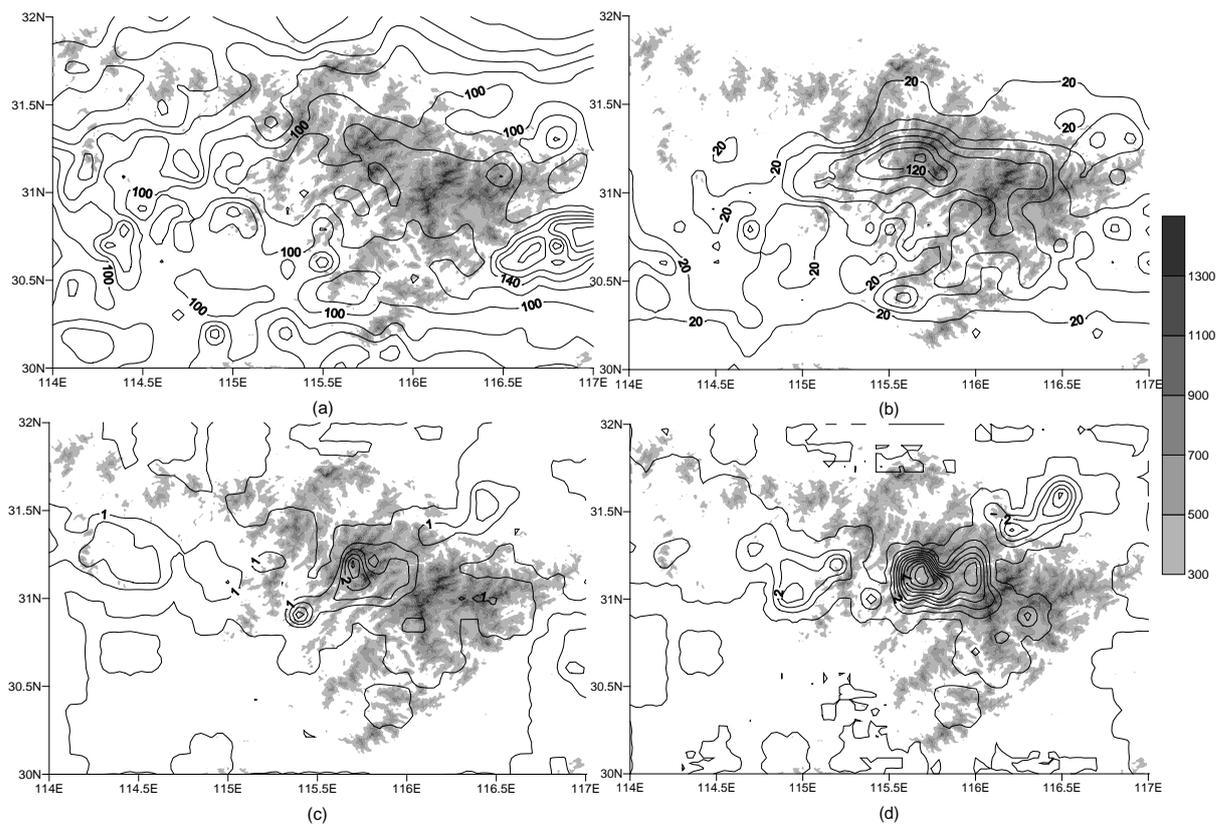
数值预报模式能够模拟山脉地形对降水的影响作用。对此次强降水过程进行 WRF 敏感性试验, 图 4(a)为模拟的有地形影响的降水量分布, 可以看出降水分布与山脉地形相对应, 强降水中心与大别山高海拔中心相吻合, 且雨量梯度较大; 图 4(b)为模拟的无地形影响的降水分布, 可以看出山脉附近的降水量相对明显偏小, 强降水中心位于大别山东南的平坦地区, 模拟的大别山山脉的平均雨量增幅为(a 与 b 的平均雨量差)约为 37.2 mm, 大于地形抬升雨量平均增幅(25.7 mm)。

## 5. 地形对强降水的增幅计算

不考虑水汽的局地变化, 用  $-\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot Vq dp$  计算的整层的水汽的辐合量表示此次强降水的降水背景场,  $-\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \omega q$  计算的水汽垂直输送增量表示山体的抬升作用引起的雨量增幅。图 5(a), 图 5(b)分别给出了此



**Figure 4.** (a) WRF rainfall distribution with topographic effects, (b) Same as (a), but no effect of topography (unit: mm)  
**图 4.** (a) WRF 模拟的有地形影响的降雨分布, (b) 同(a), 但为无地形影响(单位: mm)



**Figure 5.** (a) Rainfall distribution of water vapor calculating by convergence, (b) Rainfall distribution of water vapor calculating by the vertical transfer increment, (c) Rainfall difference of water vapor calculating by convergence between 21:00 and 20:00, (d) Rainfall difference of water vapor calculating by the vertical transfer increment between 21:00 and 20:00 (unit: mm)  
**图 5.** (a) 水汽的辐合量计算的雨量分布, (b) 水汽垂直输送增量计算的雨量分布, (c) 21:00 与 20:00 的水汽的辐合量计算的雨量差, (d) 21:00 与 20:00 的水汽垂直输送增量差(单位: mm)

次强降水过程水汽的辐合雨量分布和水汽垂直输送增量分布, 可以看出: 大别山地区的降水背景场分布较为均匀, 雨量极值中心没有出现在主峰以及高海拔地区, 而是位于东部的平坦地区, 迎风坡上雨量变

化不明显。而从水汽垂直输送增量上看,抬升引起的雨量增幅主要出现在山区,极值中心位于主峰天堂寨附近的高海拔地区。图 5(c),图 5(d)分别 21 时与 20 时水汽的辐合雨量差和水汽垂直输送增量差分布,可见,当系统经过山脉时,出现了明显的雨量增幅,水汽的辐合雨量差别并不明显,而在迎风坡及山体高海拔地区出现了明显的雨量增幅,可见 21 时的雨量增幅主要是由水汽垂直输送增量差引起的。综合来看,大别山区此次强降水分布不均匀主要受山地地形的影响,迎风坡及高海拔地区雨量增幅主要来自于山体抬升作用引起的水汽垂直输送增量。

## 6. 结论

从气候尺度上看,大别山地区降水量和与地形密切相关,雨量极值分布有明显的局地性,大别山高海拔地区以及西南部的迎风坡更容易出现降水,迎风坡上雨量增幅明显。从增幅系数计算和降水量与高程之间的统计关系上看,2009 年 6 月 29 日强降水过程中,降水量与海拔呈正相关关系,在迎风坡上降水随着山高出现陡增,WRF 敏感性试验反映了此次强降水分布明显受地形影响,山区雨量增幅明显。从此次强降水过程中水汽的辐合量和水汽垂直输送增量计算上看,大别山区此次强降水分布不均匀主要受山地地形的影响,迎风坡及高海拔地区雨量增幅与降水背景场关系不大,而主要来自于山体抬升作用引起的水汽垂直输送增量。

## 基金项目

安徽省气象局科技发展基金“黄山风景区汛期小时尺度降水特征及其演变规律研究”(KM201719)。

## 参考文献

- [1] 林必元,张维恒.地形对降水影响的研究[M].北京:气象出版社,2001.
- [2] 慕建利,李泽春,李耀辉,等.高原东侧特大暴雨过程中秦岭山脉的作用[J].高原气象,2009,28(6):1282-1290.
- [3] 廖移山,冯新,石燕,等.2008年“7.22”襄樊特大暴雨的天气学机理分析及地形的影响[J].气象学报,2011,69(6):945-955.
- [4] 廖菲,洪延超,郑国光.地形对降水的影响研究概述[J].气象科技,2007,35(3):305-316.
- [5] 李子良,地形降水试验和背风坡回流降水机制[J].气象,2006,32(5):10-15.
- [6] 林之光.地形降水气候学[M].北京:科学出版社,1995:91.
- [7] 丁仁海,王龙学.九华山暴雨地形增幅作用的观测分析[J].暴雨灾害,2009,28(4):377-381.
- [8] 张美根,韩志伟,雷孝恩.地形性中尺度环流的数值模拟及验证[J].大气科学,2000,24(1):122-130.
- [9] 崔春光,李红莉,彭菊香,等.LAPS资料在一次鄂东初夏暴雨分析中的应用[J].暴雨灾害,2008,27(4):307-312.
- [10] 刘裕禄,黄勇.黄山山脉地形对暴雨降水增幅条件研究[J].高原气象,2013,32(2):608-618.
- [11] 董美莹,陈联寿,程正泉.地形影响热带气旋“泰利”降水增幅的数值研究[J].高原气旋,2011,30(3):700-710.
- [12] 朱乾根,林景瑞,寿绍文,等著.天气学原理和方法[M].北京:气象出版社,2002:636-643.
- [13] 黄玲琳.地形对降水增幅作用的机理探讨[J].浙江气象科技,1993,14(2):11-14.
- [14] 徐昕,王其伟,王元.迎风坡降水对中国东南地区降水贡献的估测[J].南京大学学报(自然科学版),2010,46(6):56-59.

**知网检索的两种方式：**

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>  
下拉列表框选择：[ISSN]，输入期刊 ISSN：2168-5711，即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>  
左侧“国际文献总库”进入，输入文章标题，即可查询

投稿请点击：<http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱：[ccrl@hanspub.org](mailto:ccrl@hanspub.org)