

# 2003年8月“巴蜀夜雨”过程的模拟和分析研究<sup>\*1</sup>

卢萍<sup>1,2</sup> 宇如聪<sup>3</sup> 周天军<sup>1</sup>

LU Ping<sup>1,2</sup> YU Rucong<sup>3</sup> ZHOU Tianjun<sup>1</sup>

1. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京, 100029

2. 中国科学院研究生院, 北京, 100049

3. 中国气象科学研究院, LaSW, 中国气象局, 北京, 100081

1. LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. LaSW, Chinese Academy of Meteorological Sciences, China Meteorology Administration, Beijing 100081, China

2006-11-06 收稿, 2007-04-06 改回.

**Lu Ping, Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2008. Numerical simulation of the mid-night rainfall over Sichuan basin during August 2003. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(3):371–380**

**Abstract** Nine mid-night heavy rainfall events during August 2003 over the western part of Sichuan basin were simulated by using an Advanced Regional Eta-coordinate Model (AREM). The mechanisms responsible for the diurnal variation of the rainfall are addressed by analyzing the model outputs. The results show that mid-night rainfall over western Sichuan basin usually occurs under a specific large scale background circulation, both the orography forcing-induced convergence/ascending motion and the unstable layer resulted from the thermal forcing of ground surface contribute to the formation and development of the mid-night rainfall over Sichuan basin. During the daytime, the low-level temperature and humidity gradually increase with gradually intensified land-air heat flux exchanges, and reach their maximum values after the noon. In the mean time, the low-level warm/moist northeast flow associated with a cyclonic curvature over the western basin gradually strengthens, and the low-level convergence appears, when the warm/moist northeast flow encounters eastward-facing mountain slopes in the western basin. The low-level convergence transports the warm and moist air upward, which leads to the increasing of both the thickness and intensity of the unstable layer in the lower troposphere. After sunset, the relative humidity in the lower atmosphere gradually increases due to radiation cooling, which makes the air easier to be saturated and the convective available potential energy (CAPE) to accumulate in the lower atmosphere. In the mean time, the topography-induced low-level convergence triggers the release of accumulated CAPE, which finally results in the occurrence of midnight convective rainfall.

**Key words** Midnight rainfall, Diurnal cycle, Western Sichuan basin, Topography

**摘要** 结合中尺度数值预报模式 AREM 的数值试验和观测资料分析,对 2003 年 8 月川西地区的 9 次夜雨过程进行了模拟研究和综合分析。结果表明,在一定环流背景下,川西地区特殊地形引起的沿坡地的辐合上升运动和垫面提供给低层大气的热通量所导致的大气层结不稳定,对川西夜雨的形成和发展有重要影响。白天,随着陆-气通量交换的增加,低层大气的温度和湿度逐步升高,并在午后达到极值。与此同时,低层偏南暖湿气流在盆地西部由于气旋性弯曲而形成的东北风在午后逐渐加强,这支气流在盆地西部被地形阻挡,产生爬升运动。辐合上升将低层高温高湿的大气向上输送,使得大气不稳定层结的厚度以及强度都增加;日落以后,低层大气的相对湿度随着气温的降低而增大,容易饱和而形成凝结,同时大气中积累了相当可观的对流有效位能,低层辐合抬升等因素容易触发不稳定能量释放,造成对流性夜雨天气。强烈的对流辐合运动需要周围大气的流入补偿,促使偏东风气流增强且向高空伸展,这令辐合抬升作用进一步增强。

<sup>\*</sup> 资助课题:国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418304)、国家自然科学基金项目(40233031)、杰出青年基金项目(40625014)。

作者简介:卢萍,主要从事中尺度数值模拟研究。E-mail:abc-123@mail.iap.ac.cn

**关键词** 夜雨, 日变化, 四川盆地, 地形

**中图法分类号** P456.7

## 1 引言

受季风气候的影响,中国降水的平均分布呈现出东多西少的特征。但是,位于青藏高原东侧、四川盆地西部的中国西部内陆地区却具有一个孤立的、范围很小的典型的多暴雨中心,令该地区以“华西雨屏”而闻名全国(徐裕华等,1991)。四川地区的降水通常具有多个大值中心,山地的迎风面是出现暴雨的高频中心,体现了山地暴雨大多范围小、局地性强的特征,该地区的降水与同纬度的东部地区相比,存在着明显的差异(李鲲鹏等,2005;Zhou, et al,2005;李川等,2006)。研究表明,华西降水与地形密不可分(卿清涛等,2000;彭贵康等,1994;何光碧,2006;周天军,1996)。四川地区独特的地理位置和降雨特征,使得这里长期以来成为研究地形影响天气气候、检验数值模式的地形处理技术的理想对象(钱永甫等,1994,1995;宇如聪,1992;曾庆存等,1994)。

降水的日变化正在成为检验数值模式的最基本标准之一。2005年6月在美国加州召开的世界气候研究计划(WCRP)季风研究工作组会议,明确把降水的日变化研究确定为未来几年重点关注的核心科学问题之一。中国降水的日变化,表现出诸多独特的地域特征,其中之一就是位于青藏高原东部的四川盆地地区的夜雨现象(徐裕华等,1991;Yu Rucong, et al,2006)。川西降水具有显著的“夜雨”日变化特征,自古以来该地区就以“巴山夜雨”而著称;据统计,该地区的夜雨频率非常高(70%—75%)。那么,“巴山夜雨”的成因到底是什么呢?初步的研究表明,这和当地的地形特点及气候特点有着紧密的联系,地形作用所造成的山谷风环流、夜间云顶辐射冷却等,都可能是导致“夜雨”形成的重要过程(徐裕华等,1991)。以雅安暴雨为对象的数值模拟研究工作发现与该地区复杂地形相关联的边界层过程,亦是影响雅安降雨的重要因子之一(宇如聪,1992;曾庆存等,1994)。因此,关于“巴山夜雨”的成因,目前依然是一个需要深入研究的问题。

高分辨率的观测资料的欠缺,制约着关于“巴山夜雨”成因的探索。本文借助一个中尺度数值模式,选取2003年8月的川西降雨为个例,通过数值试

验,来研究影响四川盆地西部地区降水过程日变化特征的关键因子,探讨“巴山夜雨”的成因。这里需要指出的是,“夜雨”的特征不独存在于“巴山”地区,它是川西降水的一个普遍现象(徐裕华等,1991;Yu Rucong, et al,2006)。为便于讨论,本文所谓的“巴蜀夜雨”,系指整个川西盆地的夜雨现象,而不是仅限于巴山。

## 2 个例选取、模式简介和试验方案

### 2.1 个例选取

本文选取的个例是2003年8月的9次典型暴雨过程,川西地区的降水量非常多,达到了近几十年的一个极值,日降水率超过了30 mm/d。分析表明,该月的暴雨频次很高,暴雨天气主要发生在8月的上旬和下旬,中旬则基本为无雨期。对台站降水资料的分析发现,该月的典型暴雨过程分别发生在1—2日、2—3日、8—9日、9—10日、21—22日、22—23日、25—26日、28—29日和29—30日,总计9次,且这9次暴雨都属于夜雨类型。因此,这里选取这9次暴雨的平均来代表典型“夜雨”个例;同时,以8月中旬作为无雨期的代表。希望能够通过两者间的对比,来揭示导致“巴蜀夜雨”形成的关键物理过程。

### 2.2 模式简介

本文所用的模式为中尺度暴雨模式AREM。AREM是专门针对复杂地形而设计的区域模式,它在垂直方向上采用ETA坐标,能够很好地刻画川西地区的复杂地形特征(宇如聪,1992)。该模式目前已经被广泛应用于中尺度暴雨的研究,且表现出较为优良的性能(李鲲鹏等,2005;罗可生,1994;卢萍,2006;宇如聪等,2004)。

本文选取的模式模拟区域为 $10^{\circ}$ — $55^{\circ}$ N,  $80^{\circ}$ — $135^{\circ}$ E,模式的水平分辨率约为37 km,垂直方向分为32层,模式层顶为10 hPa。物理过程包括:显式云预报方案(Xu, et al,1998)、简化的Betts对流调整方案(Betts, et al,1986)、非局地大气边界层方案(Holtslag, et al,1993)、Berjamin and Seaman的考虑地表辐射平衡的简单辐射参数化方案(Berjamin, et al,1985)。地表过程计算实现了与CLM陆面模

式的耦合(Dai, et al,1998)。

### 2.3 试验方案和分析方法

本文的试验以每日 00:00 UTC 的台站观测资料作为 AREM 模式的初始场,对 2003 年 8 月的天气过程进行逐日模拟研究,积分时段为 24 h。现有的常规台站观测资料、常用的再分析资料等时空分辨率都较粗,难以满足讨论川西降水日变化形成机理的需要。AREM 每小时一次的模式输出结果,可以弥补观测资料上的欠缺。

通过对川西地区暴雨天气的分析,发现其发生发展过程具有很高的相似性,可以进行合成分析。因此,本文将从模拟结果中,挑选出“夜雨”和“无降水”天气个例,分别进行合成,通过两者间的比较,来探讨导致川西降水日变化的物理过程。

## 3 结果讨论

### 3.1 降水日变化的模拟

在利用 AREM 开展降水日变化机制讨论之前,需要对该模式的性能做一个基本的评估。作者把模拟结果与观测事实进行比较,发现该模式能够很好地再现 2003 年 8 月上下旬的多暴雨天气、以及中旬几乎无降水的特征(图 1)。这里重点关注 AREM 对川西降水日变化的模拟能力。

在观测中(图 1),9 次降水事件平均的日变化表现为最强降水出现在 16:00 UTC,即北京时的午夜时分(24 时),这和多年平均的气候分析结果非常一致(YuRucong, et al, 2006)。注意到 AREM 模式较

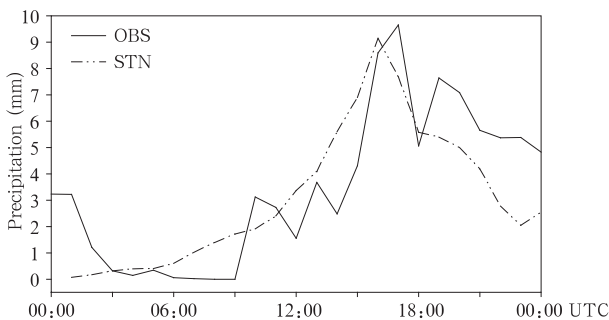


图 1 观测(实线)和模拟(虚线)的 2003 年 8 月 9 场典型暴雨平均的降水日变化特征  
(单位:mm/h)

Fig. 1 The observed (solid line) and simulated (dot-dash line) composite diurnal variation of hourly precipitation (mm/h) over nine precipitation events during Aug 2003

为成功地再现了观测的川西降水的这种“夜雨”特征,表明该模式在刻画该地区降水的日变化方面具有较强的能力。降水日变化模拟的这一理想结果,为随后借助该模式讨论影响降水日变化的物理过程奠定了较为扎实的基础,同时也增强了数值试验结果的可信性。

### 3.2 气压场、风场的日变化特征

川西暴雨的发生,有其大尺度的环流背景。对有、无降水日的 500 hPa 平均高度场进行比较,发现在降水日,四川盆地西部地区的南部是一个低压倒槽,北部也有一个浅槽,而东西两侧各自有一个高压中心(西侧的高压中心位于 31°N, 97°E 附近,东侧高压中心位于 25°N, 121°E 附近),四川盆地西部地区正好位于这个类似“鞍”形结构的中央区域,风力较弱,有利于垂直上升运动的发展(图略)。在无雨日,该地区上空的等位势高度线较平直,盛行较强的偏西风气流,中层过强的风场在一定程度上可能抑制垂直上升运动的发展(图略)。

从位势高度距平的日变化(图 2)可以看到,在降水日,中低层 400 hPa 以下的位势高度均为负距平,近地层的负距平在 07:00 UTC 左右达到极值;越是在高层,达到极值的滞后时间越长,变化幅度越小,其垂直方向上的影响范围可以伸展到 500 hPa 高度处,在降水发展阶段,中低层大气伴有明显的负变压(图 2a)。而无雨日则相反,低层气压为正距平,且日变化幅度不大——其在垂直方向上的影响高度,也明显低于降水日的变压影响范围(图 2b)。

图 3 给出了降水日和无雨日 850 hPa 等压面上的水平风场分布。在降水日,850 hPa 风场呈现出气旋性环流特征,而且该气旋性环流在夜间较之白天更强(图 3a, 3b),这种水平环流结构,有别于在东部地区经常出现的、与降水相伴的南北风交汇现象(Chen Zhongming, et al, 1999),这是因为受山地和高原的阻挡,侵入该地区的冷空气较之东部地区要弱,故而地形辐合作用显得更为重要。在无雨日,低层风很弱(图 3c, 3d),没有明显的系统性环流特征,而且不存在显著的日变化。

综合对流层中、下层的环流分布,不难发现降水日低层的偏南暖湿气流较强,它向盆地西部输送来大量水汽,暖湿气流随后在盆地西部产生气旋性弯曲而形成辐合;同时中层气流很弱、风的垂直切变较小,这有利于辐合上升运动的发展和维持。而无雨

日则相反,低层风速很小,难于在地形迎风坡处形成抬升运动,水汽输送条件也不利于降水的发生;同时中层的西风较强,它对上升运动有抑制作用,上述环流条件都不利于暴雨的发生发展。

为讨论垂直环流在川西夜雨形成中的作用,图4给出了模拟的降水日和无雨日的垂直环流日变化。比较降水日和无雨日的环流结构,发现不管是

否产生降水,该地区的垂直环流都存在这样一种演变过程:在03:00 UTC,边界层低层出现弱的偏东风(图4a、4e),随后进一步加强,下午(09:00 UTC)在盆地西部(高原东侧)沿地形爬升,在盆地东部下沉,从而在低层大气中形成一个弱的垂直环流,这有利于水汽的向上输送(图4b、4f)。降水日和无雨日的垂直环流差异,主要反映在傍晚以后的演变:降水

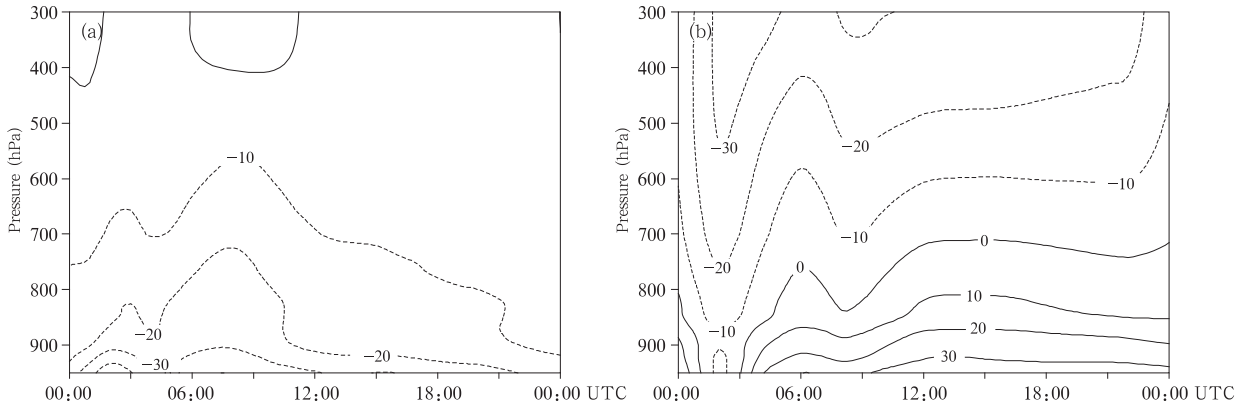


图2 川西雨区(28°—32°N,102°—105°E)区域平均位势高度距平

(减去2003年8月的平均值)的时空变化特征(单位:gpm; a.降水日, b.无雨日)

Fig. 2 Height-time cross-sections of area-averaged (28°—32°N, 102°—105°E) geo-potential height anomalies (from the August mean in 2003; gpm) for (a) rain days and (b) rainless days

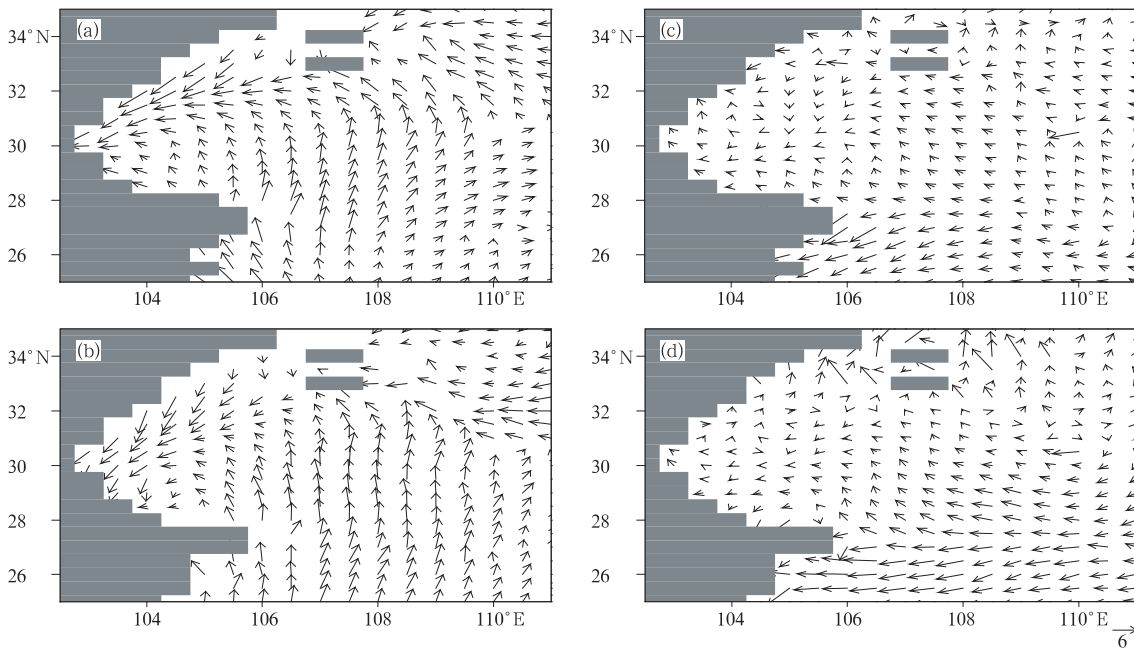


图3 850 hPa 风场(单位:m/s)的日变化(a,b.降水日, c,d.无雨日; a,c. 06:00 UTC, b,d. 15:00 UTC)

Fig. 3 Diurnal variations of simulated 850 hPa wind vectors (units; m/s)

for (a—b) rain days and (c—d) rainless days

(a,c. 06:00 UTC; b,d. 15:00 UTC)

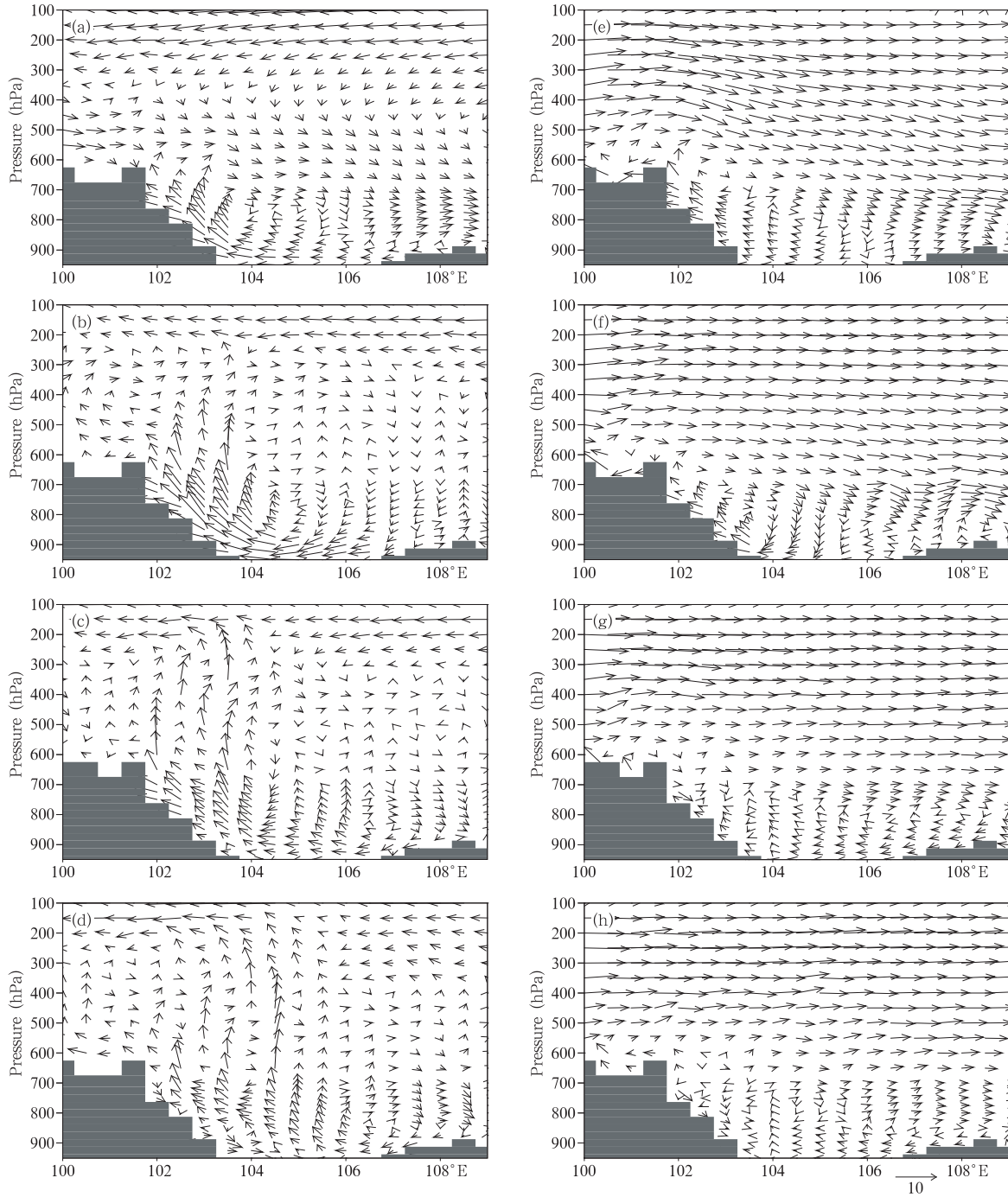


图 4 垂直环流的日变化

( $u$ ;  $w \times 10$ ;  $u$  单位  $m/s$ ,  $w$  单位  $Pa/s$ , a, b, c, d 表示降水日; e, f, g, h 表示无雨日)

Fig. 4 Diurnal variations of the vertical zonal circulation ( $u$ ,  $m/s$ ;  $\omega \times 10$ ,  $Pa/s$ ) along  $30^\circ N$  for (a–d) rain days and (e–h) rainless days

(a, e. 03:00 UTC; b, f. 09:00 UTC; c, g. 15:00 UTC; d, h. 21:00 UTC)

日的低层偏东气流在西行过程中逐渐加强,在盆地西侧遭遇大地形的阻挡,强迫低层暖湿气流沿地形辐合上升,到达 600 hPa 高度后,部分气流转而向

东、在盆地东部下沉,大部分气流则上升至 200 hPa,随后转而向西,这样就形成了两个垂直环流圈——西侧与深对流相关联的强环流圈、以及东侧比较浅

薄的次级环流圈(图 4c)。降水日的上升运动在夜间发展至最强,与其夜雨特征相匹配。该地区的辐合上升运动需要周围大气的入流补偿,强对流天气往往伴有中低层的强风。在无雨日,白天低层也会出现偏东风,这支弱的东风气流也能形成弱的垂直环流,其下沉支位于盆地的东部(图 4f),但是与降雨日不同的是其夜间变化:风减弱甚至转向,令此弱环流逐渐消亡(图 4g、4h)。

降水日和无雨日垂直环流结构的日变化差异,充分反映出偏东气流沿地形抬升辐合在川西夜雨形成中的作用。而对流层中层西风的强弱,则对于垂直环流的形成及其日变化起着至关重要的作用:在降水日,中上层风场较弱,有利于上升运动发展;在无雨日,中高层稳定的强西风则抑止了上升运动的发生和维持。

为进一步揭示纬向风变化在垂直环流发生发展中的作用,图 5 给出降水日和无雨日的平均纬向风时空演变状况,具体作法是将日平均的风场再对雨区范围( $28^{\circ}$ — $32^{\circ}$ N,  $102^{\circ}$ — $105^{\circ}$ E)求取空间平均。可见在白天的 06:00—12:00 UTC 时,无论降水日还是无雨日,在低层都会出现东风气流,但降水日的低层东风更强。午后特别是夜间纬向风的发展在降水日和无降水日明显不同:在降水日,低层偏东风在午后增强,夜间对流活动发展,局地辐合加强,令东风气流亦随之增强且向高空伸展;中层的弱西风有利于深对流的形成。在无雨日,几乎整个对流层都被强西风气流所控制,而且其强度夜间比白天强,这

对于深对流的形成不利。对照 850 hPa 风场分布(图 3),可以看到在降水日,高原西部的低层风场主要是具有气旋性弯曲的东北风(李跃清,2000),四川盆地西部的陡峭地形对于这支低层东北气流而言是迎风坡地,有利于气流抬升而形成降水。

注意无论有降水与否,在四川盆地内部,白天低层大气中总会出现偏东风气流,结合垂直环流的日变化特征(图 4),这里总存在一个垂直环流圈,其上升支位于盆地西部、下沉支位于盆地东部,意味着该区域在夏季是一个准定常的地形辐合区。

垂直环流及其日变化,在散度和涡度的分布中亦有体现。在散度的垂直分布中(图略),低空的辐合总与高空的强辐散相伴,这既利于低层大气的上升,又有利于上空抽吸作用的加强,起到促进中尺度对流系统发展的作用。这种强上升气流与低层深厚暖湿结构的结合,使得水汽和能量可以不断地输送到高层,使系统得以维持和发展而产生暴雨。06:00 UTC 以前,辐合现象主要出现在低层大气中,06:00 UTC 之后,辐合运动逐渐向高层发展,夜间对流发展起来后,风场辐合不再局限在低层大气中。在涡度的垂直分布中(图略),降水区上空存在一个明显的正涡度中心,该涡度中心随时间逐渐增强并向上发展,大的涡度中心出现在夜间。而在无雨日,边界层内仅在白天出现弱的辐合现象,有弱的正涡度出现在 06:00—12:00 UTC,夜间则消失。此外,700 hPa 高度处几乎全天都存在一个很弱的正涡度区,这可能是由于该地区地形的摩擦作用造成的。

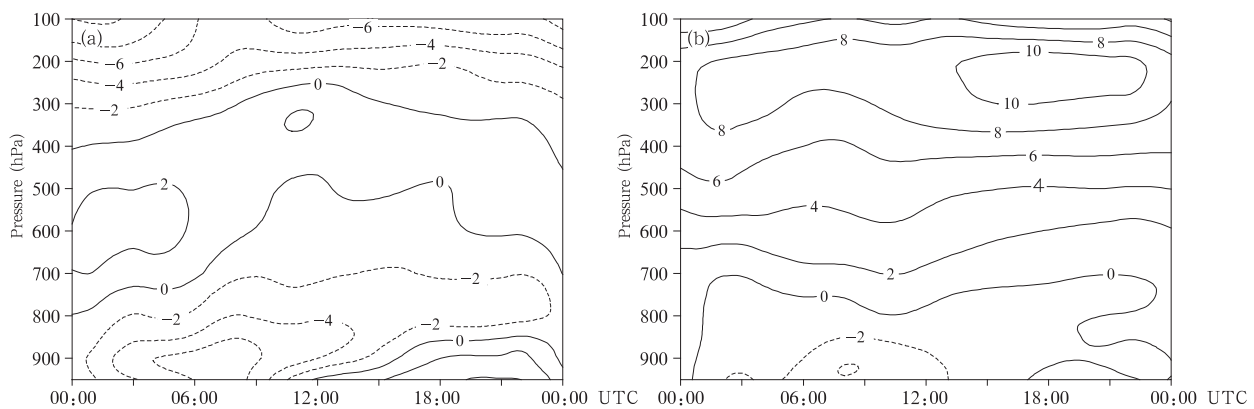


图 5 川西地区( $28^{\circ}$ — $32^{\circ}$ N,  $102^{\circ}$ — $105^{\circ}$ E)区域平均纬向风(单位:m/s)的日变化(a.降水日,b.无雨日)

Fig. 5 Height-time cross-sections of area-averaged ( $28^{\circ}$ — $32^{\circ}$ N,  $102^{\circ}$ — $105^{\circ}$ E) zonal wind (m/s) for (a) rain days and (b) rainless days

### 3.3 温湿场的日变化特征

与大气环流的变化相对应,有、无降水日的温度和湿度场亦表现出显著不同的日变化特征。降水日中低层大气的初始温度,要明显高于无雨日的温度(图 6a)。受下垫面的影响,无论是否有降水,边界层大气的温度总表现出显著的日变化特征(图 6),越靠近下垫面,温度增长的幅度越大;从近地层向上,温度的日变化幅度逐渐减弱,变幅达到最大值的时间也相应地滞后,对流层中高层的大气温度几乎没有日变化。在陆气通量交换以及边界层风场的共同作用下,降水日该地区中低层大气温度的增长幅度以及增温层的厚度都明显要高于无雨日(图 6b、6c)。

对应图 6 的温度变幅,图 7 给出比湿变幅的结果。降水日 550 hPa 以下的中低层大气的初始比湿,要明显高于无雨日。边界层大气的湿度表现出显著的日变化特征(图 7b、c),低层大气的增湿主要发生在白天,其夜间变化不明显;注意比湿的变幅要比温度显著,降水日增长幅度最大出现在 09:00 UTC,而无雨日则出现在 06:00 UTC。比湿的日变

化主要体现在边界层大气,越靠近下垫面,变化的幅度越大;而从近地层向上,湿度的变化幅度则逐渐减弱,对流层中高层的大气湿度几乎没有日变化。在陆气通量交换以及边界层风场的共同作用下,降水日中低层大气比湿的增长幅度以及增湿层的厚度,都明显高于无雨日的大气。降水日盆地西部地区的中低层大气湿度始终要高于无雨日的大气湿度。

假相当位温是综合了大气温、湿特性的一个物理量,通过比较降水日和无雨日假相当位温的时空演变情况,可以更清楚地了解降水日热力场的日变化特征。如图 8 所示,在降水天气对应的初始时刻(图 8a,00:00 UTC),700 hPa 以下的大气具有丰富的暖湿高能,存在明显的不稳定层结,700 hPa 到 400 hPa 附近的中间层大气的层结性质近似湿中性,对流层高层的大气则比较稳定。随着下垫面向大气提供的热通量的不断增多以及因辐合产生的低层暖湿高能的持续向上输送,中低层大气的的不稳定度不断加大,对流有效位能逐渐增多。在 07:00 UTC 以后,中间层(约 700 hPa 到 400 hPa)大气出现很厚的假相当位温等值区,对流活动容易在这样的区域内

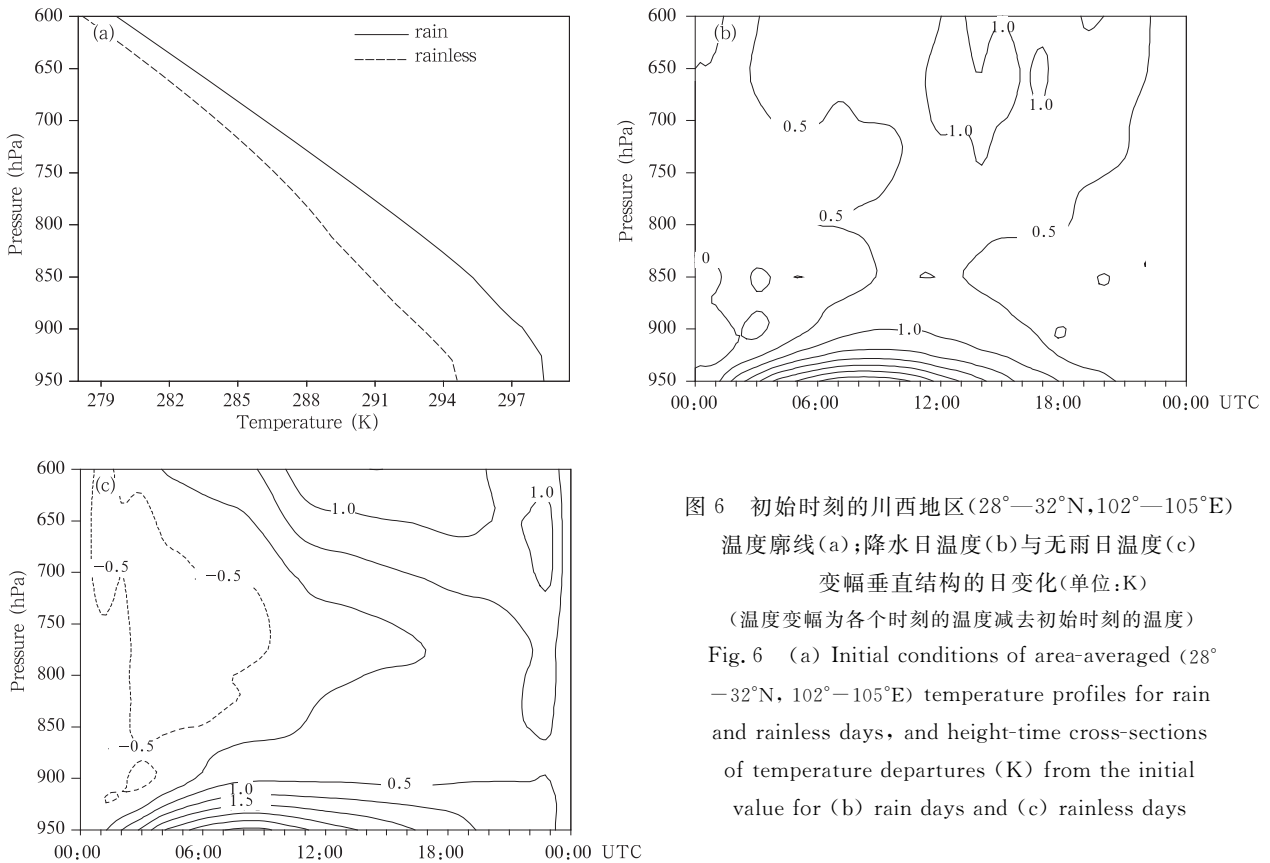


图 6 初始时刻的川西地区(28°—32°N,102°—105°E) 温度廓线(a);降水日温度(b)与无雨日温度(c) 变幅垂直结构的日变化(单位:K) (温度变幅为各个时刻的温度减去初始时刻的温度) Fig. 6 (a) Initial conditions of area-averaged (28°—32°N, 102°—105°E) temperature profiles for rain and rainless days, and height-time cross-sections of temperature departures (K) from the initial value for (b) rain days and (c) rainless days

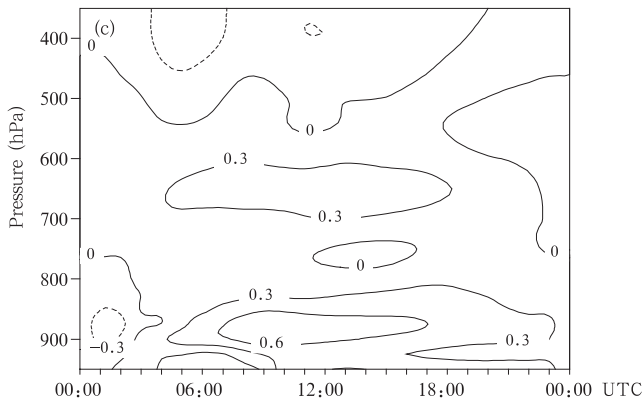
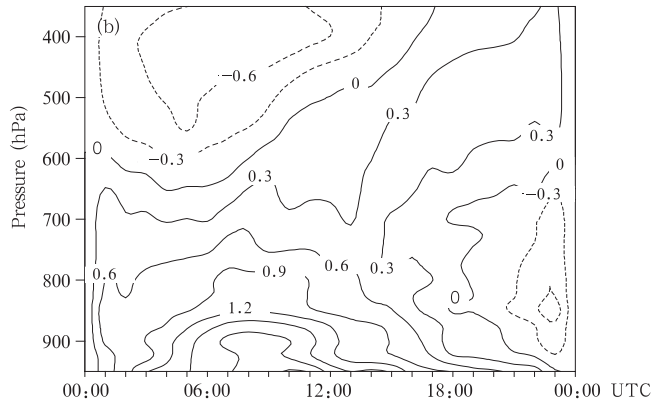
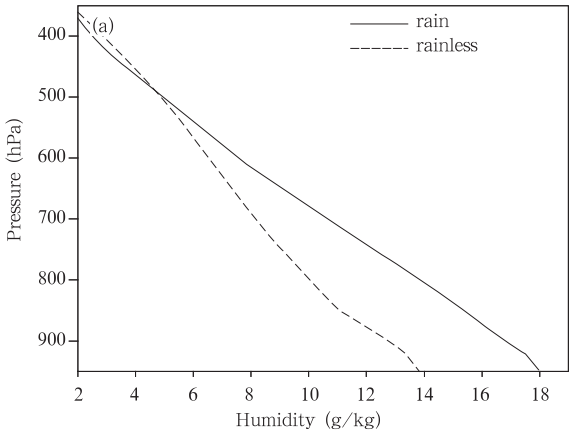


图7 同图6,但为比湿的结果(单位:g/kg)

Fig. 7 Same as Fig. 6 but for specific humidity (g/kg)

得到发展。对流层低层存在不稳定层结是中尺度对流活动发生发展、形成暴雨天气必需的热力条件(陈忠明等,1999)。对流活动发生以后,对流有效位能得以释放,大气层结逐渐趋于稳定。在无雨日(图

8b),由于初始时刻低层大气的温度和湿度较低,单靠下垫面的热通量难以改变大气的层结结构,其大气层结一直处于比较稳定的状态,对流活动难以发生。

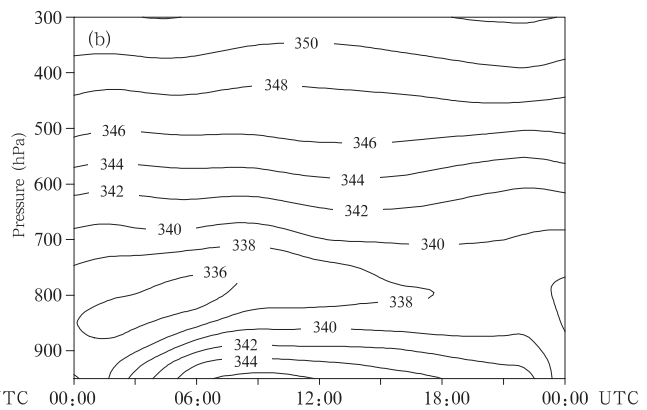
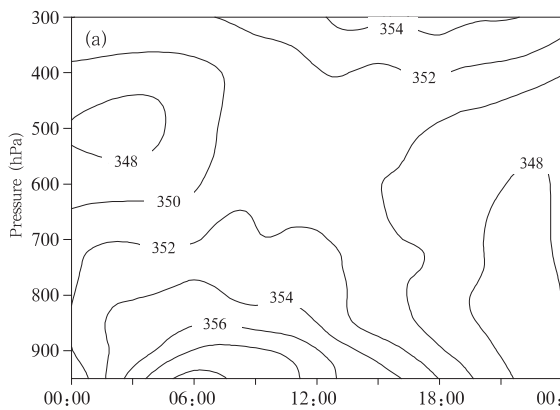


图8 川西雨区(28°—32°N,102°—105°E)区域平均的假相当位温垂直结构的日变化

(a. 降水日, b. 无雨日;单位:K)

Fig. 8 Height-time cross-sections of area-averaged (28°—32°N, 102°—105°E) pseudo-equivalent potential temperature (K) for (a) rain days and (b) rainless days



## 4 结 论

本文以2003年8月川西地区的天气过程为例,利用一个中尺度数值预报模式AREM,通过9次夜雨事件和无降水日的对比模拟试验,讨论了川西地区夜雨现象的物理成因,主要结论如下:

(1) 夜雨形成有其大尺度环流背景,其中500 hPa高度场上的鞍形结构有利于局地上升运动的发展,在上升运动发展阶段,中低层大气中伴有明显的负变压。

(2) 降水日低层的偏南暖湿气流较强,它在盆地西部产生气旋性弯曲形成东北风,四川盆地西部的陡峭地形对于这支低层东北气流而言是迎风坡地,易于造成地形辐合,同时中层气流很弱、风的垂直切变较小,这有利于深对流的形成和发展;降水日的上升运动在夜间发展至最强,与其夜雨特征相匹配。降水日,四川盆地往往存在两个环流圈,与深对流相关联的是盆地西侧的强垂直环流圈,其辐合上升运动需要周围大气的入流补偿,使得东风气流亦随之增强且向高空伸展,故而强对流天气往往伴有中低层的强风。

(3) 随着下垫面向大气提供的热通量的不断增加以及因辐合产生的低层暖湿高能的持续向上输送,降水日中低层大气中温度和比湿的增长幅度及厚度都明显高于无雨日的大气,相应地大气的不稳定度明显增强,对流有效位能逐渐增多,中间层大气在午后出现很厚的假相当位温的等值区,对流运动容易在这样的区域内得到发展。一旦水汽和稳定度条件得到满足,低层辐合抬升等因素将触发不稳定能量释放,造成对流性夜雨天气。

综上所述,数值试验结果表明,有两种过程与川西夜雨现象直接相关,一是川西地区的特殊地形特征,使得在盆地西部易于形成沿坡地的辐合上升运动;二是下垫面提供给低层大气的热通量,能够进一步增强那里大气层结的不稳定性。

## References

- Berjamin S O, Seaman N L. 1985. A simple scheme for objective analysis in curved flow. *Mon Wea Rev*, 113:1184-1198
- Betts A K, Miller M J. 1986. A new convective adjustment scheme, part I: observational and theoretical basis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 112:677-691
- Chen Zhongming, Liu Fuming. 1999. Study of an abrupt heavy rain-storm at the upper reaches of the Yangtze River on July 29, 1997. *J Sichuan Meteor (in Chinese)*, (3):1-11
- Dai Y J, Zeng Q C. 1998. A land-surface model(IAP94) for climate studies, Part 1: Formation and validation in off-line experiments. *Adv Atmos Sci*, 14:433-460
- He Guangbi. 2006. Simulation of impact of steep terrain on east side of Qinghai-Xizang Plateau on mesoscale vortex and rain storm over the basin. *Plateau Meteor (in Chinese)*, 25(3):430-441
- Holtslag A A M, Boville A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a configuration for a large-scaled model. *Quart J Roy Meteor Soc*, 122:689-719
- Li Chuan, Chen Jing, He Guangbi. 2006. Impact of the steep terrain of eastern Qinghai-Xizang plateau on the genesis and development of extreme heavy rainfall event. *Plateau Meteor (in Chinese)*, 25(3):442-450
- Li Kun, Xu Youping, Yu Rucong, et al. 2005. Comparative studies of three types of heavy rainstorms associated with the meiyu front by numerical simulations. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 29(2):236-248
- Li Yueqing. 2000. The PBL wind field at the eastern edge of the Tibetan Plateau and its relations with heavy rain-flood of the Changjiang river in 1998. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 24(5):641-648
- Lu Ping. 2006. Numerical Study of the Heavy Rain Process in the Western Part of Sichuan Basin during ugust 2003[D] (in Chinese). Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 14-56
- Luo Kesheng. 1994. Analysis of the mechanisms for rainstorm weather process in Sichuan Basin. *J Sichuan Meteor (in Chinese)*, 1:18-24
- Peng Guikang, Chai Fuxin, Zeng Qingcun, et al. 1994. Research on "Ya-An-Tian-Lou" part I: weather analysis. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 18:466-475
- Qian Yongfu, Zhou Tianjun. 1994. Error subtraction method in computing pressure gradient force for high and steep topographic areas. *J Tropical Meteor (in Chinese)*, 10(4):358-368
- Qian Yongfu, Zhou Tianjun. 1995. Modelling tests of the error subtraction scheme for the pressure gradient force in models with topography. *Plateau Meteor (in Chinese)*, 14(1):1-9
- Qing Qingtao, Zhong Xiaoping, Wang Chunguo. 2000. Numerical simulation of the effect of the Tibetan Plateau on weather system in the neighborhood with LASG mesoscale model. *Meteor Mon (in Chinese)*, 26(1):19-24
- Xu Y P, Xia D Q, Qian Y Y. 1998. The water-bearing numerical model and its operational forecasting experiments Part 2: The operational forecasting experiments. *Adv Atmos Sci*, 15:321-336
- Xu Yuhua, Wang Zhongde, Wang Ming. 1991. Climate of Southwest China (in Chinese). Beijing: China Meteorology Press, 298
- Yu Rucong. 1992. A design on limited area model in view of steep terrain and numerical prediction experiment on "Ya-An-Tian-

- Lou"[D] (in Chinese). Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 9-43
- Yu Rucong, Xu Youping. 2004. AREM and its simulations on the daily rainfall in summer in 2003. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 62(6):718-724
- Yu Rucong, Zhou Tianjun, Xiong Anyuan, et al. 2006. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. *Geophys Res Let*, submitted
- Zeng Qingcun, Yu Rucong, Peng Guikang, et al. 1994. Research on "Ya-An-Tian-Lou" part III: the physical structure and possible mechanism. *Chinese J Atmos Sci* (in Chinese), 18:649-659
- Zhou Tianjun, Qian Yongfu. 1996. An experimental study on the effects of topography on numerical prediction. *Scientia Atmosphereica Sinica* (in Chinese), 20:452-462
- Zhou T J, Yu R C. 2005. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 110, D08104, doi:10.1029,2004JD005413
- 比较研究. *大气科学*, 29(2):236-248
- 李跃清. 2000. 1998年青藏高原东侧边界层风场与长江暴雨洪水的关系. *大气科学*, 2000, 24(5):641-648
- 卢萍. 2006. 2003年川西暴雨过程的数值模拟研究[D]. 北京:中国科学院大气物理研究所, 14-56
- 罗可生. 1994. 四川盆地暴雨天气过程形成的物理机制分析. *四川气象*, 1:18-24
- 彭贵康, 柴复新, 曾庆存等. 1994. "雅安天漏"研究: 天气分析. *大气科学*, 18(4):466-475
- 钱永甫, 周天军. 1994. 陡峭地形区气压梯度力的误差扣除法. *热带气象学报*, 10(4):358-368
- 钱永甫, 周天军. 1995. 有地形模式中气压梯度力误差扣除法的模拟试验. *高原气象*, 14(1):1-9
- 卿清涛, 钟晓平, 王春国. 2000. 青藏高原对邻近地区天气系统影响的数值模拟研究. *气象*, 26(1):19-24
- 徐裕华, 王宗德, 王明等. 1991. 西南气候. 北京:气象出版社, 298pp
- 宇如聪. 1992. 考虑陡峭地形的有限区域数值模式的设计及其对雅安天漏的数值预报试验[D]. 北京:中国科学院大气物理研究所, 9-43
- 宇如聪, 徐幼平. 2004. AREM及其对2003年汛期降水的模拟. *气象学报*, 62(6):718-724
- 曾庆存, 宇如聪, 彭贵康等. 1994. "雅安天漏"研究: 特征、物理量结构及其形成机制. *大气科学*, 18(6):649-659
- 周天军, 钱永甫. 1996. 地形效应影响数值预报结果的试验研究. *大气科学*, 20:452-462

### 附中文参考文献

- 陈忠明, 刘富明. 1999. "97.7.29"长江上游突发性特大暴雨过程研究. *四川气象*, 3:1-11
- 何光碧. 2006. 高原东侧陡峭地形对一次盆地中尺度涡旋及暴雨的数值试验. *高原气象*, 25(3):430-441
- 李川, 陈静, 何光碧. 2006. 高原东侧陡峭地形对一次强降水天气过程的影响. *高原气象*, 25(3):442-450
- 李颀, 徐幼平, 宇如聪等. 2005. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟