

郭欣, 郭学良, 付丹红, 等. 2013. 钟形地形动力抬升和重力波传播与地形云和降水形成关系研究 [J]. 大气科学, 37 (4): 786–800, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12114. Guo Xin, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2013. Relationship between bell-shaped terrain dynamic forcing, mountain wave propagation, and orographic clouds and precipitation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (4): 786–800.

# 钟形地形动力抬升和重力波传播与地形云 和降水形成关系研究

郭欣<sup>1,2</sup> 郭学良<sup>3</sup> 付丹红<sup>2</sup> 牛生杰<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 南京信息工程大学大气物理学院, 南京 210044

<sup>2</sup> 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

<sup>3</sup> 中国气象科学研究院, 北京 100081

**摘 要** 地形云和降水过程在区域水循环、水资源、生态环境及气候变化中具有十分重要的作用。本文利用中尺度数值模式 WRF 数值模拟试验, 以及通过引入表示大气层流速度、层结稳定性和地形特征的关系参数——湿 Froude 数 ( $F_w$ ), 研究了北京 2009 年 5 月 1 日湿条件不稳定大气层结下, 地形云和降水形成过程与地形动力抬升和地形重力波传播之间的关系及形成机理。研究表明, 在地形最大高度 2 km、半宽 10 km 的条件下, 层流速度从 2.5 m/s 逐步增加到 25 m/s 时, 对应的湿  $F_w$  数从 0.19 增加到 1.81。当  $F_w < 1$  时, 地形的阻挡起主要作用, 由地形抬升形成的地形云主要产生在迎风坡一侧。地形重力波主要产生在迎风坡, 并向上游传播, 先形成层状云, 最后演变为准稳定浅对流波状云。最大降水主要发生在紧靠山顶的迎风坡一侧, 但当  $F_w$  很小时, 地形云不产生降水。当  $F_w > 1$  时, 地形抬升形成的云主要发生在山顶附近, 而地形重力波主要形成在背风坡, 并向下游方向传播, 形成准稳定波状云。最大降水主要产生在紧靠山顶的背风坡一侧。另外, 在弱湿条件不稳定大气层流下, 地形降水主要由地形动力抬升造成的暖云微物理过程产生, 地形重力波形成的波状云几乎不产生降水。

**关键词** 湿条件不稳定层流 地形云和降水 地形重力波传播 北京

文章编号 1006-9895(2013)04-0786-15

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12114

## Relationship between Bell-Shaped Terrain Dynamic Forcing, Mountain Wave Propagation, and Orographic Clouds and Precipitation

GUO Xin<sup>1,2</sup>, GUO Xueliang<sup>3</sup>, FU Danhong<sup>2</sup>, and NIU Shengjie<sup>1</sup>

<sup>1</sup> College of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

<sup>2</sup> Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

<sup>3</sup> Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

**Abstract** Orographic clouds and precipitation have a critical role in regional water cycles, fresh water resources, ecosystems, the environment, and climate change. The relationship between terrain dynamic forcing, mountain waves, orographic clouds and precipitation, and the formation mechanism were investigated in a conditionally unstable moist atmosphere on May 1, 2009, by using the Weather Research and Forecasting (WRF) Model and the wet Froude number ( $F_w$ ). The results show that at a topographic height of 2 km and half-width of 10 km, when unstable airflow gradually

收稿日期 2012-07-22, 2012-12-20 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41005072、40575003, 国家科技支撑计划重点项目 03 课题 2006BAC12B03

作者简介 郭欣, 女, 硕士研究生, 研究方向为云降水物理。E-mail: guoxin08210@hotmail.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

increases from 2.5 to 25 m/s, the wet Froude number increases from 0.19 to 1.81. The terrain block has a major role when  $F_w = 1$ ; orographic clouds induced by terrain dynamic lifting form on the windward side, and mountain waves form mainly over the windward side and propagate toward the upstream region, which forms stratiform clouds at first and then evolves as quasi-stable shallow convective wave clouds. The maximum precipitation occurs at the terrain crest near the windward side. When  $F_w$  is too small, no precipitation is produced. When  $F_w > 1$ , the orographic clouds induced by terrain dynamic lifting form primarily at the terrain crest, and mountain waves form mainly over the leeward side and propagate toward the region downstream of the crest, producing quasi-stable shallow convective wave clouds in the downstream region. In addition, in a weak and conditionally unstable moist atmosphere, orographic precipitation is produced mainly by warm microphysical processes induced by terrain lifting, and mountain wave clouds cannot produce precipitation.

**Keywords** Conditionally unstable moisture airflow, Orographic clouds and precipitation, Mountain wave, Beijing region

## 1 引言

地形云是地形对气流强迫抬升作用产生的云。地形云产生的降水是很多重要河流、冰川形成的主要来源,同时也是产生背风风暴、暴雨、泥石流滑坡、森林火灾等的重要因素,因此,地形云和降水过程与人们的生活、生产密切相关,受到国内外广泛的关注和研究。

Leopold (1949) 是国际上最早开展地形云研究的学者,他认为由于夏威夷群岛的高地形对信风的阻挡作用,在大气中产生了驻波云带,但他把这种离岸云带归因于地面热力强迫驱动的海陆和山谷环流。

近二三十年来,为了加强对地形云的研究,国际上开展了多个有关地形云的研究计划。1985 年开展的“联合夏威夷暖雨研究计划”把夏威夷地形云带作为主要研究内容。基于这一研究计划的观测结果,一些研究者 (Smolarkiewicz et al., 1988; Rasmussen and Smolarkiewicz, 1993) 发现海陆风机制不能解释地形云带的观测结果,认为夏威夷地形云带的形成与重力波抬升驱动有关,是因上游气流受地形阻挡减速形成的气流波纹产生,这种重力波机制的提出对地形云形成机制的理解及相关概念模型的建立起到了重要推动作用。

有关地形云的另一个比较有影响的研究计划是“科罗拉多河流盆地测风计划”,这个研究计划的目的是探求科罗拉多南部的圣胡安山冬季风暴中的动力与微物理的关系。基于这一计划的相关的研究 (Marwitz, 1980; Cooper and Saunders, 1980; Cooper and Marwitz, 1980) 表明,很多风暴是通过一个初始稳定阶段演变的,在此稳定阶段,约 3 km 以下的低层气流受到阻挡,这限制了气流爬升到超

出受阻挡层以上的地形突出部分。由于抬升的限制,具有低的云液态水含量。在此稳定阶段的云在上风方有一个长的延伸,几乎完全冰晶化,具有高的冰晶浓度。研究还发现在主风暴云的上部大约 5~6 km 的高度,离地形主峰 60 km 的上游区,有一分离的卷云层。Peterson et al. (1991) 关于科罗拉多稳定冬季风暴的研究表明,低层阻挡区的存在造成地形障碍物上游发生抬升,改变了上游的凝结形成,提高了降水效率,因为较长的路径可以促使冰晶在到达背风坡之前实现增长。

最近比较著名地形云研究计划是“中尺度阿尔卑斯山计划, MAP”,进一步提高了气流受山脉阻挡情况下地形云的形成过程的认识,高稳定性和低风速情况下的地形云观测试验表明,在低层会形成一个阻挡区,导致山脉地形的南部较远的区域产生抬升和对流 (Rotunno and Ferretti, 2003)。

相对而言,我国有关地形云的研究较少。许焕斌 (1992) 开展了地形中- $\beta$  尺度二维数值模拟研究,对气流过山产生的焚风、下坡风,以及水力学中的“水跃”等给出了较好的模拟。近几年针对祁连山地形云开展了较多的研究 (刘卫国和刘奇俊, 2007; 殷雪莲等, 2008; 邵元亭, 2009; 孙晶等, 2009; 陈乾等, 2010; 陈添宇等, 2010; 郑国光等, 2011)。这些研究表明,地形云降水在祁连山山区降水中具有十分重要的作用。由于山脉迎风坡的阻挡抬升作用,沿祁连山北坡爬升的气流,使得降雪前期空气饱和层和上升气流区比较深厚,为山脉北坡降雪形成提供了有力的条件。

地形云可以根据云体结构、静力稳定度及降雨形成机制划分为稳定性地形云、不稳定性地形云、播种—供应地形云。不稳定性地形云按照其静力稳定度还可细分为条件性不稳定和绝对不稳定

两个类型。条件性不稳定气流在地形的动力、热力强迫作用下,气块达到自由抬升高度,由潜在不稳定状态发展成为绝对不稳定状态的深对流系统,是产生强降水、强风暴、雷电的主要系统。

地形云和降水的形成与地形的阻挡、动力抬升及地形波的产生密切相关,也与气流本身的热力动力特性密切相关。Douglas and Glasspoole (1947)对层状地形云降水的研究表明,不列颠群岛地形云的主要降水是由条件性不稳定气流沿山脉迎风坡缓慢平稳抬升造成的。Fraser et al. (1973)利用数值模式对喀斯喀特山脉地区稳定性层状云、对流性云及不稳定性云和降水过程进行了研究。地形云降水的形成与地形云微物理结构有密切的关系,Bergeron (1968)提出了“播种—供给”地形云的降水机制。Smith (1982)从以往观测资料中分析得出一些浅的嵌入式的对流存在于层云降水机制中,可导致较大降水的产生。Browning et al. (1974)通过对 Welsh 山的地形降雨机制的研究发现,在上游地区开始生成的播种—供应云增加了地形降水量。当播种云生成的降水下落穿过供应云时,会增加供给云内的湿度,并通过碰并或淞化过程增加地形云的降水量 (Bader and Roach, 1977; Robichaud and Austin, 1988)。Meyers and Cotton (1992)等利用二维 RAMS 模式针对冬季地形云的潜在降水进行数值敏感性试验,表明降水预报对霰的密度十分敏感,减少霰的密度会使降水增加,霰的融化对阻塞气流有重要作用,从而影响到降水空间分布。

地形强降水与地形引起的垂直运动或大尺度垂直运动促发的位势不稳定能量释放有关 (Cotton, 1989)。Chen and Lin (2005a)将三维钟形山脉地形引入数值模拟试验中,认为绕山气流对地形对流系统及其降水有重要影响,对流系统易沿绕流路径弯曲至背风坡。之后又对条件性不稳定气流作用下对流有效势能 (CAPE) 的影响作用进行了研究,指出随着 CAPE 的减小,地形对流系统由上游地区逐渐向下游地区发展,较小的 CAPE 有利于对流系统稳定和长时间的发展 (Chen and Lin, 2005b)。

傅抱璞 (1992)通过建立降水随地形和海拔高度变化的数学模型,研究认为地形对降水的影响最大发生在盛行风向与迎风坡交角接近零度的区域。由于地形的阻挡作用,北京的夏季暴雨中心往往处在山脉迎风坡上 (王迎春, 1993)。但有时

候,更多的降水集中在山前平坦区域 (Jou, 1997),这可能是由于上游地区气流因地形阻挡而减速,引起地形云长时间滞留在山前,从而引起山前平坦地域的强降水 (Hong and Huang, 1996)。数值模拟结果表明,地形对降水的影响主要体现在降水增幅效应和降水区分布上,地形越高,降水适度增加,雨区结构更加复杂 (周天军和钱永甫, 1996)。徐国强等 (1999)的数值模式试验表明,地形的存在对雨区分布,降水强度,强降水中心的位置等影响显著。

地形的阻挡和动力抬升也可以引起气流运动特性的改变,暖湿气流在迎风坡可形成气旋性辐合 (臧增亮等, 2004)。当垂直于山体的纬向气流随高度增加而增加时,迎风坡可产生风切变线 (孙继松, 2005)。因此,气流本身运动特性的改变使地形云和降水的产生机理更为复杂。

地形背风坡降水与背风波的产生密切相关。在高层盛行西风气流情况下,高空槽自西向东越过太行山时,有利于背风波产生,在这种波动作用下,背风坡常有降水产生 (王迎春, 1993)。朱民等 (1999)研究了中尺度地形背风波在地形暴雨产生中的作用,认为有大尺度高空槽和气旋时,暴雨区会移到定常背风坡的适当位置,降水会得到增幅。地形作用产生的背风波对降水产生增幅作用,气流过山后易形成背风槽,造成降水 (Tucker and Crook, 2005)。杨国祥等 (1991)认为,在稳定的大气层结及一定强度的风速 ( $10\text{ m/s}$ ) 条件下气流垂直于山脊走向  $30^\circ$  内,可在背风坡形成背风波,可解释背风坡波状云的形成。朱素行等 (2010)对亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征的研究表明,中尺度山脉迎风、背风坡均以层云降水为主,层云降水强度在迎风坡强于背风坡;对流降水在迎风坡主要为浅对流,背风坡主要为深对流,对流降水强度在背风坡强于迎风坡。

由于地形和气流本身的复杂性以及地形对气流的非线性强迫作用,目前对地形云和降水过程的了解还不够全面,有关地形降水产生的时间、地点及强度的定量预报仍然非常困难,存在很多不确定性。另外,有关地形云微物理结构与降水形成的研究也比较少。本文的研究目的是利用数值模式敏感性试验,探讨条件不稳定大气条件下,地形对不同强度层流的动力强迫作用 (阻挡、抬升) 和地形波的产生与地形云类型、微物理结构、演变及其降水时

间、分布、强度之间的关系，以加深对地形云结构和降水产生机理的认识。

## 2 模式与模拟试验方案

### 2.1 模式介绍

本文所用模式为 WRF 模式 (Skamarock et al., 2005)。该模式为完全可压缩非静力模式，水平方向采用 Arakawa C 网格，本文采用地形跟随质量坐标，可以较好的表示光滑地形及增加近地面分辨率。在模式中的敏感性试验为二维数值模拟试验，采用无嵌套网格，模式的水平及垂直格点数分别为 602、80，水平、垂直格距均为 2 km。为减小地形波传播对计算稳定性的影响，设置模式顶高为 30 km，吸收层为 15 km，模拟区域为 1200 km。模式积分 20 h，对所有试验可完全达到稳定状态，时间积分步长为 12 s。

本论文 WRF 模式微物理方案采用 WDM6 双参数方案 (Song et al., 2010)。侧边界条件采用 Davies-type relaxation 方案 (Davies and Turner, 1977)，上边界条件采用 Rayleigh damping sponge layer 方案 (Durrant and Klemp, 1986)，下边界则为刚性边界条件；湍流过程采取 Mellor-Yamada scheme 方案 (Mellor and Yamada, 1982)。为了揭示条件性不稳定大气层结条件下，地形动力过程、地形重力波在地形云和降水形成中的作用，在模式中不考虑辐射、摩擦等过程。

### 2.2 数值模拟试验方案

数值模拟试验初始场采用 2009 年 5 月 1 日 08 时 (北京时，下同) 的北京地区探空资料 (图 1)。可以看到，大气层结为上干下湿，但整层大气比较干燥，550 ~ 750 hPa 之间有明显的干层存在。低层有弱的西南风，高层主要以强的偏南西风为主。抬升凝结高度在 922.95 hPa，大气低层和高层均处于稳定状态，中层有弱不稳定性存在，CAPE 仅为 76.32 J/kg，对流抑制能量 CIN (Convective inhibition) 为 -80 J/kg，因此为弱条件性不稳定层结大气。

数值模拟试验选择二维钟形山脉地形，山脉的各参数依照以下公式计算得出：

$$h(x) = \frac{H}{(x/a)^2 + 1}, \quad (1)$$

式中， $H$  为地形最大高度， $a$  为地形半宽。山脉从试验最初被引入模式中。考虑到北京最高山脉的高度，设  $H = 2$  km，山脉半宽  $a = 10$  km。

### 2.3 大气湿稳定度参数计算

早期有关地形与气流的相互作用研究，主要侧重干空气流受地形阻挡出现流场特征的变化，建立了比较完整的地形动力学理论。但后来考虑湿空气后的研究发现，由于湿流场动力特征的变化会引起水汽的相变过程，使流场结构也产生了变化。一些研究结果表明 (Durrant and Klemp, 1983; Muhlbaier and Lohmann, 2008)，干模拟情况的水平风速较大，水汽的增加减弱了地形波，减小了水平风速，但增加了垂直波长。

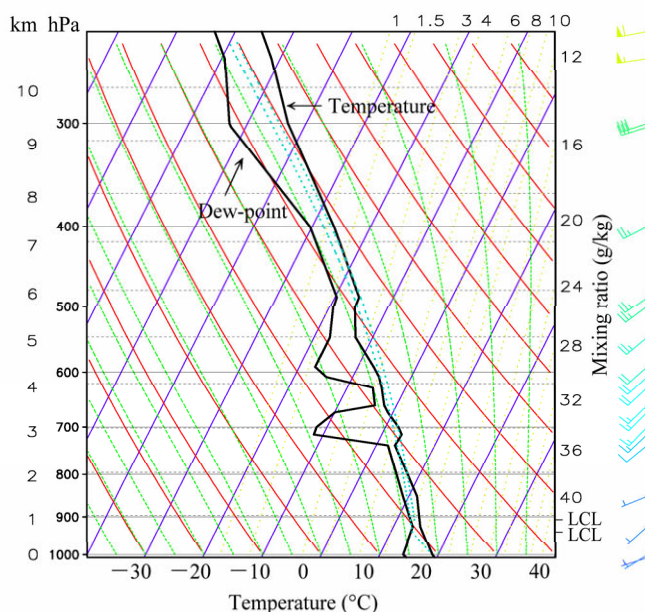


图 1 2009 年 5 月 1 日 08:00 北京探空曲线 ( $T$ - $\log p$ )

Fig. 1 Skew  $T$ - $\log p$  at 0800 BT (Beijing time) on May 1, 2009 at Beijing station

地形云的产生、传播及发展受大气层结稳定度、气流速度、地形特征等因素的影响,本文引入湿 Froude 数( $F_w$ )定量描述过山气流速度与大气稳定度、地形特性之间的关系,表示气流的爬坡能力。Baines (1995)提出了层流经过地形时的理论解释,认为二维非旋转地形流的非线性特性可以由无量纲参数  $Nh/U$  解释。这里  $N$  为浮力频率,  $h$  是地形高度,  $U$  是气流水平速度。这个参数曾被称为地形 Froude 数 (Pierrehumbert and Wyman, 1985), 或称为无量纲地形高度 (Jiang, 2003; Colle, 2004)。在一些研究中 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1989, 1990), Froude 数是指  $U/Nh$ 。

由于本研究涉及地形云和降水过程,因此为湿大气过程,  $F_w$  由下面公式给出:

$$F_w = U/N_w h, \quad (2)$$

其中,  $U$  为平均水平气流速度,  $h$  为地形高度,  $N_w$  为湿 Brunt-Vaisala 频率。

$N_w$  由以下公式给出:

$$N_w^2 = \frac{g}{\bar{T}} (\Gamma_s - \Gamma), \quad (3)$$

其中,  $\Gamma_s$  和  $\Gamma$  分别为饱和与实际温度递减率。  $g$  为重力加速度,  $\bar{T}$  是平均温度。  $\Gamma_s$  由下式给出:

$$\Gamma_s = \Gamma_d \frac{1 + \frac{L_v w_s}{R_d \bar{T}}}{1 + \frac{L_v^2 w_s}{c_p R_v \bar{T}^2}}, \quad (4)$$

其中,  $\Gamma_d$  是干绝热递减率,  $w_s$  为水汽饱和混合比,  $L_v$  为凝结潜热,  $R_d$ 、 $R_v$  分别为干空气和水汽的气体常数,  $c_p$  定压比热。

为了对比分析不同层流速度对地形云和降水的影响,设计五组数值模拟试验,分别设定  $U = 2.5$  m/s, 10 m/s, 14.3 m/s, 20 m/s, 25 m/s, 分别代表低层流速度 (2.5 m/s) 或低 Froude 数, 中层流速度 (10 m/s, 14.3 m/s) 或中等 Froude 数和高层流速度 (20 m/s, 25 m/s) 或高 Froude 数。风场为均匀层流, 不考虑风切变的影响。

### 3 结果与分析

#### 3.1 地形云和降水及地形重力波的基本特征

在气流过山理论中,  $F_w$  数是一个决定过山气流性质的决定性因子, 反映了气流过山的能力。当  $F_w$  小于 1 时, 称为次临界流, 地形重力波速度大于水平气流速度。当  $F_w$  等于 1 时, 称为临界流, 为急

流和缓流的临界状态。当  $F_w$  大于 1 时, 水平气流速度会大于地形重力波传播速度, 此时气流可过山并向山下游方向传播。气流过山能力与水平风速成正比, 与层结稳定度和山脉高度成反比。当  $F_w$  数很小时, 气流遇山不会过山而是绕山而行; 当  $F_w$  数很大时, 气流遇山会过山而行。一般情况下, 当  $F_w$  大于 0.5 时, 气流就已有过山能力 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1989)。

为揭示不同  $F_w$  数与地形云和降水形成的关系, 表 1 给出了五组数值模式试验得到的湿  $F_w$  数, 最大降水量及位置, 地形云类型及地形波传播特征等参数。可以看到,  $F_w$  数不同, 地形云类型, 地形波传播及降水差别很大。13 小时累计最大降水量变化非常明显。  $F_w$  数为 0.19 时, 由于风速只有 2.5 m/s, 气流不具有过山的能力, 地形对气流的抬升作用很小, 地形云无降水;  $F_w$  为 0.74 时, 最大累积降水量为 75 mm; 而  $F_w$  数为 1.07 时, 气流处于临界流态, 地形的抬升最显著, 对应的降水量最大, 达到 150 mm, 随后开始减小。由此说明  $F_w$  数接近 1 时 (临界流) 更有利于降水的产生, 最大降水量的位置基本在山顶附近。  $F_w$  数较小时, 最大降水量的位置在山顶靠迎风坡一侧, 而  $F_w$  数较大时, 最大降水量产生在山顶靠背风坡一侧。地形云的类型也有相应的变化, 由非降水层状云到浅对流云、带状云, 再演变为浅对流云和波状云。地形重力波的产生和传播也具有明显的特征, 当  $F_w$  数较小时, 由于山脉的强阻挡作用, 地形重力波在迎风坡产生后, 主要向上游以波列形式传播, 而当  $F_w$  数较大时, 地形重力波主要在背风坡产生, 向下游以波列形式传播。

表 1 数值模拟试验参数与地形云和地形重力波传播特征  
Table 1 Numerical simulation parameters and properties of topographic clouds mountain gravity wave

试验	$U$ (m/s)	$H$ (m)	$F_w$ (mm)	$R_{max}$ (mm/h)	$R_{max}$ 位置	云类型	地形重力波 特征
A1	2.5	2000	0.19	0.0	-	非降水层状云	弱稳定上游传播波
A2	10.0	2000	0.74	75	山顶靠迎风坡	浅对流、波状	上游传播波及准静止波
A3	14.3	2000	1.07	150	山顶靠迎风坡	浅对流、波状	上游传播波及准静止波
A4	20.0	2000	1.50	125	山顶靠背风坡	浅对流、波状	下游传播波
A5	25.0	2000	1.87	100	山顶靠背风坡	浅对流、波状	下游传播波

注:  $U$  为气流速度,  $H$  为地形最大高度,  $F_w$  为湿 Froude 数,  $R_{max}$  为第 13 h 最大累积降水量。  $N_w = 0.0067 \text{ s}^{-1}$ ,  $\Gamma_s = 0.0044 \text{ K/m}$ ,  $\Gamma = 0.0057 \text{ K/m}$

图 2 为不同  $F_w$  数下, 地形云中各种云粒子含量的最大值随时间的演变情况。为侧重地形云及降水的演变特征, 这里未给出  $F_w$  数为 0.19, 无降水产生的情况。由图 2 可以看到, 在地形云生成 3~4 小时以后, 大部分云微物理量处于准稳定演变状

态。在较低  $F_w$  数时 (图 2a, b), 暖云微物理过程较强, 冷云微物理过程较弱。而在较高的  $F_w$  数时 (图 2c, d), 由于强地形波的产生, 冷云微物理过程大幅度增强。从云微物理量的大小和演变整体看, 在所有情况下, 暖云微物理过程占主导地位。

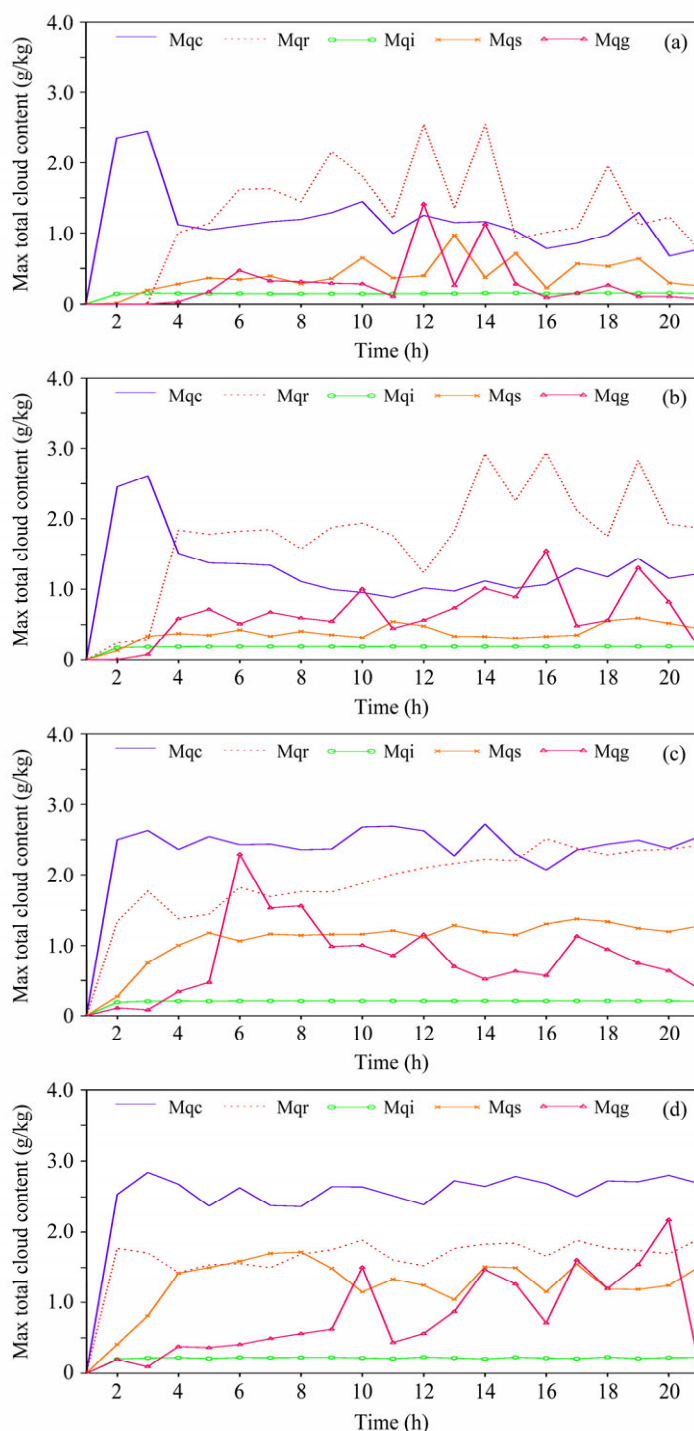


图 2 地形云中云粒子最大含水量 ( $\text{g/kg}$ ) 随时间的变化,  $F_w$  数为: (a) 0.74, (b) 1.07, (c) 1.5, (d) 1.87。Mqc, Mqr, Mqi, Mqs, Mqg 分别表示最大云水、雨水、冰晶、雪和霰含水量

Fig. 2 Time evolutions of maximum water content of cloud particles in topographic clouds at  $F_w$  number as (a) 0.74, (b) 1.07, (c) 1.5, (d) 1.87. Mqc, Mqr, Mqi, Mqs, Mqg are the maximum contents of cloud water, rain water, cloud ice, snow, and graupel, respectively



### 3.2 不同 $F_w$ 数下的地形云和降水特征及形成机理

为探讨不同  $F_w$  数下, 地形云和降水形成、演变的时空分布特征及产生机理, 下面分别按低  $F_w$  数 ( $F_w=0.19$ ,  $U=2.5$  m/s) 中  $F_w$  数 ( $F_w=0.74$ ,  $U=10$  m/s 和  $F_w=1.07$ ,  $U=14.3$  m/s) 和高  $F_w$  数 ( $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 和  $F_w=1.87$ ,  $U=25$  m/s) 三种情况进行分析和讨论。

#### 3.2.1 低 $F_w$ 数下的地形云和降水特征及形成机理

在 2.5 m/s 的弱气流速度下,  $F_w$  只有 0.19, 说明气流的爬坡能力和山脉的动力抬升都很弱, 在山脉迎风坡形成很弱的暖性层状地形云, 同时由山脉阻挡作用产生的弱地形波在山脉上游传播, 也形成弱暖性层状云, 在山顶上方形成一弱的准静止带状冰晶云 (图 3a)。由于山脉的强阻挡作用, 地形波不断向上游传播, 最后形成准稳定性层状云 (图 3b, c, d), 同时, 在山脉上方形成很弱的带状冰晶云,

但地形云不产生降水。

#### 3.2.2 中 $F_w$ 数下的地形云和降水特征及形成机理

当气流速度  $U=10$  m/s,  $F_w=0.74$  时, 气流的爬坡能力有所增强, 但地形的阻挡作用仍然处于优势地位, 由于地形的抬升作用, 在迎风坡一侧形成浅对流地形云, 主要由暖云组成, 最大水凝物含量处于山顶靠迎风坡一侧, 达到 3 g/kg, 是由地形直接动力抬升造成的。在山顶右上方出现一位置相对稳定的准静止冷云带, 这与背风坡下沉气流绝热增温抬升有关。在背风坡一侧出现的弱浅对流云, 也与背风波的产生和传播有关 (图 4a)。由于地形阻挡作用, 形成向上游传播的地形重力波, 导致在迎风坡形成的浅对流云向上游方向扩展和运动, 同时山顶右上方的冷云带开始减弱, 但背风坡浅对流云出现垂直伸展 (图 4b, c)。向上游传播的浅对流系统在 13 h 后, 演变为准稳定浅对流波状云系, 且延伸

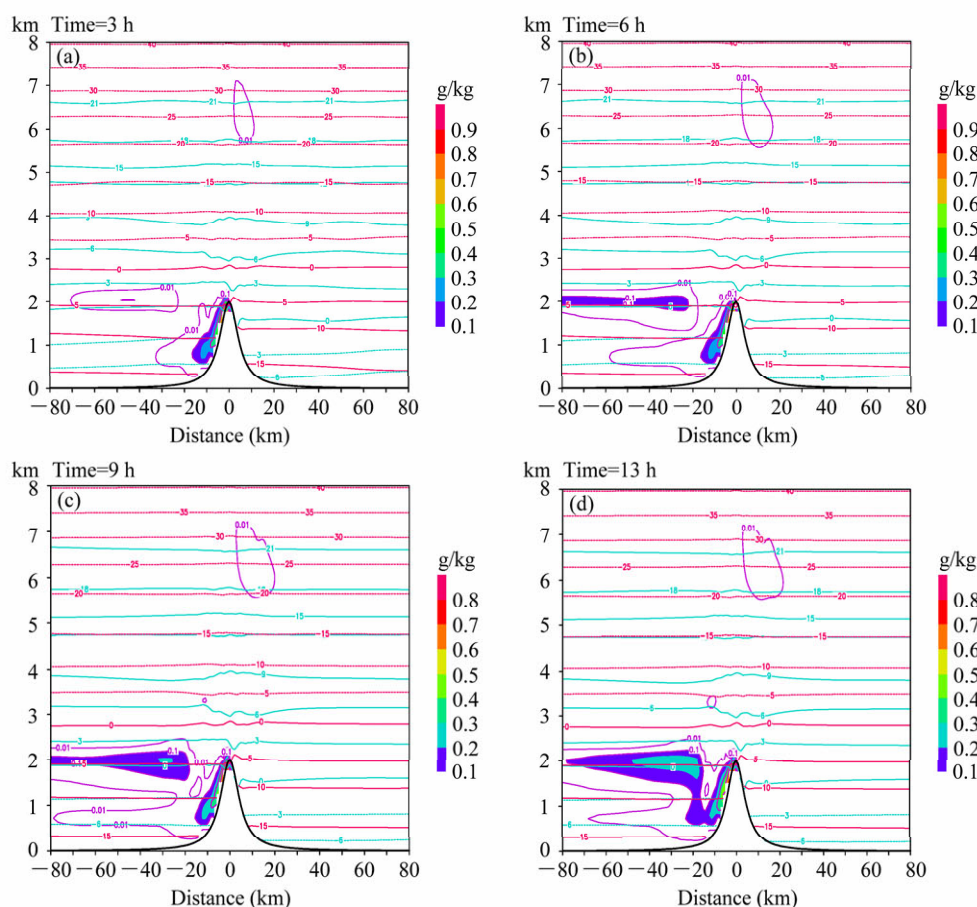
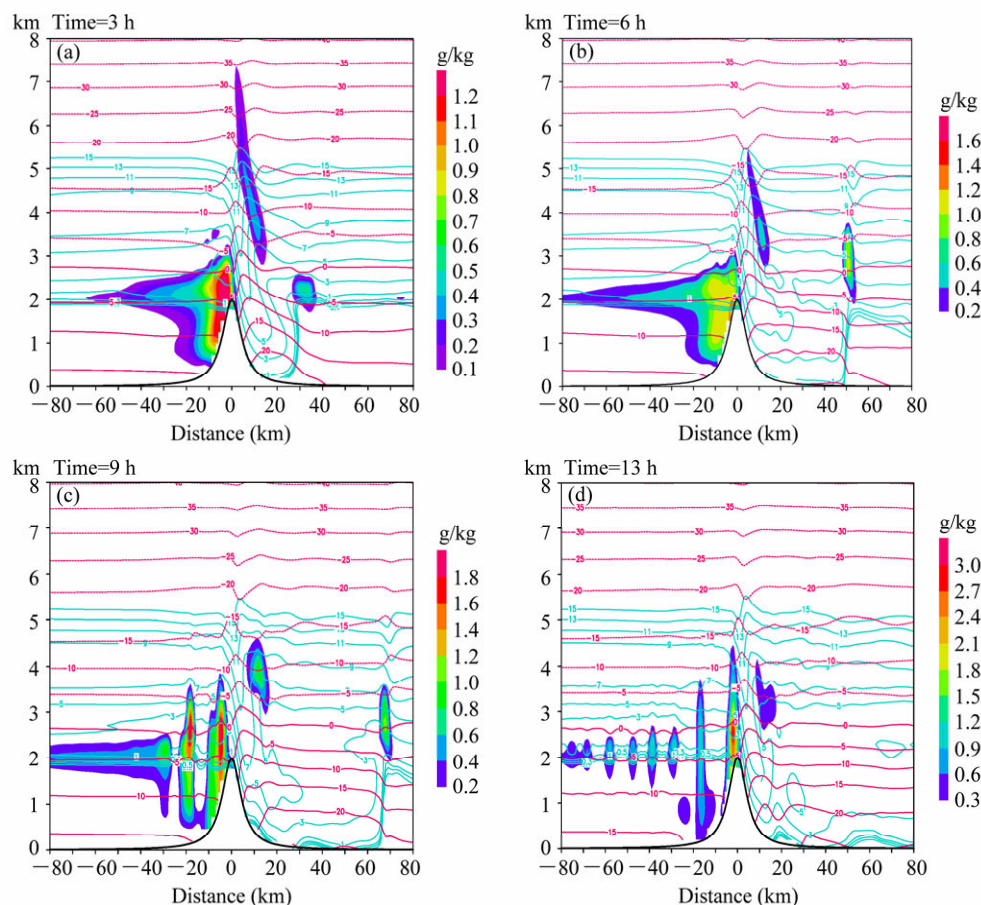


图 3  $F_w=0.19$ ,  $U=2.5$  m/s 时地形云总水凝物含量 (阴影, g/kg) 空间分布随时间的演变。紫红色水平线表示环境温度 (虚线表示负温, 实线表示正温,  $^{\circ}\text{C}$ )。蓝绿色水平线表示扰动位温 (虚线表示负扰动温度, 实线表示正扰动温度, K)。y 轴表示高度

Fig. 3 Time evolutions of spatial distributions of total cloud hydrometeor content (shaded, g/kg) for  $F_w=0.19$  and  $U=2.5$  m/s at (a) 3 h, (b) 6 h, (c) 9 h, (d) 13 h. The magenta horizontal lines are environmental temperature (dashed lines are negative, and solid ones are positive in unit  $^{\circ}\text{C}$ ), cyan lines are perturbation potential temperature (dashed lines are negative and solid ones are positive in unit K) and y-axis indicates height

图4 同图3, 但  $F_w=0.74$ ,  $U=10$  m/sFig. 4 Same as in Fig. 3 but for  $F_w=0.74$ ,  $U=10$  m/s

至山前地势平坦的较远区域 (图 4d), 这种波状云系大部分处于零度层下方, 基本为暖性层积混合云, 水凝物最大混合比值基本在  $1.2 \text{ g/kg}$  左右。

图 5 为  $F_w=0.74$ ,  $U=10 \text{ m/s}$  时累积总降水量、固态总降水量和降水强度的水平分布随时间的演变情况。可以看到, 降水与地形的匹配很好, 最大累积降水量主要发生在山顶靠迎风坡一侧。整个过程没有产生固态降水。地形云发展的初期最大降水强度主要发生在山顶靠迎风坡一侧 (图 5a, b)。到后期时, 降水强度出现两个峰值, 一个峰值在山顶附近, 另一个在迎风坡  $10 \sim 20 \text{ km}$  的区域 (图 5c, d)。此情况下  $13 \text{ h}$  的最大累积降水量为  $75 \text{ mm}$ 。

从图 6 给出的水平气流速度扰动和垂直气流速度空间分布可以更好地解释这种地形云和降水形成的原因。当气流遇到山脉时, 首先由于山脉的阻挡作用。山脉低层产生了弱的水平回流 (图 6a), 而在山脉的中上部, 由于山脉的动力抬升作用, 在迎风坡形成较强的上升气流, 使水汽凝结形成迎风坡地形云。过山气流在山顶附近形成高密度气流

(类似狭管效应), 这种高密度气流过山后, 会形成强下坡气流, 由于下沉气流的绝热增温效应 (从图 4 的温度分布可以清楚地看到), 造成其下游空气的抬升, 形成新的云带。同时, 在迎风坡产生地形重力波 (图 6b), 这种地形波由迎风坡开始向上游传播, 地形波的传播和扰动会形成上升一下降的垂直气流速度分布, 从而在迎风坡上游区域形成波状 (列) 云系。另外, 强背风坡下沉气流也会触发背风坡重力波 (背风波), 背风波的传播会引起下游区域形成波状云, 在  $F_w=0.74$ ,  $U=10 \text{ m/s}$  时, 背风波较弱, 向下游的传播特征比较弱。由此可见, 地形云的形成主要由两方面决定, 一是地形本身的动力抬升作用, 另一个是地形产生的地形重力波的作用。由于地形重力波在大气中的衰减作用, 地形波的传播距离受到限制, 这一点从图 6b 中可以明显看到, 地形波强度 (振幅) 的减弱, 导致垂直扰动上升速度逐渐减弱。

当  $U=14.3 \text{ m/s}$ ,  $F_w=1.07$  时, 地形云分布基本与  $U=10 \text{ m/s}$ ,  $F_w=0.74$  的情况相似, 但由于气流的



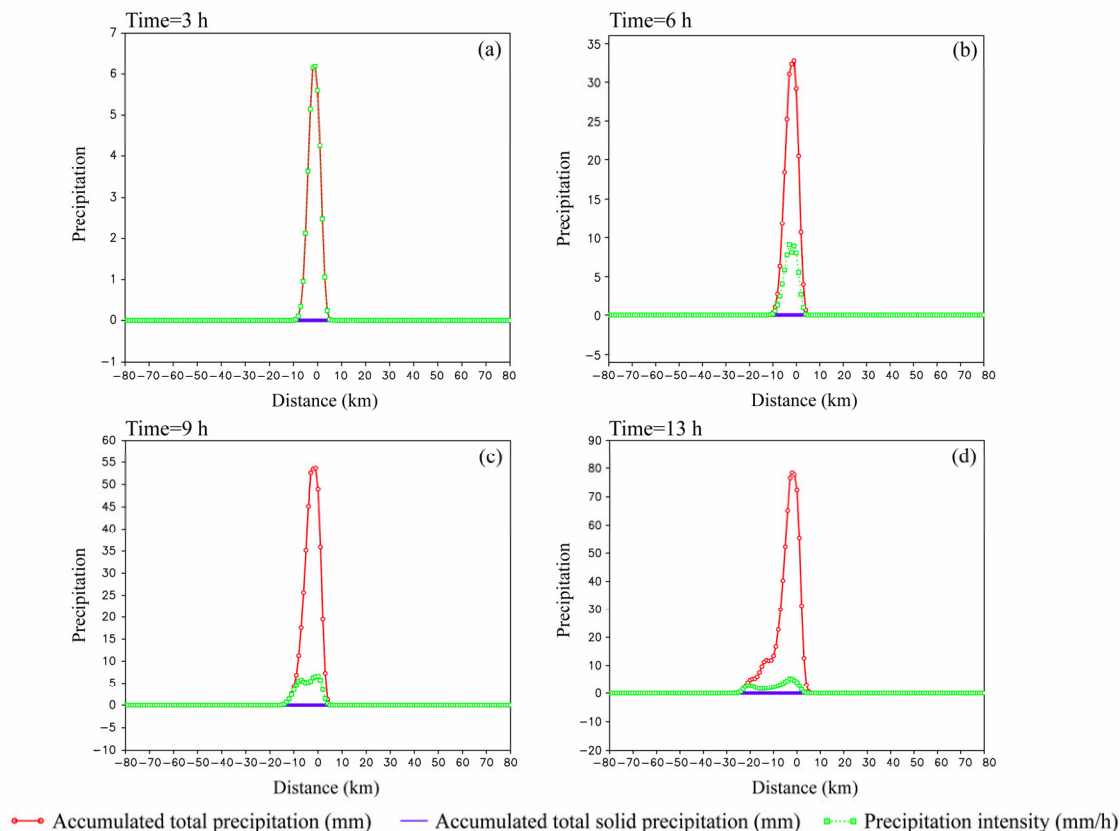


图 5  $F_w=0.74$ ,  $U=10$  m/s 时累积总降水量 (红色线, mm)、累积固态降水量 (蓝色线, mm) 和降水强度 (绿色线, mm/h) 的地形分布: (a) 3 h; (b) 6 h; (c) 9 h; (d) 13 h。水平距离的零点表示山顶所处位置

Fig. 5 Horizontal distributions of accumulated total precipitation (red line, mm) and solid precipitation (blue line, mm), and precipitation intensity (green line, mm/h) at (a) 3 h, (b) 6 h, (c) 9 h, and (d) 13 h for  $F_w=0.74$  and  $U=10$  m/s. Zero point of distance indicates the location of mountain top

爬坡能力增强, 地形抬升作用和地形重力波强度均有所提高, 造成地形抬升云和重力波产生的波状云均明显变强。与  $F_w=0.74$ ,  $U=10$  m/s 的情况相比较, 由于层流速度的增强, 气流过山能力提高, 靠近山体的波列云发展更为旺盛, 下坡气流的抬升和背风波增强, 下游浅对流云增强, 但向上游传播的地形波减弱, 准稳定浅对流波状云的形成时间有所推迟。由于气流处于准临界流态, 地形的抬升最显著, 对应的 13 h 累积降水量也最大, 达到 150 mm。流场分布图显示上游区的垂直上升速度有所增强, 但水平传播距离明显减小, 这是由于水平流速度的提高, 气流的爬坡能力增强, 地形的阻挡能力减弱, 向上游传播的重力波能量减小。而同时, 由于气流爬坡能力的提升, 导致背风坡下沉气流的增强, 更强的绝热增温抬升效应, 使背风坡云系加强, 但背风重力波仍不明显。

综上所述, 在中等  $F_w$  和层流速度下, 地形的阻挡作用占优势, 地形本身的动力抬升和地形阻挡作用产生的重力波决定地形云系的分布。地形波的

上游传播可产生地形波状云, 而在背风坡以下沉气流的绝热增温效应产生的稳定抬升云带为主, 背风波的产生和传播比较弱。当气流处于准临界流态时, 地形的抬升最显著, 对应的累积降水量也达到最大。

### 3.2.3 高 $F_w$ 数下的地形云和降水特征及形成机理

当  $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 时, 地形云结构、分布和演变特征出现明显的变化 (图 7)。由于水平流速度的显著增加, 气流的爬坡能力得到显著提高。最大水凝物混合比值基本出现在山顶, 由地形动力抬升产生的地形云不再向上游扩展和传播 (图 7a)。背风坡下沉气流的绝热增温效应更为明显, 并且出现波状分布特征, 背风坡原来的准静止云带明显增强, 水凝物含量达到 1.8 g/kg, 并且其后部出现多个倾斜状态的波列云带 (图 7b-d)。这种地形云的形成与分布特征也与地形的动力抬升、背风坡气流的下沉增温效应及地形波产生密切相关。

图 8 给出了  $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 情况下的降水分布情况。13 h 累积最大降水量为 125 mm, 小于

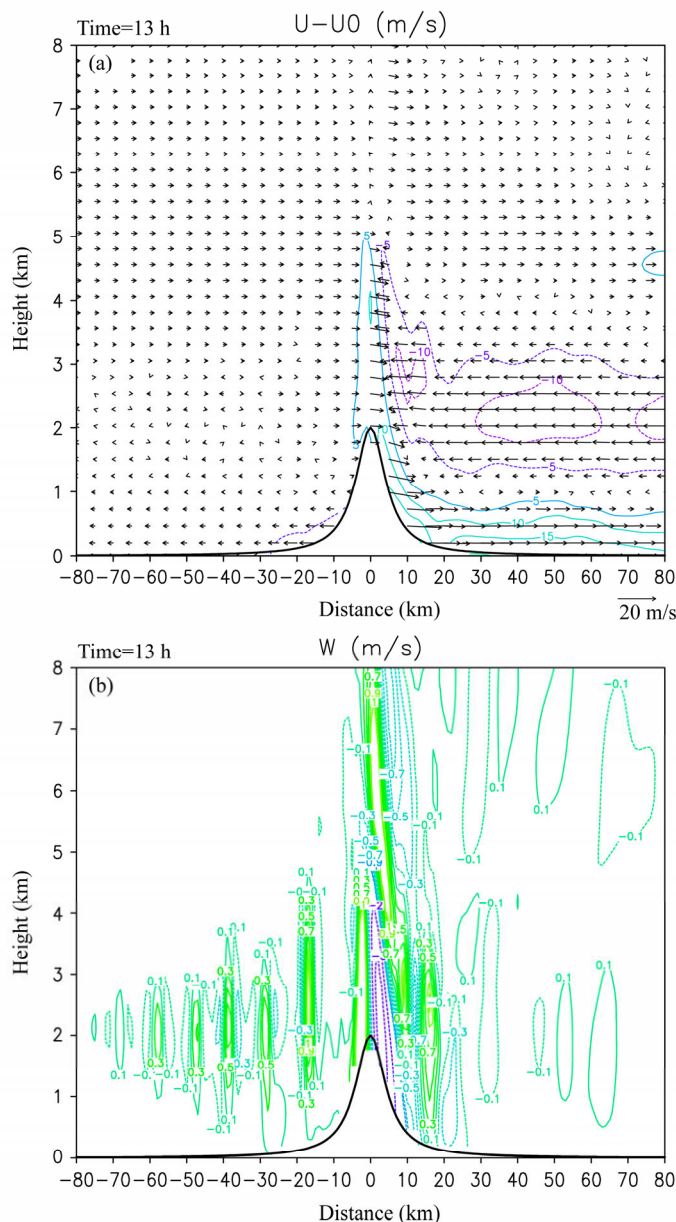


图 6 (a) 水平气流速度扰动 ( $U_t - U$  的风矢量和等值线空间分布), (b) 垂直气流速度 ( $W$ ) 的空间分布。  $F_w = 0.74$ ,  $U_t$  为  $t$  时刻模拟风速,  $U = 10$  m/s, 模拟时间 13 h

Fig. 6 Spatial distribution of (a) horizontal wind perturbation vectors and isolines (m/s) and (b) vertical velocities at 13 h for case of  $F_w = 0.74$  and  $U = 10$  m/s

$F_w$  处于准临界状态下的累积降水量。可见, 地形强降水的产生需要适当大小的  $F_w$  数。虽然高  $F_w$  下有降水性雪、霰冰粒子产生, 但降水量并没有增加, 说明背风坡因地形波产生的波状冰云很难产生降水。这与背风坡下沉气流的绝热加热引起的温度上升有关, 冰粒子融化后基本蒸发。

但高  $F_w$  数时, 降水量向背风坡一侧移动, 最大累积降水量发生在山顶靠背风坡一侧。在远离山顶的下游区也出现一弱降水区, 这是由于背风坡地形波传播产生的, 由此可见, 随着  $F_w$  的增加, 累

积降水量发生的位置也发生了改变, 但降水量主要发生在山顶附近。山顶附近只有一个高降水强度区。

图 9 给出了流场分布图。可以看到层流速度的显著增加, 导致气流的爬坡能力大幅度提高, 除地形本身的动力抬升作用增强外, 因地形阻挡作用形成的迎风坡重力波强度很小, 已经很难形成向上游传播的波列。而背风坡下沉气流速度显著加强, 强下坡气流激发出重力波, 背风波的传播形成上升—下降的垂直气流速度分布。

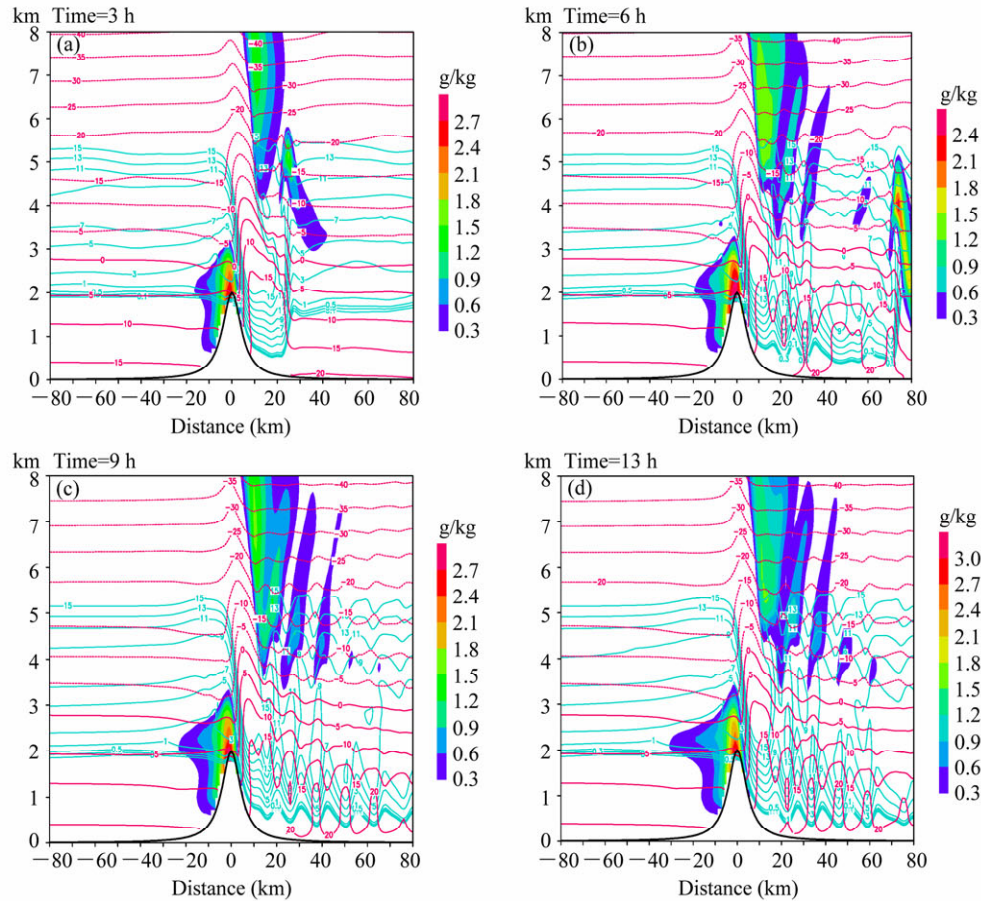


图 7 同图 3, 但为  $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 的情况

Fig. 7 As in Fig. 3 but for  $F_w=1.5$  and  $U=20$  m/s

当  $F_w=1.87$ ,  $U=25$  m/s 时, 与  $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 时的情况相比, 气流的过山能力进一步提高。地形动力抬升产生的云分布差别不大, 基本在山顶附近。最主要的差别表现在重力波云分布区域和强度方面。山顶右侧上方的重力波云带的分布高度有所增加, 但更远离山顶, 这是强水平气流造成的。

对于更强的过山气流, 地形的阻挡作用明显减弱, 由背风坡下坡气流引起的绝热增温效应更强, 其促发的地形重力波也有所增强。背风坡最大下沉气流可达  $-11$  m/s, 与层流速度为  $20$  m/s 的最大下沉气流速度  $-9$  m/s 相比, 增加了  $-2$  m/s, 而紧接其后的上升气流也由  $5$  m/s 增加到  $7$  m/s, 增加了  $2$  m/s。对应的  $13$  h 累积最大降水量减小为  $100$  mm。

## 4 结论与讨论

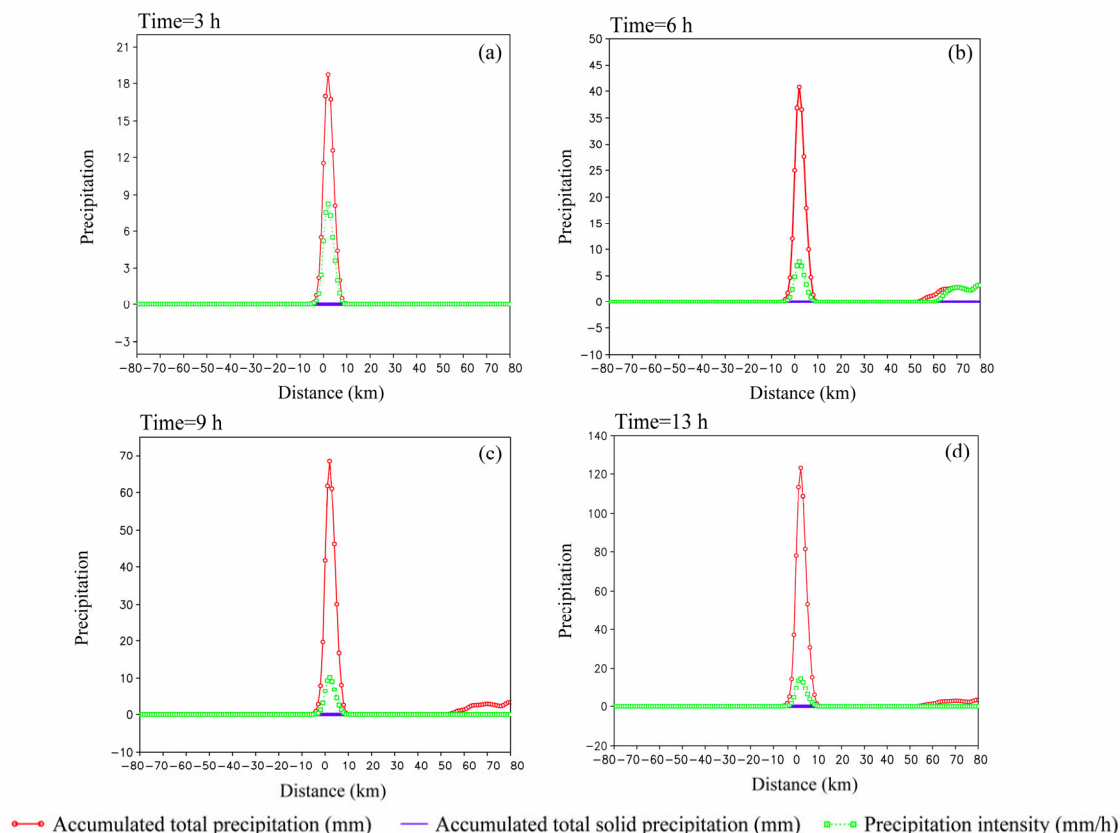
本文利用中尺度数值模式 WRF 的模拟试验和通过引入湿 Froude ( $F_w$ ) 数表示大气层流速度、层结稳定性和地形特征之间的关系, 研究了北京 2009 年 5 月 1 日条件不稳定湿大气层结下, 地形云和降

水的形成过程及机理。研究表明:

(1) 当  $F_w \leq 1$  时, 地形的阻挡起主要作用, 由地形抬升形成的地形云主要产生在迎风坡一侧。地形重力波主要在迎风坡产生, 并向上游传播, 先形成层状云, 最后演变为准稳定波状云。最大降水主要发生在紧靠山顶的迎风坡一侧, 但当  $F_w$  很小时, 地形云不产生降水。当  $F_w > 1$  时, 地形抬升形成的云主要发生在山顶附近, 而地形重力波主要在背风坡产生, 并向下游方向传播, 形成准稳定波状云。最大降水主要产生在紧靠山顶的背风坡一侧。

(2) 迎风坡和背风坡地形重力波的产生机理不同。当  $F_w \leq 1$  时, 重力波主要是由于气流受山脉的阻挡作用产生, 然后由迎风坡向上游传播, 地形波的传播和扰动会形成上升—下降的垂直气流速度分布, 从而在山脉的上游地区形成波状(列)云系; 当  $F_w > 1$  时, 过山气流在山顶附近形成高密度气流(类似狭管效应), 这种高密度气流过山后, 会形成强下坡气流, 由于下沉气流的绝热增温效应, 造成其下游空气的抬升, 同时, 强背风坡下沉气流会



图8 同图5, 但为  $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 的情况Fig. 8 As in Fig.5 but for  $F_w=1.5$  and  $U=20$  m/s

触发背风坡重力波(背风波), 背风波的传播会引起下游区域形成波状云。

(3) 弱条件不稳定气流产生的地形云降水主要由暖云过程产生, 并且降水基本是由地形抬升造成的, 地形重力波扰动形成的波状云几乎不产生降水。在较小  $F_w$  数情况下, 暖云微物理过程较强, 冷云微物理过程较弱。而在较强气流速度下, 冷云微物理过程大幅度增强。从云微物理量的大小和演变的整体看, 在所有情况下, 暖云微物理过程占主导地位。

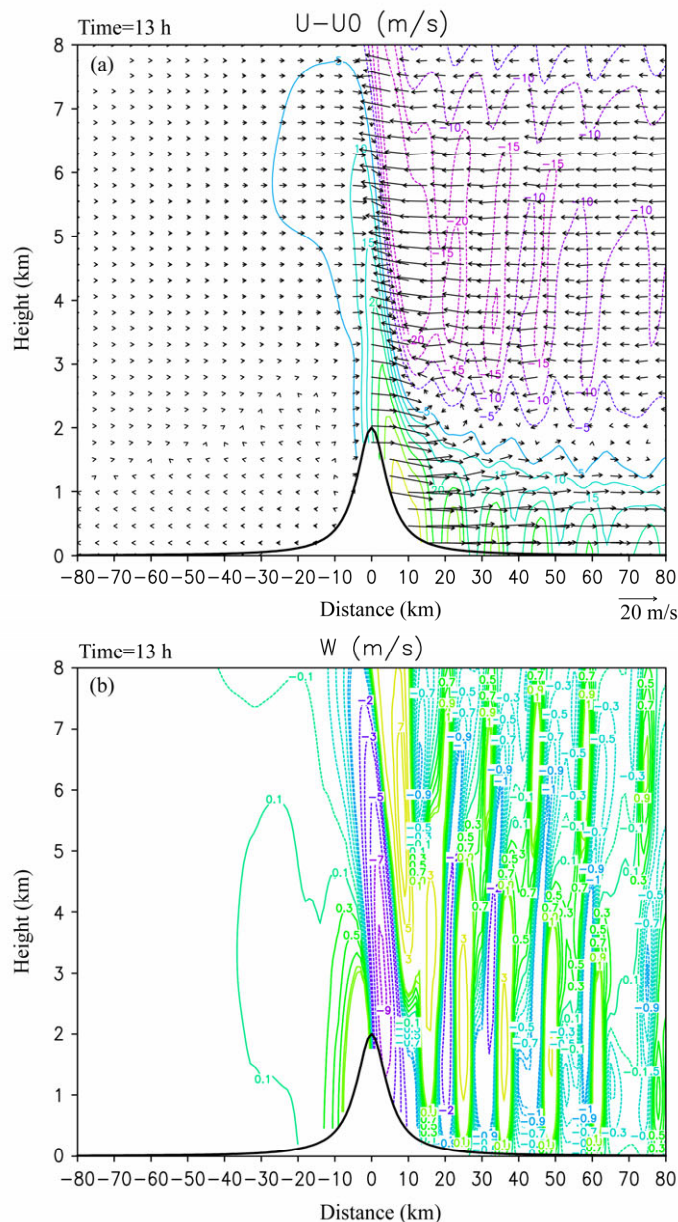
(4) 湿  $F_w$  数从小增大时, 表示层流的过山能力由弱变强,  $F_w$  数为 0.19 时, 降水量为零,  $F_w$  为 0.74 时, 13 h 最大累积降水量为 75 mm, 而  $F_w$  数为 1.07 时对应的降水量最大, 达到 150 mm, 随后开始减小, 说明  $F_w$  数接近 1 时更有利于降水的产生, 且最大降水量的位置基本在山顶附近。尽管高  $F_w$  数时有降水性雪、霰冰粒子产生, 但地面降水量并没有增加, 说明背风坡因地形波产生的波状冰云很难产生降水。这与背风坡下沉气流的绝热加热引起的温度上升有关, 冰粒子融化后基本全部蒸发。

以上结果表明, 地形的动力抬升和地形重力波

与地形云和降水的产生关系密切, 用  $F_w$  数的大小可以比较好地描述这种关系。本研究的部分结果与前期研究结果一致, 如在低  $F_w$  数的地形降水特征与 Chu and Lin (2000) 的结果相似, 而且  $F_w$  的大小对过山气流的特征具有重要作用。但本论文研究个例的地形云降水主要由暖云过程引起, 而且降水效率比较高, 这一点未在过去的降水研究中涉及到。本文的研究对象是一弱不稳定大气层结下的地形云和降水形成问题, 虽然地形强迫产生的对流云比较浅薄, 主要以暖云为主, 但降水效率较高。另外, 本论文由于采用了二维数值模拟试验, 限制了扰山气流问题的研究, 特别是对低  $F_w$  数 ( $F_w \ll 1$ ) 情况下的地形扰流引起的背风坡效应问题的研究 (Smolarkiewicz and Rotunno, 1989, 1990)。这一问题的研究目前仅限于绕地形流体的运动特征改变, 用以解释地形引起降水分布特征。

本文研究采用了显式云降水过程, 但地形、环境气流都比较理想, 也没有考虑辐射、地表阻力等影响, 主要考虑到地形降水的复杂性, 往往存在很多机制同时起作用, 简化一些过程的目的是能够了



图9 同图6, 但为  $F_w=1.5$ ,  $U=20$  m/s 的情况Fig. 9 As in Fig. 6, but for  $F_w=1.5$  and  $U=20$  m/s

解某一种机制所起的基本作用, 得出比较清晰的物理过程。事实上, 在目前先进的中尺度数值模式(如, WRF, MM5 等)中, 同时考虑这些过程都是完全可以实现的, 但往往很难从理论上清晰地解释一些结果。理想数值模拟的缺点就是很难与实际的观测资料进行深入的比较, 因此本论文对模拟结果只是与前期的研究结果进行比较, 并没有与模拟个例的观测事实进行深入的比较研究。

### 参考文献 (References)

Bader M J, Roach W T. 1977. Orographic rainfall in warm sectors of

depressions [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103: 269–280.

Baines P G. 1995. *Topographic Effects in Stratified Flows* [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 482 pp.

Bergeron T. 1968. *Studies of the orogenic effects on the areal fine structure of rainfall distribution* [R]. Meteorological Institute, Uppsala Univ., Report No. 6. 6pp.

Browning K A, Hill F F, Pardoe C W. 1974. Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 100: 309–330.

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]. *J. Atmos. Sci.*, 57: 3817–3837.

Cooper W A, Marwitz J D. 1980. Winter storms over the San Juan

- Mountains. Part III: Seeding potential [J]. *J. Appl. Meteor.*, 19: 942–949.
- Cooper W A, Saunders C P R. 1980. Winter storms over the San Juan Mountains. Part II: Microphysical processes [J]. *J. Appl. Meteor.*, 19: 927–941.
- Cotton W R, Anthes R A. 1989. *Storm and Cloud Dynamic* [M]. Burlington, San Diego, London: Academic Press, 855–919.
- Colle B A. 2004. Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective [J]. *J. Atmos. Sci.*, 61: 588–606.
- Chen S H, Lin Y L. 2005a. Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 88: 1–21.
- Chen S H, Lin Y L. 2005b. Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 331–350.
- 陈添宇, 郑国光, 陈跃等. 2010. 祁连山夏季西南气流背景下地形云形成和演化的观测研究 [J]. *高原气象*, 29 (1): 152–163. Chen Tianyu, Zheng Guoguang, Chen Yue, et al. 2010. Observational experiment on generation and development of summer orographic cloud during the southwest air current pattern in Qilian Mountain [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 29 (1): 152–163.
- 陈乾, 陈添宇, 肖红斌. 2010. 祁连山区夏季降水过程天气分析 [J]. *气象科技*, 38 (1): 26–31. Chen Qian, Chen Tianyu, Xiao Hongbin. 2010. Synoptic analysis of summer precipitation over Qilian Mountains [J]. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 38 (1): 26–31.
- Davies H C, Turner R E. 1977. Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103: 225–245.
- Douglas C K M, Glasspoole M J. 1947. Meteorological conditions in heavy orographic rainfall in the British Isles [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 73: 11–38.
- Durran D R, Klemp J B. 1986. A compressible model for the simulation of moist mountain waves [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 2341–2361.
- Fraser A B, Easter R C, Hobbs P V. 1973. A theoretical study of the flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain. Part I: Airflow model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 30: 801–812.
- 傅抱璞. 1992. 地形和海拔高度对降水的影响 [J]. *地理学报*, 47 (4): 302–314. Fu Baopu. 1992. The effects of topography and elevation on precipitation [J]. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 47 (4): 302–314.
- Hong S S, Huang I C. 1996. Effects of topography and atmospheric stability on upstream heavy rainfall during Mei-Yu season [C]// Proc. Fifth National Conf. on Atmospheric Science. Taipei, Taiwan: National Science Council, 580–585.
- Jiang Q F. 2003. Moist dynamics and orographic precipitation [J]. *Tellus*, 55: 301–316.
- Jou B J. 1997. *Atlas of Radar Images of Mesoscale Convective Systems in the Taiwan Mei-Yu Season* [C]// Department of Atmospheric Science. Taiwan: National Taiwan University, 144 pp.
- Leopold L B. 1949. The interaction of trade wind and sea breeze, Hawaii [J]. *J. Meteor.*, 6: 312–320.
- 刘卫国, 刘奇骏. 2007. 祁连山夏季地形云结构和云微物理过程的模拟研究 (II): 云微物理过程和地形影响 [J]. *高原气象*, 26 (1): 16–29.
- Liu Weiguo, Liu Qijun. 2007. The numerical simulation of orographic cloud structure and cloud microphysical processes in Qilian Mountains in summer. Part (II): Cloud microphysical processes and orographic influence [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 26 (1): 16–29.
- Marwitz J D. 1980. Winter storms over the San Juan Mountains. Part I: Dynamical processes [J]. *J. Appl. Meteor.*, 19: 913–926.
- Mellor G L, Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20: 851–875.
- Meyers M P, Cotton W R. 1992. Evaluation of the potential for wintertime quantitative precipitation forecasting over mountainous terrain with an explicit cloud model. Part I: Two dimension sensitivity experiments [J]. *J. Appl. Meteor.*, 31: 26–50.
- Muhlbauer A, Lohmann U. 2008. Sensitivity studies of the role of aerosols in warm-phase orographic precipitation in different dynamical flow regimes [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65: 2522–2542.
- Pierrehumbert R T, Wyman B. 1985. Upstream effects of mesoscale mountains [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42: 977–1003.
- Peterson T C, Grant L O, Cotton W R, et al. 1991. The effect of decoupled low-level flow on winter orographic clouds and precipitation in the Yampa River Valley [J]. *J. Appl. Meteor.*, 30: 368–386.
- Rasmussen R M, Smolarkiewicz P K. 1993. On the dynamics of Hawaiian cloud bands: III. Local aspects. [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50: 1560–1572.
- Robichaud A J, Austin G L. 1988. On the modelling of warm orographic rain by the seeder-feeder mechanism [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 114: 967–988.
- Rotunno R, Ferretti R. 2003. Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP 2b and IOP 8 [J]. *J. Roy. Meteor. Soc.*, 129: 373–390.
- 邵元亭. 2009. 祁连山地形云的观测和模拟个例研究 [D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文, 72pp. Shao Yuanting. 2009. Observational and simulation study on structure of cloud in Qilian Mountains [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences, 72pp.
- Smith R B. 1982. A differential model of thermal advection [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 110: 306–309.
- Smolarkiewicz P K, Rasmussen R M, Clark T L. 1988. On the dynamics of Hawaiian cloud bands: Island forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 1872–1905.
- Smolarkiewicz P K, Rotunno R. 1989. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part I: Baroclinically generated lee vortices [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 1154–1164.
- Smolarkiewicz P K, Rotunno R. 1990. Low Froude number flow past three dimensional obstacles. Part II: Upwind flow reversal zone [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47: 1498–1511.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J. et al. 2005. A description of the advanced research WRF Version 2. [G]. NCAR Tech. Boulder, Colorado, USA, 101pp.
- 孙继松. 2005. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响 [J]. *高原气象*, 24(1): 62–69. Sun Jisong. 2005. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 24(1): 62–69.
- 孙晶, 楼小凤, 胡志晋. 2009. 祁连山冬季降雪个例模拟分析(I): 降雪过程和地形影响 [J]. *高原气象*, 28 (3): 485–495. Sun Jing, Lou

- Xiaofeng, Hu Zhijin. 2009. Numerical simulation of snowfall in winter Qilian Mountains. Part (I): Snowfall process and orographic influence [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (3): 485–495.
- Song Y H, Kyo S S L, Yong H L, et al. 2010. Evaluation of the WRF double-moment 6-class microphysics scheme for precipitating convection [J]. Adv. Meteor., 2010: 1–10, doi:10.1155/2010/707253.
- Tucker D F, Crook N A. 2005. Flow over heated terrain. Part II: Generation of convective precipitation [J]. Mon. Wea. Rev., 133: 2565–2582.
- 王迎春. 1993. 北京地形对强对流天气影响的数值模拟 [J]. 北京气象, (3): 10–13. Wang Yingchun. 1993. Influences of topography on the strong convective weather and precipitation process in Beijing [J]. Beijing Meteorology (in Chinese), (3): 10–13.
- 徐国强, 胡欣, 苏华. 1999. 太行山地形对“96–8”暴雨影响的数值试验研究 [J]. 气象, 25 (7): 3–7. Xu Guoqiang, Hu Xin, Su Hua. 1999. Simulation study of Taihang Mountain terrain effects on heavy rain in August 1996 [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 25 (7): 3–7.
- 许焕斌. 1992. 中- $\beta$  模式研究: 地形云的数值模拟 [J]. 计算物理, 9 (4): 731–734. Xu Huanbin. 1992. A study of meso- $\beta$  scale model: Numerical simulation of topographic cloud [J]. Chinese Journal of Computational Physics (in Chinese), 9 (4): 731–734.
- 杨国祥, 何齐强, 陆汉城. 1991. 中尺度气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 198–221. Yang Guoxiang, He Qiqiang, Lu Hancheng. 1991. Mesometeorology [M]. Beijing: China Meteorological Press, 198–221.
- 尹雪莲, 郭建华, 董安祥, 等. 2008. 沿祁连山两次典型强降水天气个例对比分析 [J]. 高原气象, 27 (1): 184–192. Yin Xuelian, Guo Jianhua, Dong Anxiang, et al. 2008. Contrast analysis of two typical heavy precipitation weather cases along Qilian Mountain [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 27 (1): 184–192.
- 臧增亮, 张铭, 沈洪卫, 等. 2004. 江淮地区中尺度地形对一次梅雨锋暴雨的敏感性试验 [J]. 气象科学, 24 (1): 26–34. Zang Zengliang, Zhang Min, Shen Hongwei, et al. 2004. Experiments on the sensitivity of meso-scale terrains in Janghuai area to a heavy mold rain [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 24 (1): 26–34.
- 朱民, 余志豪, 陆汉城. 1999. 中尺度地形背风波的作用及其应用 [J]. 气象学报, 18 (4): 649–667. Zhu Min, Yu Zhihao, Lu Hancheng. 1999. The effect of meso-scale lee wave and its application [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 18 (4): 649–667.
- 周天军, 钱永甫. 1996. 地形效应影响数值预报结果的试验研究 [J]. 大气科学, 20 (4): 452–462. Zhou Tianjun, Qian Yongfu. 1996. An experimental study on the effects of topography on numerical prediction [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 20 (4): 452–462.
- 朱素行, 徐海明, 徐蜜蜜. 2010. 亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征 [J]. 大气科学, 34 (1): 71–82. Zhu Suxing, Xu Haiming, Xu Mimi. 2010. Structure and distribution of rainfall over mesoscale mountains in the Asian summer monsoon region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 71–82.
- 郑国光, 陈跃, 陈添宇, 等. 2011. 祁连山夏季地形云综合探测试验 [J]. 地球科学进展, 26 (10): 1057–1070. Zheng Guoguang, Chen Yue, Chen Tianyu, et al. 2011. The observational study of summer orographic clouds structures of Qilian Mountains [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 26 (10): 1057–1070.