

# 条件不稳定湿大气中三维理想地形 上空对流的动力学特征<sup>\* 1</sup>

董继立 谈哲敏

DONG Jili TAN Zhemín

南京大学中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 大气科学系, 南京, 210093

*Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather/MOE, and Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

2007-01-31 收稿, 2007-04-06 改回.

**Dong Jili, Tan Zhemín. 2008. The convection and moist stratified flow over an idealized three-dimensional mountain: conditional unstable flow. *Acta Meteorologica Sinica*, 66(3):293–309**

**Abstract** The properties of orographically induced convection and flow over the three-dimensional mountain within the conditional unstable atmosphere are strongly dependent on the trigger mechanism of convection, and the interaction between orographic flow, convection and gravity wave induced by mountain or convection. In present study, a series numerical experiment to the quasi-steady stratified flow over an idealized three-dimensional mountain with an upstream profile of uniform wind speed, constant moist buoyancy frequency and constant relative humidity are undertaken. Based on the moist Froude number, four different flow regimes for the moist stratified flow over an three-dimensional mountain under the conditional unstable atmosphere are identified: (1) an downstream propagating convection mode, (2) an upstream and an downstream propagating convections mode, (3) an over-peak quasi-stationary and an downstream propagating convections mode, (4) an downslope quasi-stationary and an downstream propagating convections mode. There are two different mechanisms for the formation of orographically induced convection: (1) orographic lifting and flow decreasing, and (2) orographic flow forcing, i. e. upstream splitting, lee vortex and gravity wave breaking. In the case of larger Froude number, the convection induced by the orographic forcing could break the upstream and downstream orographic flow structure, but only a litter effect on the gravity wave breaking over the leeside. Initial CAPE have important role not only on the transportation and evolution of convective system, but also on the orographic flow in the moist environment. The sensitive simulation with a initial lower CAPE demonstrates that the decreased initial CAPE makes the flow regime shift back to regimes for lower Froude number.

**Key words** Orography, Moist convection, Gravity wave, Flow regime, CAPE

**摘 要** 条件不稳定湿大气情况下, 气流经过三维地形可以形成不同性质的对流系统以及不同特征的地形流结构, 其对流系统、地形流的性质主要取决于地形上空的对流触发、对流—地形流—重力波三者之间的相互作用, 同样这些过程对于地形降水的性质、分布起重要的作用。根据不同湿  $Fr$  数(Froude number), 湿条件不稳定大气经过三维小尺度山地上空时其对流和地形流动存在 4 种不同的流域(flow regimes): (1) 下游传播对流模式; (2) 上游传播和下游传播共存对流模式; (3) 山峰附近准静止和下游传播共存对流模式; (4) 下坡稳定和下游传播对流共存模式。地形上空对流系统主要可以通过两种不同机制形成: (1) 地形直接的抬升或减速作用; (2) 在地形流形成后, 由于地形流本身特性(如上游分离、背风涡旋和下坡重力波破碎)触发。在较大的  $Fr$  数情况下, 地形上空对流生成后反过来可以破坏上、下游的地形流结构, 但对背风坡的重力波破碎影响较小。不同初始对流有效位能(CAPE)不仅可以影响对流系统的传播、发展, 而且可以影响整体地形流性质。较低的初始 CAPE 有利于地形流的形成, 此时对流对地形流结构特征的影响相对较小, 其流场性质与低  $Fr$  数流域性质相似。

<sup>\*</sup> 资助课题: 国家 P73 项目(2004CB418300), TRAPOYT, FANEDD200325。

作者简介: 谈哲敏, 主要从事大气动力学与中尺度气象研究。E-mail: zmtan@nju.edu.cn

关键词 地形,湿对流,重力波,地形流域,对流有效位能

中图法分类号 P431<sup>+</sup>.2

## 1 引言

在地形动力学研究中,关于层结流体过山所形成的地形流结构、特性以及对局地天气的影响作用研究一直是热点问题 (Smith, 1979; Durran, 1990)。关于山地波(由地形触发的重力波)以及与其相关的重力波破碎、下坡风暴、拦截背风波和能量传输等问题研究更为注目 (Queney, 1948; Scorer, 1949; Long, 1953; Klemp, et al, 1975; Peltier, et al, 1984; Lin, et al, 1996; Smith, et al, 2002; Zangl, 2003; Doyle, et al, 2003; Jiang, et al, 2003)。

在干大气过程中,过山气流的动力学性质主要与两类凝滞点的形成有关,这两类凝滞点相对应于上游阻挡和下游重力波破碎 (Jiang, 2003)。Lin 等 (1996) 讨论了二维层结流体过孤立山脊的流动特征与流域分布,主要研究了  $Fr$  数干地形动力流特性的控制问题,基于不同的  $Fr$  数、依照两类凝滞现象出现顺序,对二维干大气层结流过孤立山的动力学特性进行了分类。随着  $Fr$  数的增大,过山流经历了以下 4 种不同的流域 (regimes): (1) 上游阻挡首先出现,背风重力波破碎稍后出现并保持准静止状态; (2) 下游重力波破碎首先出现,随后先向下游移动,在稍后上游阻挡出现,而重力波破碎区则稍向上游移动; (3) 只有重力波破碎而无上游阻挡出现,重力波破碎在下坡出现后向下游移动,然后形成准静止状态; (4) 既无破碎也无阻挡,类似于完全线性现象或弱非线性现象。

事实上,地形流动力学的研究大部分局限于二维情况,其主要原因是在二维情况下更容易采用解析分析方法研究。Epifanio 等 (2001, 2002) 对三维干地形流域进行了比较全面的研究,结果表明由于上游低层流的明显偏折,二维和三维气流过山的流场结构上出现明显的不同,更多气流绕山可以导致山地波的减弱。根据对不同水平形态比(地形  $x$  与  $y$  方向的半宽比  $b/a$ ) 与  $Fr$  数(或者无量纲山高)构造出的三维干地形流域图,地形流基本可以分为 5 种形态:小振幅波动、背风涡旋、上游流分离和背风涡旋、重力波破碎及上游流分离和背风涡旋、重力波

破碎。当然,在该一流域划分中尚未考虑  $Ro$  数的作用。

相对于干大气条件下的地形流动动力学研究,湿过程即包含水汽等对于地形流动的影响研究却相对较少 (Durran, et al, 1982, 1983)。一方面是因为在理论研究中包含潜热过程会使问题解析分析更为复杂,另一方面由于水汽过程的引入,对流系统产生的非绝热加热可以触发出重力波,该重力波可以与地形产生的重力波进行交互作用,同时对基态流具有反馈作用,使得孤立地研究水汽过程对地形流的影响作用更为困难 (Barcilon, et al, 1985; Brintjes 1994)。事实上,在湿大气地形流中存在一个非常复杂的相互作用过程:地形、对流系统与重力波三者之间的相互作用,该过程可以对山地对流的启动、山地降水分布以及持续时间等产生重要的影响作用 (Rotunno, et al, 2001, 2003)。但该过程在实际观测中很难将这些相互作用过程分离出来,所以,到目前为止,对该问题研究相对较少。

条件不稳定湿大气是湿大气中一种典型过程,在此条件下过山流可以激发出不同性质的对流系统,形成不同的地形降水及其分布,对该问题的深入研究有助于对复杂地形地区的对流系统、降水形成的理解和预测能力的提高,但关于该问题研究刚刚开始。Chu 等 (2000) 研究了湿条件不稳定气流过二维地形产生的对流系统以及与重力波的相互作用问题。依据不同的湿  $Fr$  大小、类比于干过程中情况,将湿条件不稳定气流过二维地形而形成流动特性分为 3 种流域: (1) 低  $Fr$  情况 (0.208—0.333), 为对流向上传播的模式。地形在其上游激发对流系统后,地形与对流均激发重力波,则重力波与对流系统相互作用,导致对流及密度流(对流系统降水下沉造成地面冷却)均向上传播; (2) 中等  $Fr$  数情况 (0.341—0.354), 地形强迫与对流系统中冷空气流出(outflow)强迫相平衡,对流系统准静止于山峰附近。 (3) 高  $Fr$  数 ( $>0.354$ ), 包含准静止模式和下游传播模式,后者则是由密度流与背风处内水跃引起。

对于三维情况下,Chen 等 (2004) 在二维情况研究的基础上进一步研究了与较大尺度地形降水有关

的三维情况下  $Fr$  数划分流域问题。在考虑科氏力作用的情况下,山地上空对流系统的传播可以按照  $Fr$  数大小划分为 3 种模态:(1)上游静止模态和上坡传播模态;(2)上坡静止模态;(3)上坡静止模态和下游静止模态。与之前的研究不同,该研究主要着眼于稳态的降水分布,而不是对流系统与地形和重力波的相互作用与发展。同时该研究仅仅考虑了较大尺度的地形(地形半宽为 200 km)及较低的分辨率(30 km)。这 3 种不同的对流传播特征与流域是否同样适用于更小尺度的地形( $a < 50$  km,相应的水平尺度在 50—100 km)? 事实上,当地形水平尺度减小,地形更加陡峭,相应对流的触发强度可能会加强,对流系统发展与演变性质要发生变化,Smith (1979)指出,在条件不稳定大气中,较强的小尺度对流性降水更为重要。另外,地形水平尺度的减小使基态风速的平流作用更加显著,对流系统更加容易越过山地,这样对流传播模态可以出现不同模态,同样地形降水的分布也要发生明显的变化。对于小尺度的地形来说,其上空的对流系统的触发、传播及其与重力波(对流与地形触发)、地形流之间的相互作用将与较大尺度地形情况存在明显的差异,这也是本文重点要研究与讨论的问题。

本文重点研究三维情况下,对流不稳定湿大气条件下小尺度地形(地形水平尺度为 50—100 km)上空的对流系统触发、传播以及相应地形流动流域等动力学问题,特别是对流系统、地形流及其重力波之间的相互作用问题,而非如 Chen 等(2004)重点放在地形降水方面,并进一步研究不同初始 CAPE 值、地形水平形态比对地形流域的影响。

## 2 数值模式与试验设计

本文研究采用的数值模式是 ARPS (Advanced Regional Prediction System),它是由俄克拉荷马大学(University of Oklahoma)的风暴分析与研究中心(CAPS)研究开发的三维、非流体静力模型的数值预报系统,关于该数值模式的详细说明请见(Xue, et al, 1995)。在本研究中  $w, p, \theta$  垂直方向采用隐式积分,动量平流在垂直和水平方向上均采用四阶平流,标量平流则采用水平四阶/垂直二阶平流。为保证计算的稳定,同时滤去计算噪声,积分时间步长均取为 7 s,计算平滑在控制试验中水平和垂直方向都取为四阶平滑,四阶计算混合系数为 1.0

$\times 10^{-4}$ 。湍流参数化方案采用 1.5 TKE 边界层湍流参数化方案,为简化物理过程,关闭了辐射过程和表面过程,微物理过程采用了 Kessler 暖雨微物理过程。上边界条件均取固壁边界条件,在上层边界上采用雷利散射,将向上传播的重力波传出模式区域。考虑到上游流阻挡和下游背风涡旋都可以在无摩擦的条件下生成(Smolarkiewicz, et al, 1989),为了简化问题,底边界条件取为固壁无滑脱边界。为较好地分辨出重力波(与地形和对流相关),水平网格分辨率取为 2.5 km。垂直坐标均采用拉伸方案,在低层垂直分辨率取为 200 m,平均垂直分辨率为 625 m。模式顶高度取为 25 km,16—25 km 为海绵层。

模式初始场采用条件不稳定探空作为热力学变量(温度,水汽)的背景场(Weisman, et al, 1982)(图 1),该探空的特点是对流层顶高度以下位温随高度增加,相对湿度随高度减少,从地表的 100% 降至对流层顶的 25%,对流层顶以上,位温随高度指数增加,相对湿度保持 25% 不变。常值的选取上,对流层顶高度取为  $z_{tr} = 12$  km,位温  $\theta_{tr} = 347$  K,地面位温  $\theta_0 = 300$  K,与夏季强对流天气发生时的较高地面位温较为一致。采用风速均一的流场,虽然低层风速垂直切变对于对流的触发和传播也有很重要的影响(Weisman, et al, 1988),对于该问题将另文讨论。

背景场的热力学场数学表达式为

$$z \leq z_{tr}: \theta(z) = \theta_0 + (\theta_{tr} - \theta_0) \left( \frac{z}{z_{tr}} \right)^{\frac{5}{4}}$$

$$RH(z) = 1 - 0.75 \left( \frac{z}{z_{tr}} \right)^{1.25} \quad (1)$$

$$z > z_{tr}: \theta(z) = \theta_{tr} \exp \left[ \frac{g}{c_p T_{tr}} (z - z_{tr}) \right]$$

$$RH(z) = 0.25 \quad (2)$$

背景场的未饱和湿 Brunt-Varsala 频率定义为(Emanuel, 1994)

$$N_w^2 = \frac{g}{\bar{\theta}_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (3)$$

其中,  $\theta_v$  为虚位温,  $\bar{\theta}_v$  为平均虚位温。为选取合适的  $N_w$  值来计算湿  $Fr$  数( $Fr = \frac{U}{N_w h}$ )(下面简称  $Fr$  数),对 3 km(700 hPa)以下的低层  $N_w$  值进行平均,其值取为  $8.42 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。其模式模拟采用的初始探空曲线如图 1。

一般来说对流触发后大约于 4 h 左右达到稳定

的周期震荡状态(Lin, et al, 1998),因此本文中的数值模拟时间积分终止于 10 h 左右,而对结果的分析集中于模式积分 5 h 左右。另外,对流系统的触发、重生(或者说新的对流单体产生的周期)的周期约为 10 min 左右,而本文主要考虑研究对流系统的传播、发展的总体趋势,并不对其细节进行研究,因此模式结果的输出时间间隔取为 15 min。与 Chen 等(2004)的研究不同,为了突出对流系统的作用,选取了尺度更小的地形,坡度更陡峭。地形采用椭圆地形,其地形廓线为

$$h = \frac{h_0}{(1 + \frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2})^{1.5}} \quad (4)$$

其中  $a$  和  $b$  分别为  $x$  与  $y$  方向的半宽,分别取 10 和

50 km。 $h_0$  为地形高度,本文中取为 2 km。

因为地形水平尺度较小,为了简化过程,忽略科氏力作用,该情况下考虑旋转作用的数值试验表明科氏力影响很小。由于不考虑地球旋转作用的影响,相应地形流场为南北对称,可只给出北半球区域的结果,进行讨论分析,地形中心与模式中心重合。模式区域取为  $113 \times 113 \times 43$  格点。侧边界条件取为开放边界,允许产生的扰动从系统传出而不会反射回模式区域。

为了讨论湿对流不稳定条件下小尺度地形(地形水平尺度为 50—100 km)的流体动力学问题,特别是地形对流流域的划分问题,同时进一步研究不同初始 CAPE、不同地形水平形态比对地形流域特征的影响。为此设计数值试验如表 1。

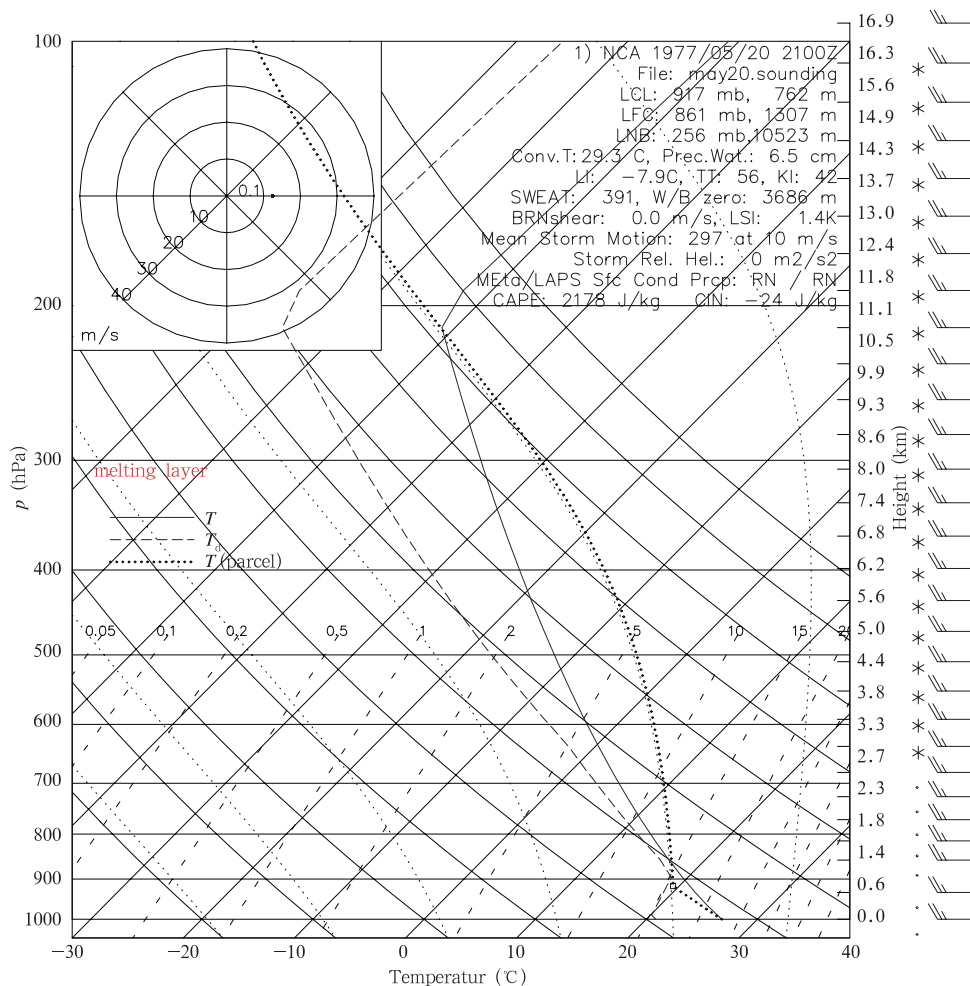


图 1 模式模拟采用的初始探空曲线

Fig. 1 Initial sounding of simulation

表 1 数值试验设计  
Table 1 The design of numerical experiment

试验	风速(m/s)	山高(km)	地形半宽		$Fr$	注解
			$a$ (km)	$b$ (km)		
3DR1	2.5	2	10	50	0.15	模态 I
3DR2	5.0	2	10	50	0.30	模态 II
3DR3	10	2	10	50	0.59	模态 III
3DR4	15	2	10	50	0.88	模态 IV
3DR2-WH1	5	2	10	50	0.30	模态 II, 1 h 后加入水汽
3DR2-WH3	5	2	10	50	0.30	模态 II, 3 h 后加入水汽
3DR2-CAPE	5	2	10	50	0.30	模态 II, 改变初始 CAPE
3DR2-MB	5	2	10	20	0.30	模态 II, 改变地形形态比

3 湿条件不稳定大气中三维地形上空流动  
流域与对流传播模态

3.1 下游传播对流模态(流域 I)

为了充分理解湿大气山地上空的对流特征以及相应的流动流域特性,在进行湿过程模拟前,首先进行相应条件的干过程模拟,比较相应的干、湿条件下流动流域情况差异。当风速为 2.5 m/s,在干过程中,至 60 分钟时上游流分离现象已经出现,无法越过地形的气流开始绕山(图 2a),上坡出现凝滞点(图 2a 中上坡速度为零的区域)。至 120 分钟左右背风涡旋开始在地形下游下坡处的两侧形成(图 2b),随后逐渐加深,同时涡旋中心逐渐向下游两侧方向移动(图 2c, 2d)。这些结果与经典地形动力学结果相类似(Smolarkiewicz, et al, 1990)。

对于湿过程,相应  $Fr$  取为 0.15,图 3 为试验 3DR1 中地面流场与雨水混合比的水平分布。至 180 分钟时,上游流分离已明显出现,在迎风坡出现两个凝滞点(图 3a),这与干大气条件下情况类似。与干过程相比不同之处是,由于山峰附近靠近下坡的辐合导致了对流系统形成,尽管该对流系统强度相对较弱,但可以破坏下游背风涡旋。同时在地形附近也出现对流系统,在随后的 30 min 内该对流系统基本保持准静止状态(图 3a—3c)。由辐合抬升触发的对流系统在初始阶段比较弱,同时到达地面的降水所产生的冷空气出流可以切断暖空气的供给,使这一对流单体发展缓慢。随后,对流系统开始向下坡方向移动,在移动过程中,由于下坡两侧绕流在山后的辐合,对流系统得到了加强(图 3d)。在对流系统继续向下游移动的过程中,对流单体要出现

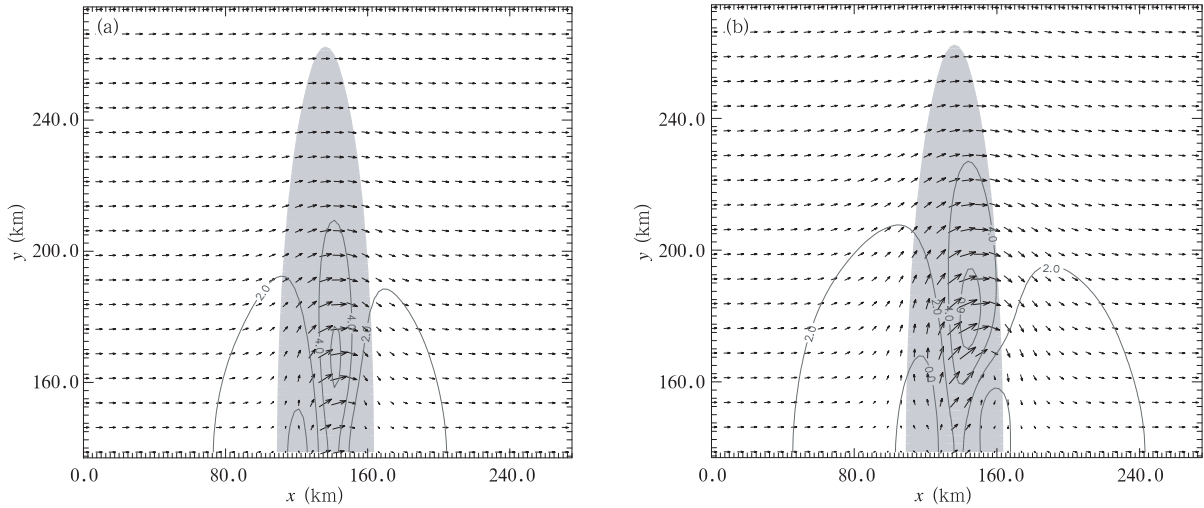
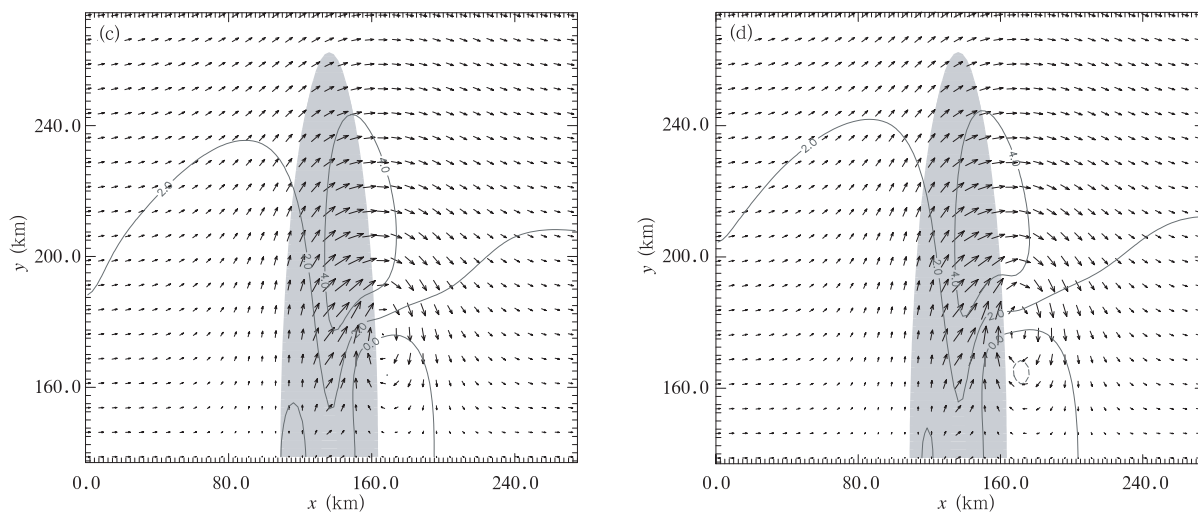


图 2 试验 3DR1 对应的干过程的水平风速  $u$ (等值线间隔 2 m/s)  
与水平风场分布(a. 60 分钟, b. 120 分钟, c. 300 分钟, d. 360 分钟)

Fig. 2 Horizontal component of wind speed  $u$  (m/s, contour interval 2 m/s) and horizontal wind vector  
for dry simulation in the 3DR1(a. 60 min, b. 120 min, c. 300 min, d. 360 min)



续图 2

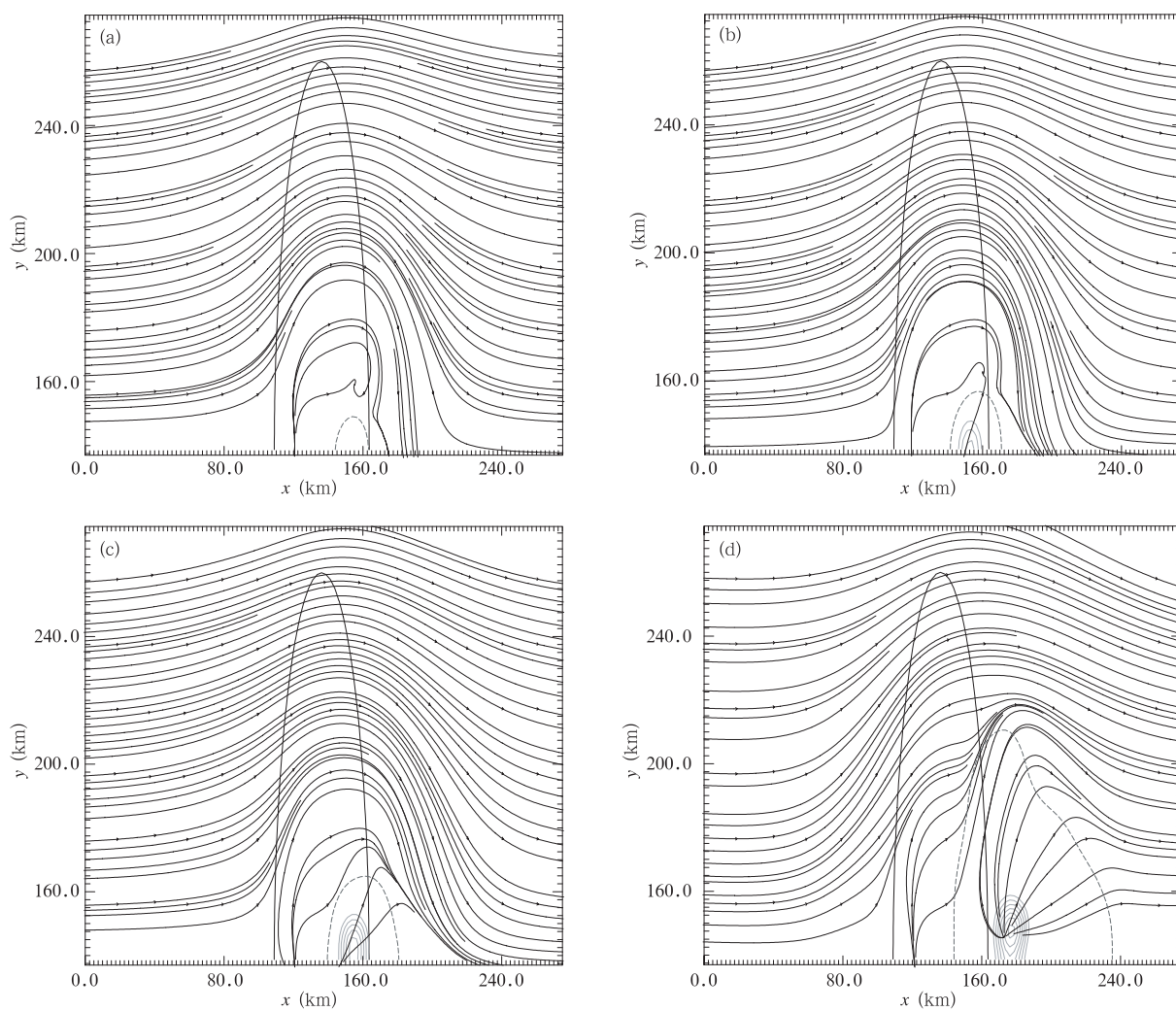


图 3 试验 3DR1 中地面水平流线、雨水混合比(实线,  $>0.5 \text{ g/kg}$ , 等值线间隔  $0.2 \text{ g/kg}$ ), 冷空气流出边界(点线, 扰动位温  $-1 \text{ K}$ )(a. 180 分钟, b. 195 分钟, c. 210 分钟, d. 300 分钟)

Fig. 3 Streamline in the surface, rainwater mixing ratio (solid,  $>0.5 \text{ g/kg}$ ,  $0.2 \text{ g/kg}$  contoured) and cold air flow (thick dashed,  $\theta_p = -1 \text{ K}$ ) for 3DR1 (a. 180 min, b. 195 min, c. 210 min, d. 300 min)



分裂,也即对流单体在主体向下游移动的过程中,分裂出新的单体向北方移动。这一地形对流传播模态可以称为下游传播对流模态。尽管如此,在这一模态中,地形流的形势仍然存在。

### 3.2 对流上游和下游传播共存模态(流域Ⅱ)

当风速增加到 5 m/s,相应  $Fr$  为 0.3,该情况对应于地形对流传传播的第 2 种模态,地形流动的第 2 流域。图 4 为相应参数条件下,干大气情况下三维地形流动的地面流场分布。比较图 4 与 2 可知,由于基流风速增加,虽然同样在 60 分钟左右出现上游

流动的分离以及凝滞点的基本形成(图 4a)。其凝滞区大致位于山顶上游 12.8 km 处,大约在半宽附近,同时由于冷空气的平流出现冷池。至 180 分钟左右,背风涡旋开始在下游形成(图 4b),这些与 Smolarkiewicz 等(1989)的结果相一致。与流域 I 对应的干过程相比,一方面由于上游来流风速增强,其上游的地形阻挡更强,另一方面下游背风涡旋也有所加强,位置更偏南,同时从垂直剖面可以看出,背风侧重力波活动随着背风涡旋的出现而有所减弱(图略)。

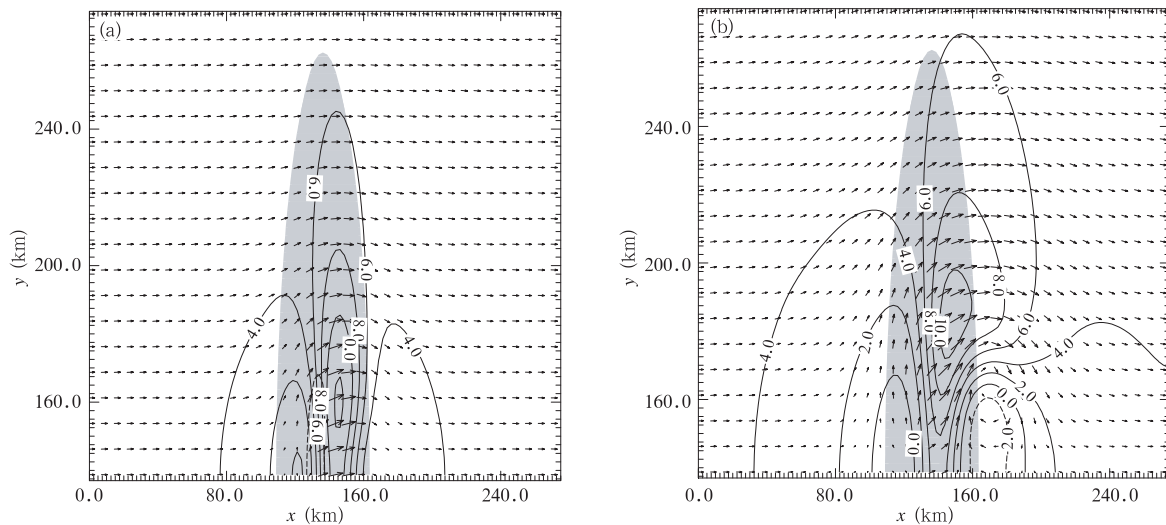


图 4 试验 3DR2 对应干过程的水平风速  $u$  (等值线间隔 2 m/s) 与水平风场分布(a. 60 分钟, b. 180 分钟)

Fig. 4 Horizontal component of wind speed  $u$  (m/s, contour interval 2 m/s) and horizontal wind vector for dry simulation 3DR2(a. 60 min, b. 180 min)

图 5 为湿条件不稳定大气下试验 3DR2 中的地面流场与雨水混合比的水平分布。在 30 分钟时上游气流出现偏折,但相对于干过程而言其偏折要小,在下游折回中线附近(图略),同时在湿大气中由于凝结加热作用,在干过程中出现的冷池基本消失。在横跨地形的东西两侧有高低压同时出现,低压中心的扰动气压与干过程相比较其值要大,且其范围要大。至 45 分钟时,下坡处产生辐合,水汽凝结产生的潜热释放改变了背景场热力学结构,上游的流分离被潜热释放所破坏,在山坡附近应该绕山而过的空气团通过潜热释放得到了足够的能量而越过山,破坏了地形流的形势(图 5a)。同时由于直接的地形抬升、基态风速相对较大,在山峰附近触发的对流系统,其降水大部分落在下坡(图 6a)。随后在下

游靠近山峰附近的辐合导致一个较强的对流系统发展,同时也有新的单体从该对流系统中分裂出来。至 75 分钟左右,与降水相联系的蒸发冷却在下坡形成较为明显的飑锋(密度流),在地面处呈现形成椭圆形分布。到 90 分钟,由于对流系统向两侧及下游移动,低层密度流进一步得到加强。至 105 分钟左右,快速移动的密度流向下坡滑动,同时与由潜热释放、地形触发的重力波在下游触发出新的较强对流单体(图 6b)。由于沿背风坡山脊的强风提供了对流单体传播、发展所需要的较强的中层流入,位于下游的对流单体的传播过程中,不仅向下游(向东)传播,同时向两侧(南北方向)传播(图 5b)。而位于山顶附近的冷空气出流暂时因地形的阻挡而无法越过山地向上坡传播,停留在山顶附近(对比图 5c 和

2c)。至 150 分钟左右,山峰附近累积了更多的降水,促使上坡的密度流产生,上游和下游的冷池在山峰附近相连接(图 6c),上坡密度流产生后,便缓慢向上游移动(图 5d、6d)。由于在中线附近的山峰较高,上游流的减速更明显,相应对流系统在向上游传播过程中基本限于山脊中线附近,并不向两侧传播。这一对流传播模态称为对流上游和下游传播共存模态。

由上述分析可知,在相对较大的初始 CAPE(有利于强对流出现)以及相对较小尺度的三维地形情

况下,地形性对流触发与传播模态表现出以下特点:由地形抬升作用触发的对流单体而非地形流(如与上游阻挡相关的凝滞点)触发的对流单体基本控制了地形流场初始阶段的特性。此时,地形抬升作用类似于热泡作用,它提供了对流单体产生的触发机制,与热泡触发不同的是地形对对流系统的传播叠加了一个恒定的强迫作用。同时,在上游流分离出现之前就快速发展起来的对流可以导致地形流结构的破坏,在通常情况下应该出现的上游流分离、背风涡旋等地形流特征并没有出现。

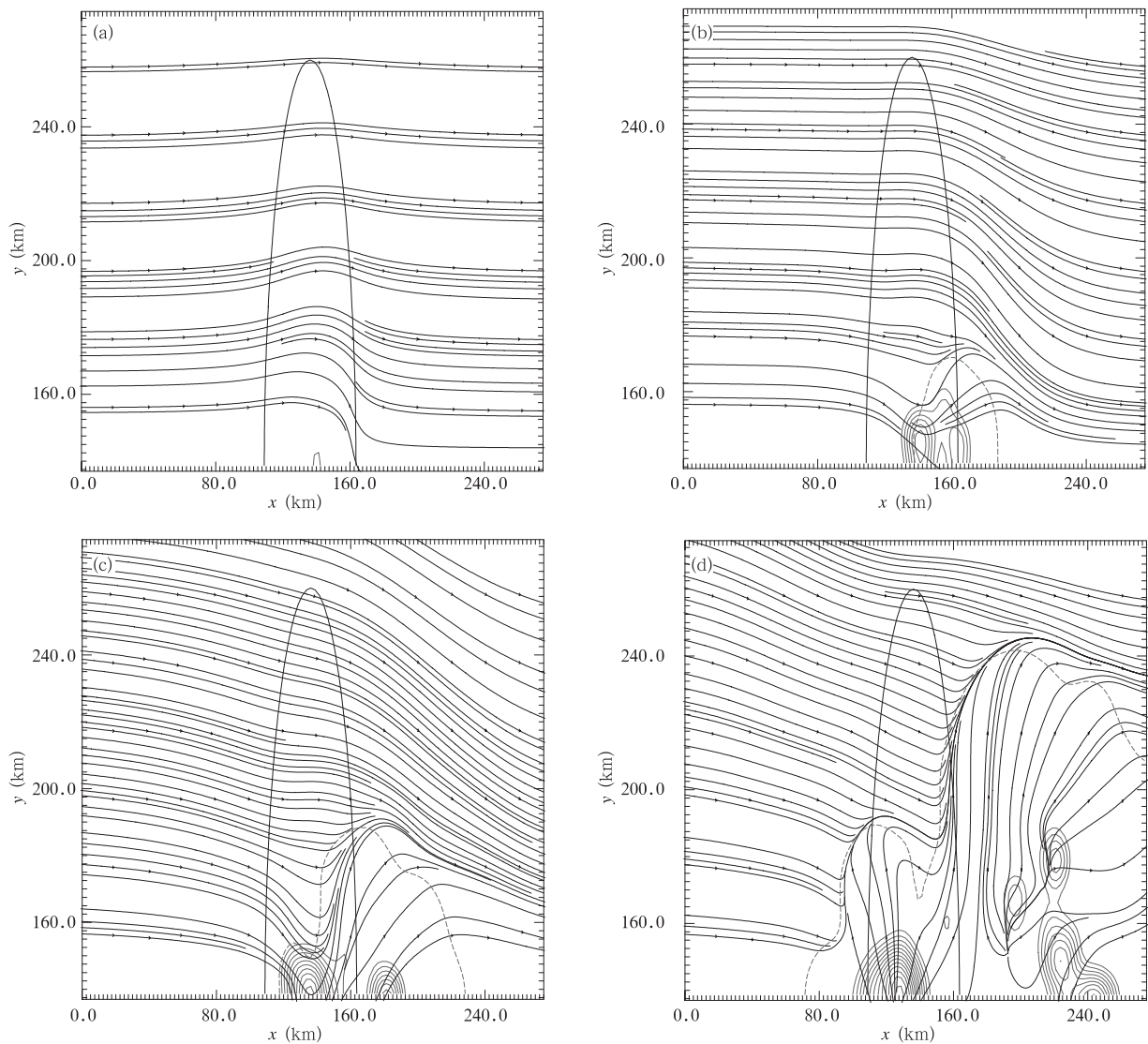


图 5 试验 3DR2,其他同图 3

(a. 45 分钟, b. 105 分钟, c. 150 分钟, d. 255 分钟)

Fig. 5 Same as in Fig. 3, but for 3DR2

(a. 45 min, b. 105 min, c. 150 min, d. 255 min)



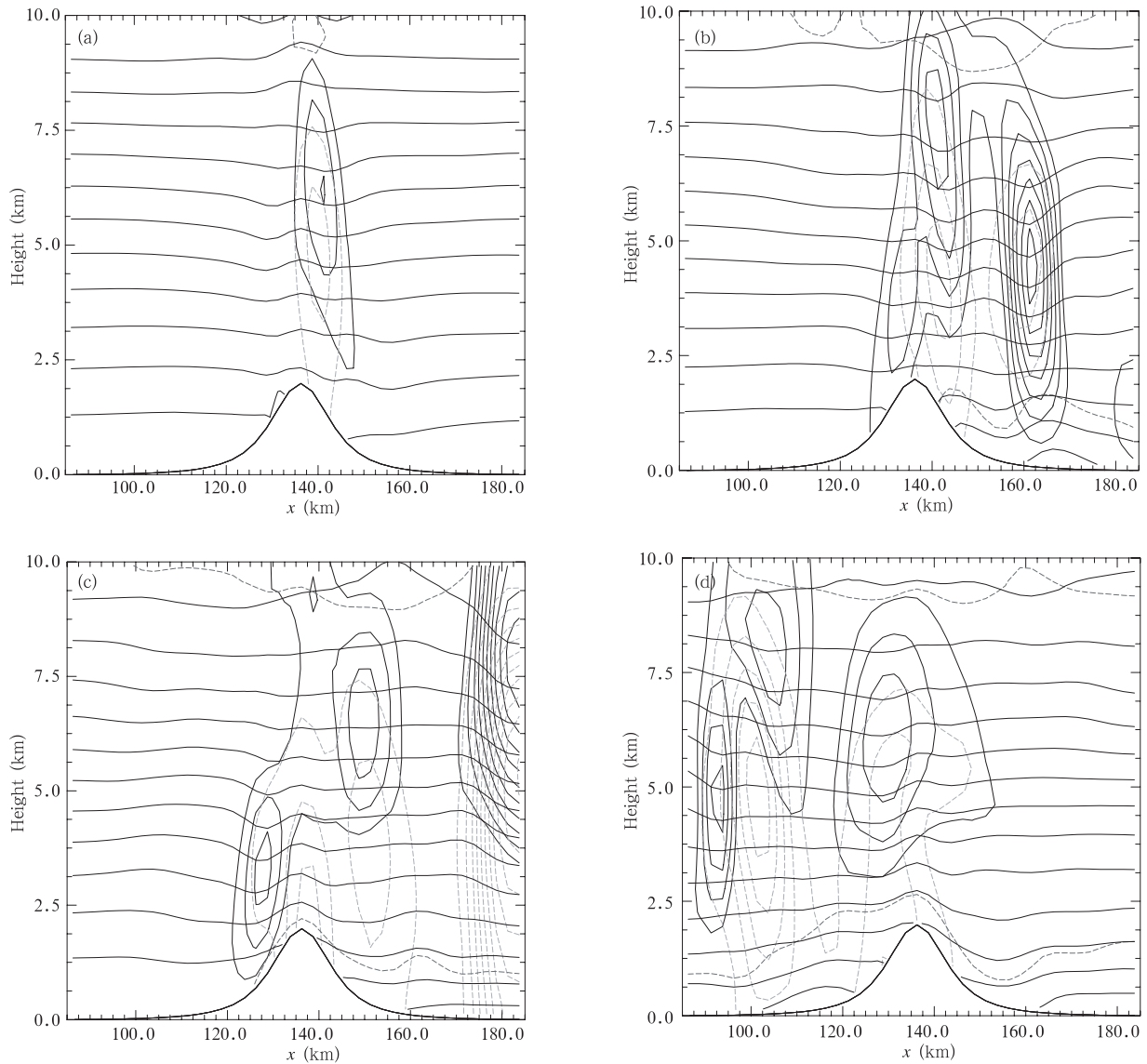


图6 试验 3DR2 中沿东西方向经过地形中心的垂直剖面

(垂直速度(实线,  $>0.5$  m/s, 等值线间隔为 1 m/s), 雨水混合比(划线,  $>0.5$  g/kg, 等值线间隔为 1 g/kg), 位温(等值线间隔 3 K), 冷空气流出边界(下层点线, 扰动位温  $-1$  K)。a. 45 分钟, b. 105 分钟, c. 150 分钟, d. 255 分钟)

Fig. 6 Vertical cross-section across the terrain centerline in the East-West for 3DR2: vertical velocity

(solid,  $>0.5$  m/s, contour interval 1 m/s), rainwater mixing ratio (dashed,  $>0.5$  g/kg, contour interval 1 g/kg), potential temperature (contour interval 3 K) and the boundary of cold air flow (dot line,  $pt = -1$  K; a. 45 min, b. 105 min, c. 150 min, d. 255 min)

### 3.3 山峰附近的准静止和下游传播对流共存模式 (流域Ⅲ)

在  $Fr$  数提高到大约 0.6 左右(即  $U = 10$  m/s), 相对应第 3 种模式。相应于干过程中, 大约至 120 分钟左右首先出现背风侧的重力波破碎, 随后背风涡旋出现。与高风速相伴随生成的重力波破碎可以通过水跃区的垂直拉伸加强垂直涡度。至 210 分钟时, 上游才出现流分离现象。所以, 对于干过程来

说, 这一地形流域可以划分为重力波破碎, 上游流分离及背风涡旋区域, 与 Lin 等(1996)讨论的干大气下二维地形过山流的性质相类似。

而对于湿条件不稳定条件下(试验 3DR3), 该流域地形流的基本结构则介于上节讨论的流域Ⅱ与下节讨论的流域Ⅳ之间, 属于一种过渡性流域。至 75 分钟时, 由地形抬升触发的对流系统在山顶附近出现(图 7a), 但产生之后对流系统并没有随基态

流向下游运动。另外,由于下游地形波的等熵面倾斜,在背风处导致对流系统的产生,但此时该对流系统强度并不恒定。对于产生于山顶附近的对流系统,由于存在较强的中层流入而不断发展,从而导致了一方面下坡山地波的减弱,另一方面与下坡、山地波相关的对流系统无法在下坡稳定驻留,向下游传播(图 7b)。另外,由于基态流风速的增大,位

于上坡的对流系统无法向上游传播,在山峰附近保持准静止状态。同样,与流域 II 情况相类似,位于山坡附近和向下游传播的对流系统存在向北的单体分裂(图 8a—8b)。相应这种地形性对流传播模态可以划分为山峰附近的准静止和下游传播共存对流,该流域与 Chen 等(2004)的上坡准静止模态不同。在本文,由于小尺度地形只提供了湿不稳定大气下

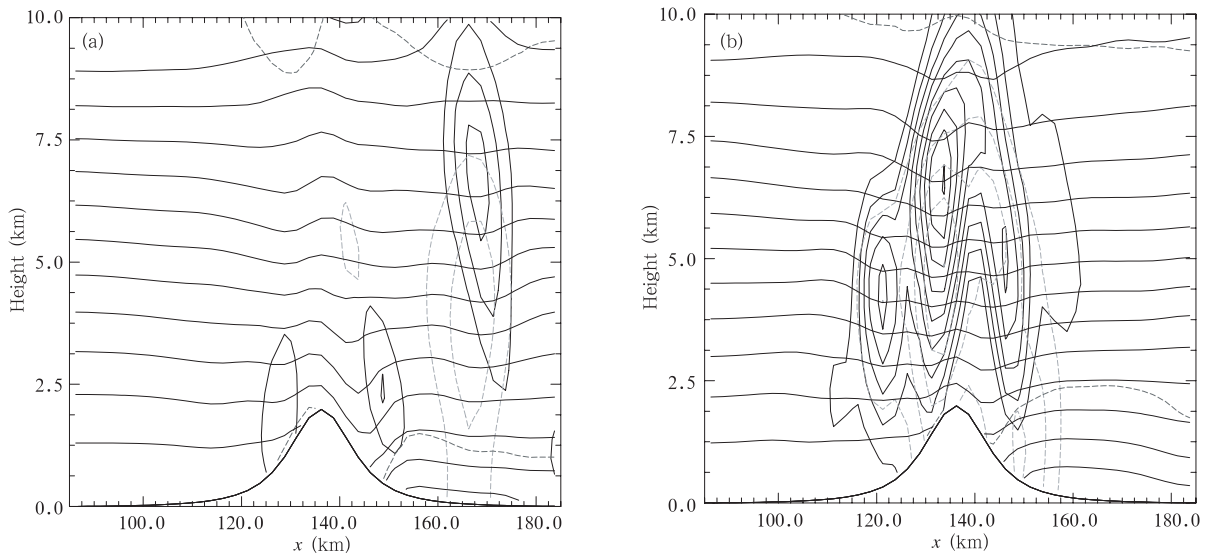


图 7 试验 3DR3,其他同图 6 (a. 75 分钟, b. 150 分钟)

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for 3DR3 (a. 75 min, b. 150 min)

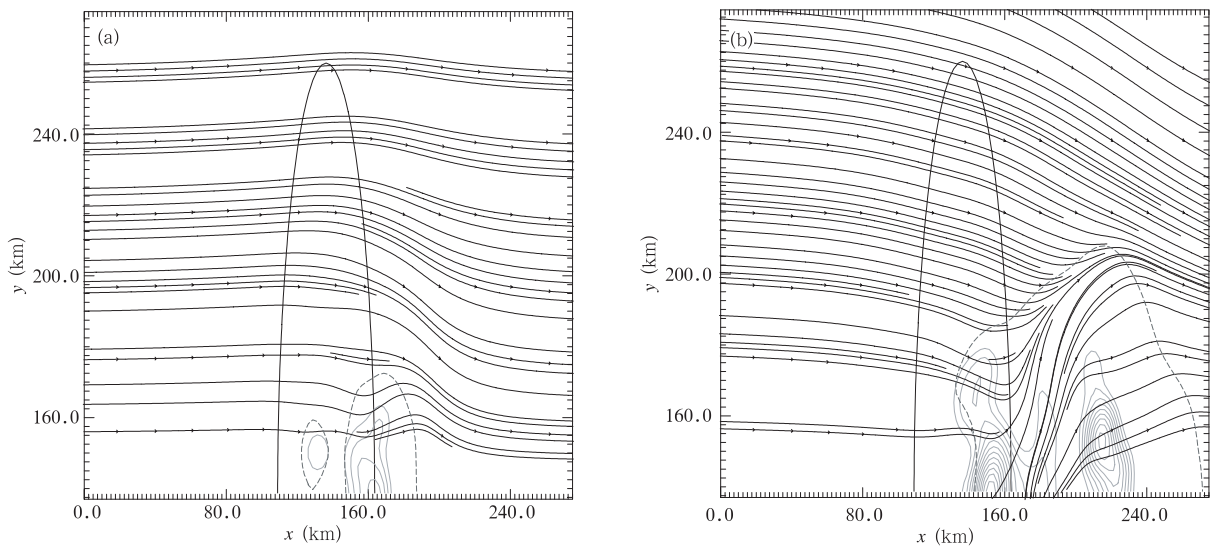


图 8 试验 3DR3,其他同图 3 (a. 75 分钟, b. 150 分钟)

Fig. 8 Same as in Fig. 3, but for 3DR3 (a. 75 min, b. 150 min)

的气流减速和抬升形成对流的触发机制,而下游传播的对流系统是由山地波触发形成,由于山顶附近的对流系统较强,随后可以破坏山地波形势。

### 3.4 下坡稳定和下游传播共存对流模态(流域 IV)

对于更大的  $Fr$  数,例如  $Fr$  取 0.88( $U=15$  m/s),对流系统的传播模态可以划分为由重力波破碎产生

的下坡稳定和下游传播共存的对流模态(试验3DR4)。对于基态流风速较大时,上游流场结构特征与前面讨论的几个流域中情况有一定的差异,至45分钟左右,不稳定空气抬升在山峰附近产生了对流单体(图9a和10a)。由于基态风速增加,虽然山地南北侧的山高较低,但地形抬升作用仍有所增强,相应在地地主峰的南北侧都能触发出新的对流单体,该新的对流系统与主峰附近的对流系统相似,也要经历分裂过程(图9a—9b)。由于基态流风速较大,与对流单体相伴随的地表冷空气出流经过短暂

微弱的上游扩展后,很快停止向上游的传播。至150分钟后,等熵线非常陡峭,表明此时重力波破碎(水跃)区的存在,此时由重力波破碎产生的下坡对流系统基本稳定发展起来(图10b)。至165分钟左右,下游沿地形中线存在两个主要对流单体(图略),同时在下游位于 $x=275$  km处存在一个对流系统,后者是对流单体向下游传播的结果,其强度要强于由重力波破碎形成的对流单体强度。这表明了由稳定地形流所产生的对流系统强度一般要弱于由直接抬升不稳定气流产生的对流系统。一旦稳定的地形

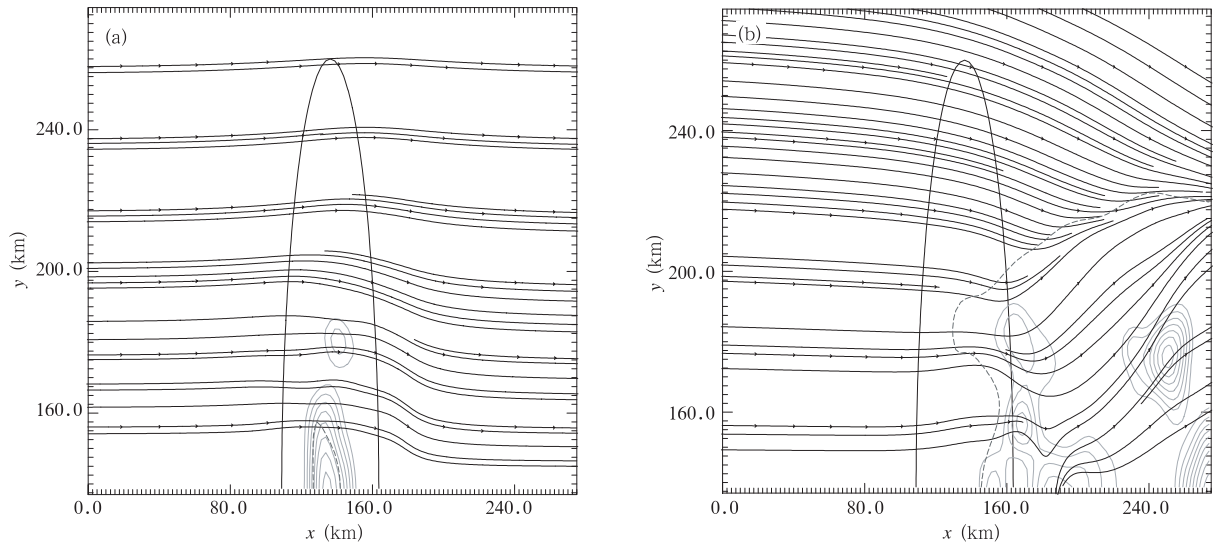


图9 试验3DR4,其他同图3 (a. 45分钟, b. 150分钟)

Fig. 9 Same as in Fig. 3, but for 3DR4 (a. 45 min, b. 150 min)

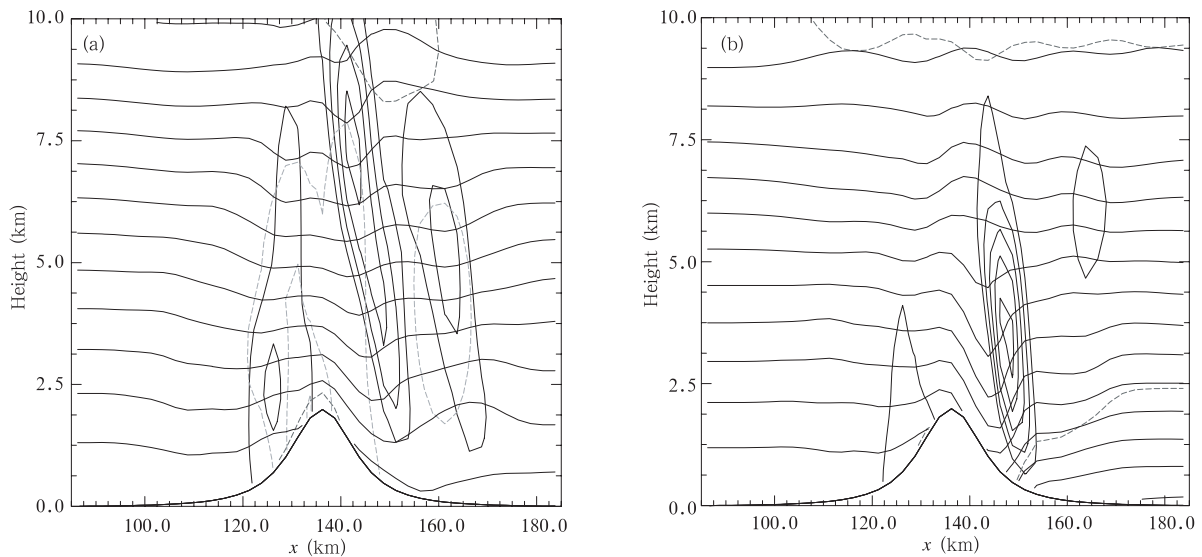


图10 试验3DR4,其他同图6 (a. 45分钟, b. 150分钟)

Fig. 10 Same as Fig. 6, but for 3DR4 (a. 45 min, b. 150 min)

流(包括上游阻挡、重力波破碎)建立起来后,对流系统的发展相对较弱,由于受到地形流的限制,也不再可能破坏地形流形势。在这一流域中,虽然地形流保留了下坡重力波破碎的特征,但地形流的上游流分离特征已被位于山顶的对流系统所破坏,而下坡重力波破碎一旦建立,对流系统就无法破坏这一较强的地形流特征。这种流域称为下坡稳定和下游传播共存对流模式。

#### 4 三维地形流与对流系统的相互作用

从上节讨论可知,根据不同  $Fr$  数,可以将条件不稳定湿大气中三维小尺度山地上空对流传播划分为 4 种模式:(1)下游传播对流模式;(2)上游传播和下游传播共存对流模式;(3)山峰附近准静止和下游传播共存对流模式;(4)下坡稳定和下游传播对流共存模式。

在较低和较高的  $Fr$  数情况下,湿条件不稳定气流过三维山地时其流场可部分保留地形流的特性:对于低  $Fr$  数( $U=25$  m/s),虽然下游触发出的对流单体,可以破坏背风涡旋,但是由于上游的辐合相对较弱,不足以触发出较强的对流系统向上游传播,地形上空流场仍显示出上游流分离的特征。所以,相对于干大气地形流,此情况保留了“上游流分离”的地形流特征。对于高  $Fr$  数时( $U=15$  m/s)情况,虽然上游流分离被破坏,但下游重力波破碎仍然可以形成,相对于干大气地形流来说,它保留了“下游重力波破碎”的地形流特征。在中等  $Fr$  数情况下,干大气的地形流结构可以被完全破坏,控制湿条件不稳定气流过山形成的对流系统的动力学机制主要表现为对流单体的触发和传播特性,此时地形流的作用相对较小。所以,在中等  $Fr$  数情况下,地形流与对流系统之间相互作用对于地形上空流动特征更为重要。

为了进一步了解在湿条件不稳定气流过三维地形时,地形流与对流系统的相互作用问题,针对中等  $Fr$  数时情况(流域 II,  $U=5$  m/s,  $Fr$  为 0.30)进行进一步的试验。首先,考虑无地形条件下,初始热泡触发的对流传播特征,即自由对流的传播特征。这里启动对流的热泡设计类似与地形扰动,其位置位于计算区域中心,高度为 2 km,温度扰动强度为 4 K。在无地形条件下,大约在 30 分钟左右对流系统被触发,地面出现强烈的辐合(图略)。至 45 分钟

左右冷空气出流已经充分形成,向外传播。至 105 分钟时,对流系统开始分裂,由于上游气流提供了更多中层流入,因此上游的对流系统发展更强。随着地面处密度流范围的进一步扩大,对流系统分别向上游和下游传播(图略)。显然,在无地形作用下,对流自由发展,在一定的时间后,出现向上游和下游的传播。当有地形作用后,由于地形作用,相应要形成地形流,例如上游分离、背风涡旋以及下游的重力波破碎等,这些地形流将对流的触发、发展产生影响,同样对流发展后在一定程度上要改变地形流的结构,这种共同的作用决定了地形上空的对流系统性质。

为了进一步考察地形流与对流系统之间是如何相互作用的? 分别设计了试验 3DR2-WH1 和 3DR2-WH3,在这两个试验中的各种参数与试验 3DR2 相同,但分别积分 60 分钟(试验 3DR2-WH1),180 分钟(试验 3DR2-WH3)干大气过程后再加入与 3DR2 相同的水汽条件。显然,在干大气条件下,在积分 60 分钟或者 180 分钟后,将先后出现地形流结构,例如上游流分离、背风涡旋或者背风侧的重力波破碎等形成。然后这些地形流结构与对流系统进行相互作用。

在试验 3DR2-WH1 中,其参数条件与 3DR2 相同,相应于干大气条件下积分 1 小时后,出现地形流的基本特征:上游流分离已经形成(图 11a)。当水汽加入后,虽然上游流分离已出现,上游阻挡也有所增强,但仍不足以在上坡触发、形成强烈的对流系统,这与低  $Fr$  数试验 3DR1 相类似,相反对流系统首先在下坡背风涡旋附近触发而生成(图 11a, 12a),一旦该对流系统生成后,由于此时背风涡旋强度较弱,对流单体的强烈上升运动可以导致背风涡旋的消失。随后该对流系统也出现分裂过程,这与无地形条件下的对流系统分裂过程有类似之处,其中分裂出的一个对流单体将向北移动并减弱,而在靠近地形中轴线附近的另一对流单体则因中层流入而得到较大加强,相应其雨水含量几乎成为原始对流单体的 4 倍(图 11b),同时该对流系统可使山地波减弱(图 12b)。随后加强的对流单体与其对应的密度流一起沿地形下坡向下游运动,较弱的对流单体此时又从对流单体主体中分离,并向北移动。至 270 分钟左右,上游对流系统在上坡接近山峰附近产生(图 11c, 12c)。对于上坡对流系统形成,有着



不同的形成机制,Chen 等(2004)认为上游准静止对流系统很大程度上是由于基态来流与较强的栅栏风(barrier wind)之间的辐合所产生。对较大尺度地形,基态来流与由于 Rossby 效应形成的栅栏风之间的辐合在低  $Fr$  数区域内对上游降水才起到较大作用。而对小尺度地形,在地形流存在的情况下,上游流分离极其伴随生成的凝滞点对上坡对流的产生和发展传播的作用才是关键性的。Jiang(2003)认为在均一静力稳定度气流过山时上游存在两个凝滞点( $S_1$  与  $S_2$ )。在上游两个凝滞点之间产生的反转流和基态来流间的辐合可以导致上游降水的产生。

而在本文情况下,该类辐合较弱,对流系统形成与回流和来流之间的辐合无关,而是与靠近山峰的凝滞点( $S_2$ )产生向上游的爬升气流导致对流发展。在本文中,上坡对流系统形成后,基本在上坡保持准静止状态,虽然有绕流的出现,该对流系统并没有象试验 3DR2 一样得到两侧气流的辐合加强,也没有形成较强的密度流向上游传播。似乎在风速不高的情况下,上游绕流反而能够阻挡对流系统的上游传播。而在下游对流系统远离山地之后,山地波又重新恢复(图 12c—12d)。显然,在试验 3DR2-WH1 中,对流发展前其上游流分离过程已经建立相对完

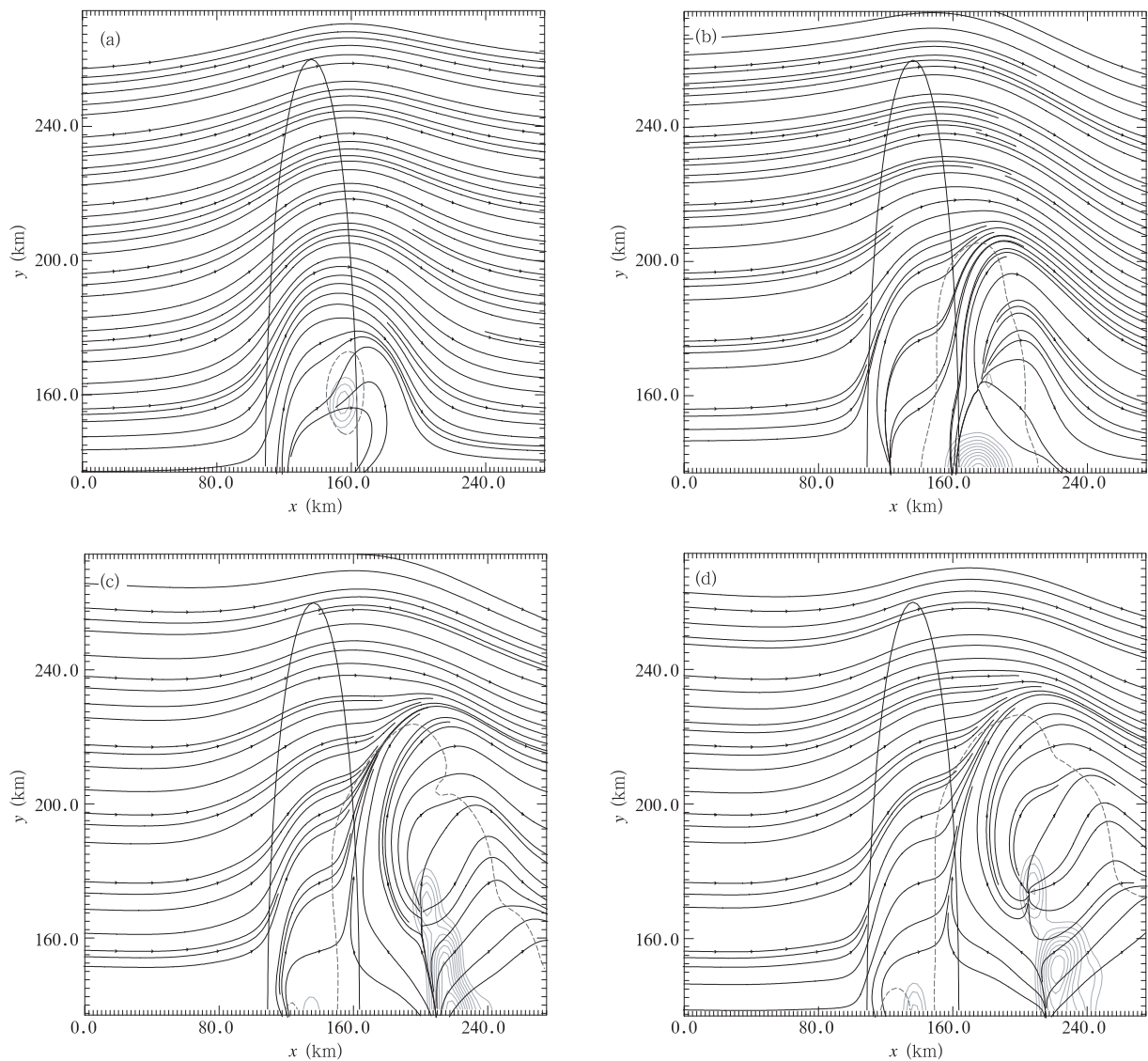


图 11 试验 3DR2-WH1,其他同图 3 (a. 135 分钟, b. 195 分钟, c. 270 分钟, d. 285 分钟)

Fig. 11 Same as in Fig. 3, but for 3DR2-WH1 (a. 135 min, b. 195 min, c. 270 min, d. 285 min)



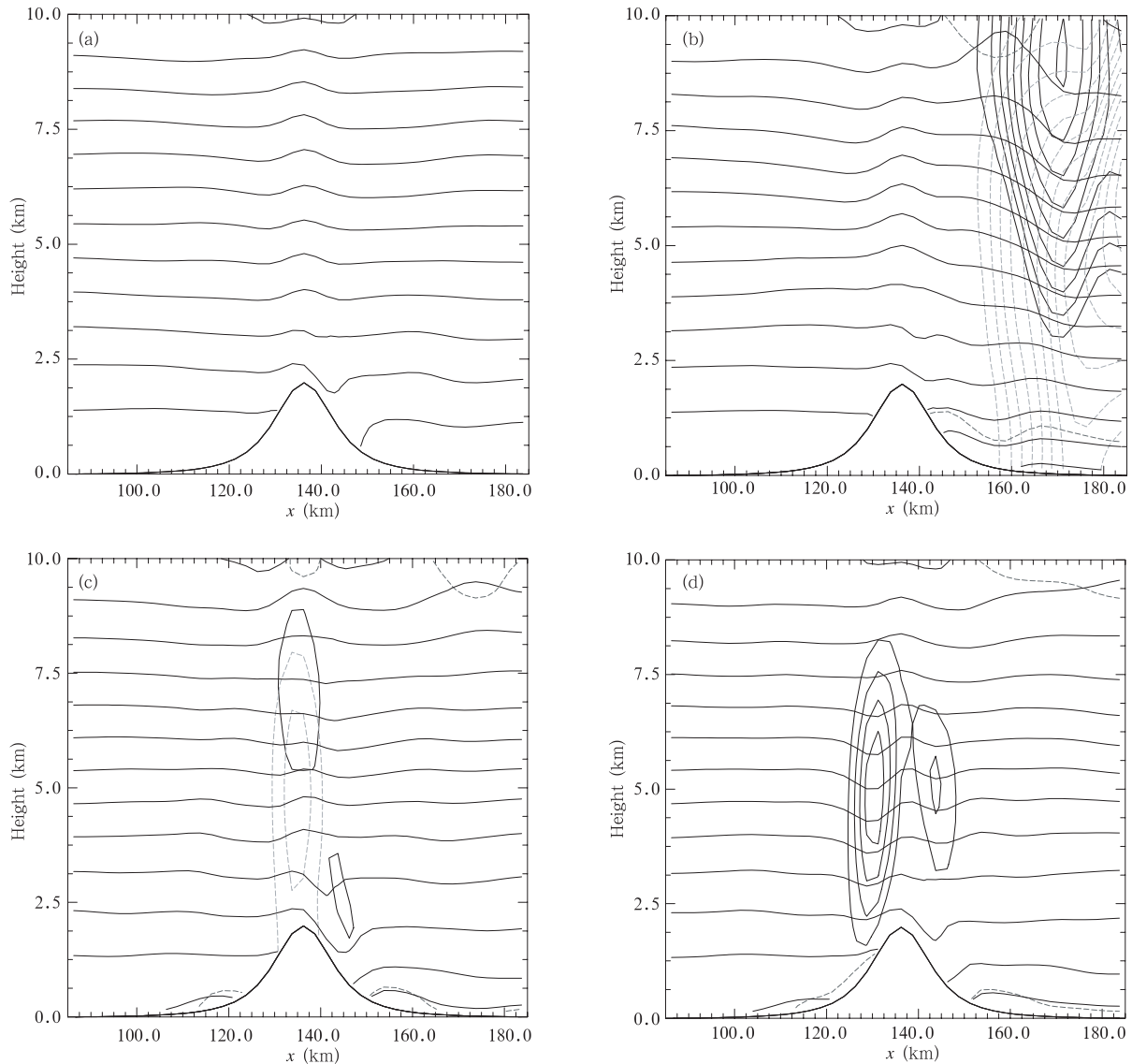


图 12 试验 3DR2-WH1, 其他同图 6 (a. 135 分钟, b. 195 分钟, c. 270 分钟, d. 285 分钟)

Fig. 12 Same as in Fig. 6, but for 3DR2-WH1 (a. 135 min, b. 195 min, c. 270 min, d. 285 min)

整,而背风涡旋刚刚建立,其相对强度较弱。地形流分离过程中在上坡建立的凝滞点对于坡前对流的触发起了非常重要的作用,同时,由于背风涡旋触发的下坡对流,反过来可以导致背风涡旋的破坏,所以,在背风侧主要反映出自由对流的特征,其中包括对流的分裂过程。

当干大气条件先积分 3 h 后再加入与 3DR2 相同的水汽条件(试验 3DR2-WH3),显然在干大气条件积分 3 h 后,地形流结构基本形成;除了地形上游流出现分离外,这与试验 3DR2-WH1 相似外,在其下游已经出现背风涡旋(图略)。由于地形性对流的触发位置与地形流结构有关,所以,此时加入水汽,

相应背风涡旋的北方对流系统可以迅速发展起来。至 270 分钟时,背风涡旋结构可以被迅速发展的对流系统完全破坏。在破坏背风涡旋之后,其地形性对流的发展与试验 3DR2-WH1 中的情况相似:对流单体依然经历分离过程,向南移动的对流单体,由于靠近地形中轴线附近的辐合更强而得到加强。与试验 3DR2-WH1 不同是:由于在 3DR2-WH3 中触发的对流系统离中轴线较远,相应山地波几乎没有受到影响(图略);另外,由于上游阻挡充分发展起来后,上游来流减速更多,无法在上游产生更强的抬升运动,而触发出新对流,所以,在试验 3DR2-WH3 中上游并没有产生对流系统(图略)。显然,不同地

形流结构可以导致不同对流触发机制与传播特征。

事实上,在地形存在的情况下,有两种动力学机制可以触发对流,一种是由地形直接的抬升或减速作用,另一种则是地形流形成后由于地形流结构本身的特性,如上游阻挡形势形成后流的反转作用、背风涡旋或者下坡重力波破碎触发等导致对流产生。前者触发产生的对流强度相对要强,在较大的  $Fr$  数情况下,一旦对流生成就能够破坏上游和下游的地形流形势,即上游流分离和背风涡旋。

从地形流的角度来考虑,在三维情况下地形流的特征主要包含上游流分离,背风涡旋以及下游重力波破碎。对于上游流分离,一旦  $Fr$  数足够大,山顶附近抬升或减速产生的对流系统就会破坏分离形势,使气流越山。对于背风涡旋,可以被背风涡旋生成过程中产生的对流系统破坏,同样可以直接被山顶附近强大的对流系统所破坏,完全无法形成。对于重力波破碎,则可以生成,一般不会被破坏。

从以上结果中可以看到,湿条件不稳定湿空气过三维地形中形成的对流系统是一个相当复杂的过程。一方面,相对与干地形动力学过程来说, $Fr$  数并非控制空气质团行为的唯一因素。对小尺度的三维地形,相对较高 CAPE 情况下地形强迫作用形成的对流更具有热泡触发出的对流系统的特征。所以,在这种相互作用过程中,对流系统的流场结构可以被地形所调整,而地形流的流场可以被对流系统所调整。

## 5 CAPE、地形水平形态比的影响作用

### 5.1 初始 CAPE 影响作用

Chen 等(2004)对较大尺度地形低分辨率模拟的结果表明,降低初始基态的 CAPE 值可以使原先的  $Fr$  数流域或者模态向相应较高的  $Fr$  数流域或者模态转化,但该结论是否对三维小尺度地形同样有效。为了研究初始 CAPE 值对地形流与对流系统相互作用的影响,针对上节讨论的流域 II ( $Fr=0.3, U=5 \text{ m/s}$ ) 情况,将初始表面湿度由 100% 调整为 96%,相应初始 CAPE 由 2147 J/kg 降低为 1849 J/kg,进行试验(3DR2-CAPE)。图 13 为低 CAPE 情况下地面流场随时间的变化。直到至 105 分钟时,山峰附近的垂直上升运动才触发对流系统产生(图 13a),且对流相对较弱。此时上游绕流已经基本形成,与降水相对应的地面冷空气流出随基流向下游运动,出现在下坡处。而在高 CAPE 情况下,对流系统一旦在山坡附近生成,便随密度流向下游传播。在低 CAPE 情况下,冷空气出流与山峰附近的对流系统分离,在下游的传播过程中,冷空气出流也没有与对流系统相联系起来。至 120 分钟左右,对流系统很快减弱消散,但该对流系统仍然减缓了背风涡旋的生成。直至 255 分钟,背风涡旋才在下游形成(图 13b)。从上面的结果分析表明,低 CAPE 的基态流似乎无法支持强对流系统的进一步发展,地形流的发展占据控制地位。随着山峰附近对流系

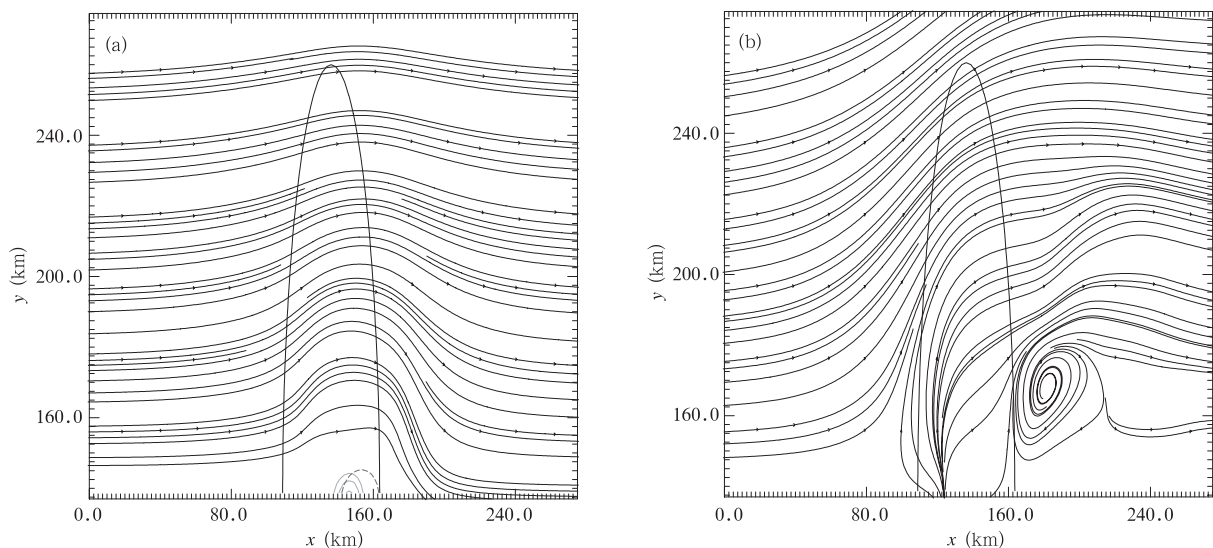


图 13 试验 3DR2-CAPE,其他同图 3 (a. 105 分钟, b. 255 分钟)

Fig. 13 Same as in Fig. 3, but for 3DR2-CAPE (a. 105 min, b. 255 min)

统的消散,上游流分离和背风涡旋仍然可以形成,这与 3DR2 试验有较大的差异,显然,初始 CAPE 同样对于地形对流特征有较大的影响。当基态风速加大至 10 m/s,相应  $Fr$  为 0.5,它对应于上节讨论的流域Ⅲ,此时对于相同的 CAPE 值(1849 J/kg)无法产生地形流,自由对流发展占据控制地位,只有再次降低 CAPE 值达到 1043 J/kg,才可能出现地形流结构。

从上述分析,可知低  $Fr$  数高 CAPE 和低 CAPE 高  $Fr$  数之间的相似性似乎与 Chen 等(2004)的结论并不一致。他们认为降低的 CAPE 值会使上游传播模态转化成为更高  $Fr$  数传播模态。然而上述结果表明,较低的初始 CAPE 可以有利于地形流的形成,而对流单体对地形流的影响相对较弱,此时的流场与低  $Fr$  数( $U=2.5$  m/s)更为相似。所以,初始基态 CAPE 的影响不不仅仅体现在对流系统的传播方面,同时它也体现在对流系统的产生。一旦湿条件不稳定气流在过山过程中由于抬升而迅速在山峰附近产生较强的对流系统,则会对整体地形流场产生相当大的影响。对于低 CAPE 的不稳定基态流,由于提供的对流有效位能较小,无法支持足够强大的对流系统发展起来,因此地形强迫形成的对流系统在相对较短的时间内可以消散,相应施加在地形流上的影响更小,从而有利于地形流的充分发展。

在由对流主导的流场形势向地形流主导的流场形势转变时,其转化似乎是非常突然的,不同的风速

对应着不同的临界 CAPE 值。在地形流占主导地位的形势下,逐渐增加 CAPE,一旦超过某一临界值,对流系统迅速发展,则会完全改变流场形势,破坏地形流。

## 5.2 地形水平形态比的影响作用

对于过程中的地形流而言,地形形态比对背风侧重力波破碎的出现有着重要影响作用。当形态比( $b/a$ )降至一定值时,下游重力波破碎将消失,地形流域将转化为小振幅波动。下面将重点讨论湿条件不稳定大气流过三维小尺度地形情况下水平形态比对地形对流的影响作用。试验仍将集中于低  $Fr$  数区域,例如,流域Ⅱ,将水平形态比从 2 变化到 5。这里仅仅给出形态比为 2 的结果(试验 3DR2-MB,图 14),其他参数与试验 3DR2 完全一致。比较试验 3DR2-MB 与 3DR2,可以发现在 3DR2-MB 中冷空气流出的边缘更趋向为圆形曲线(图 14a、14b)而非椭圆形曲线(图 5b、5c),两侧的地形影响范围更小。另外,在 3DR2-MB 中位于山峰附近的对流系统保持了准静止状态,而非向下游传播。这是由于减少了南北方向的地形长度,导致两侧地形的影响作用减少,在对流系统形成后,上游更多的气流从山地两侧流过,而不是因为受到两侧地形的阻挡而向对流系统辐合(如 3DR2 试验),相应上游辐合的减少导致对于对流单体发展和传播有重要作用的中层流入大大减少,因此对流单体无法向上游传播,更倾向准静止于山峰附近。

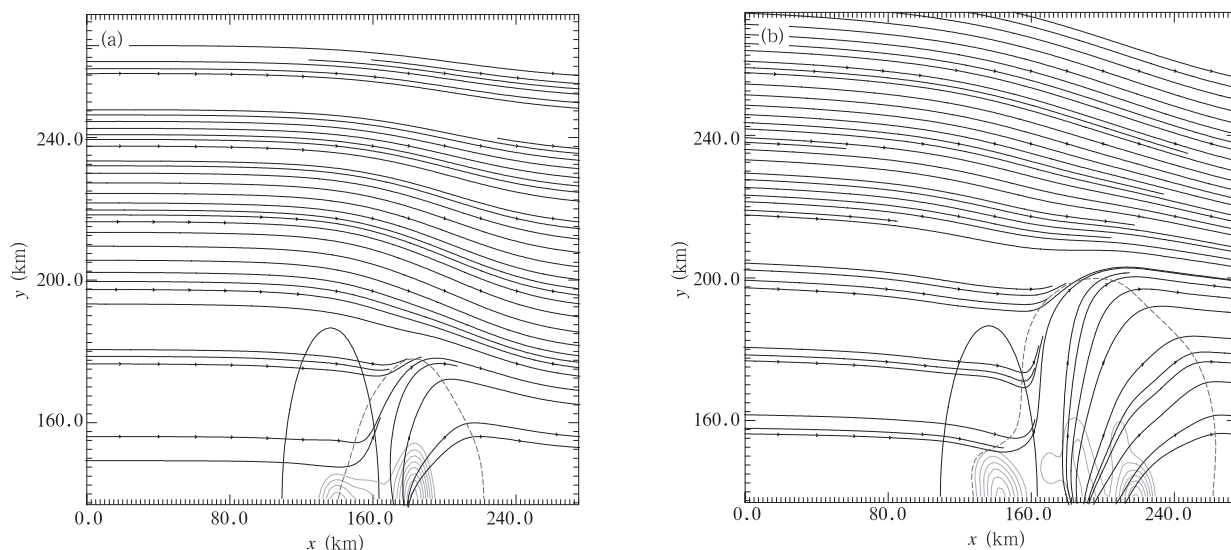


图 14 试验 3DR2-MB,其他同图 3 (a. 105 分钟, b. 150 分钟)

Fig. 14 Same as in Fig. 3, but for 3DR2-MB (a. 105 min, b. 150 min)

## 6 结 论

本文主要讨论了条件不稳定湿大气的气流过三维小尺度地形过程中地形上空对流的形成与传播特征以及三维地形流与对流系统相互作用问题。对于较高的初始 CAPE 不稳定气流的流场形式更多地表现出对流单体的影响而并非地形流的特征。地形流的典型特征,比如上游流分离和背风涡旋,往往由于地形触发的强对流无法形成。换言之,由地形触发的强对流系统可以破坏地形流的形成。显然,在此情况下,除了  $Fr$  数地形流动力学结构具有一定的控制作用,要充分考虑对流系统本身特征,更要重视对流系统与地形流本身的相互作用过程对山地上空的对流及其流动的影响。当然,在较高  $Fr$  数区域内,下游重力波破碎(水跃现象)依然存在,这也表明下游非线性地形流现象受对流影响较小。

对于较小尺度三维地形来说,根据基态风速( $Fr$  数)可以将湿大气条件不稳定气流过山触发的对流系统的传播分为以下 4 个流域:(1)对流下游传播模态;(2)对流上游和下游传播共存模态;(3)山峰附近的准静止模态和下游传播共存模态;(4)下坡稳定对流和下游传播共存模态。这 4 种不同流域性质,与 Chen 等(2004)提出的 3 种流域明显不同,其差异主要与地形上空对流触发机制以及这些对流与地形流、重力波的相互作用过程明显不同有关。

低 CAPE 情况的数值试验表明,低 CAPE 对应了更低的  $Fr$  数流域,由此说明初始 CAPE 并不完全只控制对流系统发展、传播,同时对于对流单体的触发也有重要影响。而后者可以对对流系统的分布也有较大的影响。同时,对于不同的基态风速,可能对应不同的 CAPE 临界值,一旦突破这一临界值,地形流形势会遭到破坏,对流系统占据主导作用,地形仅仅影响对流单体的传播和发展。地形水平形态比更小的地形,对流系统更少受到地形的影响。当然 CAPE 与地形是如何影响湿过程流域划分仍然是未来研究的重点,试图构造出一个完整量化的参数空间来描述对流与地形流之间的相互作用关系仍然还有许多问题需要进一步的研究。

## References

- Barcilon A, Fitzjarrald D. 1985. A nonlinear steady model for moist hydrostatic mountain waves. *J Atmos Sci*, 42: 58-67
- Bruinjes R T, Clark T L, Hall W D. 1994. Interactions between topographic airflow and cloud/precipitation development during the passage of a winter storm in Arizona. *J Atmos Sci*, 51: 48-67
- Chen S H, Lin Y L. 2005. Orographic effects on a conditionally un-

- stable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteor Atmos Phys*, 88: 1-21
- Chu C M, Lin Y L. 2000. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective system in a two-dimensional conditionally unstable low. *J Atmos Sci*, 57: 3817-3837
- Doyle J D, Smith R B. 2003. Mountain waves over the Hohe Tauern: influence of upstream diabatic effects. *Quart J Roy Meteor Soc*, 129: 799-823
- Durrán D R, Klemp J B. 1982. The effects of moisture on trapped mountain lee waves. *J Atmos Sci*, 39: 2490-2506
- Durrán D R, Klemp J B. 1983. A compressive model for the simulation of moist mountain waves. *Mon Wea Rev*, 111: 2725-2742
- Durrán D R. 1990. Mountain waves and downslope winds//Blumen W. In *Atmospheric Process over Complex Terrain*. Lancaster Press, PA, 59-81
- Emanuel K A. 1994. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580 pp
- Epifanio C C, Durrán D R. 2001. Three-dimensional effects in high-drag-state flows over long ridges. *J Atmos Sci*, 58: 1051-1065
- Epifanio C C, Durrán D R. 2002. Lee-vortex formation in free-slip stratified flow over ridges part I: comparison of weakly nonlinear inviscid theory and fully nonlinear viscous simulation. *J Atmos Sci*, 59: 1153-1165
- Jiang Q F, Smith R B. 2003. Gravity wave breaking in two layer hydrostatic flow. *J Atmos Sci*, 60: 1159-1172
- Jiang Q F. 2003. Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus*, 55A: 301-316
- Klemp J B, Lilly D K. 1975. The dynamics of wave induced downslope winds. *J Atmos Sci*, 32: 320-339
- Lin Y L, Deal R L, Kulie M S. 1998. Mechanisms of cell regeneration, development and propagation within a two-dimensional multicell storm. *J Atmos Sci*, 55: 1867-1886
- Lin Y L, Wang T A. 1996. Flow regimes and transient dynamics of two-dimensional stratified flow over an isolated mountain ridge. *J Atmos Sci*, 53: 139-158
- Queney P. 1948. The problem of air flow over mountain; A summary of theoretical studies. *Bull Amer Meteor Soc*, 29: 16-26
- Rotunno R, Ferretti R. 2001. Mechanism of intense Alpine rainfall. *J Atmos Sci*, 58: 1732-1749
- Rotunno R, Ferretti R. 2003. Orographic effects on rainfall in MAP cases IOP 2b and IOP 8. *Quart J Roy Meteor Soc*, 129: 373-390
- Scorer R S. 1949. Theory of waves in the lee of mountains. *Quart J Roy Meteor Soc*, 75: 41-56
- Smith R B, Skubis S, Doyle D, et al. 2002. Mountain waves over Mont Blanc: influence of a stagnant boundary layer. *J Atmos Sci*, 59: 2073-2092
- Smith R B. 1979. The influence of mountains on the atmosphere//Saltzman B. In *Adv. in Geophy.* NY: Academic Press, 21: 87-230
- Smolarkiewicz P K, Rotunno R. 1989. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles part 1: baroclinically generated lee vortices. *J Atmos Sci*, 46: 1154-1164
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R. 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. *J Atmos Sci*, 45: 1990-2013
- Xue M, Dregomier K K, Wong V, et al. 1995. ARPS version 4.0 user's guide. Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), Univ of Oklahoma, U. S
- Zangl G. 2003. Orographic gravity waves close to the nonhydrostatic limit of vertical propagation. *J Atmos Sci*, 60: 2045-2063