

# 干湿地表的湍流特征及其对深对流影响的大涡模拟\*

张璐<sup>1,2</sup> 黄倩<sup>1</sup> 张宏昇<sup>2</sup> 张强<sup>3,4</sup> 田红瑛<sup>1</sup>

ZHANG Lu<sup>1,2</sup> HUANG Qian<sup>1</sup> ZHANG Hongsheng<sup>2</sup> ZHANG Qiang<sup>3,4</sup> TIAN Hongying<sup>1</sup>

1. 兰州大学大气科学学院, 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州, 730000
  2. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 气候与海-气实验室, 北京, 100871
  3. 中国气象局兰州干旱气象研究所/甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室/中国气象局干旱气候变化与减灾重点开放实验室, 兰州, 730020
  4. 甘肃省气象局, 兰州, 730020
1. *Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China*
  2. *Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871, China*
  3. *Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration (CMA); Key Laboratory of Arid Climatic Change and Reducing Disaster of Gansu Province; Key Open Laboratory of Arid Climatic Change and Disaster Reduction of CMA, Lanzhou 730020, China*
  4. *Gansu Meteorological Bureau, Lanzhou 730020, China*

2020-06-29 收稿, 2021-04-09 改回.

张璐, 黄倩, 张宏昇, 张强, 田红瑛. 2021. 干湿地表的湍流特征及其对深对流影响的大涡模拟. 气象学报, 79(4): 659-673

Zhang Lu, Huang Qian, Zhang Hongsheng, Zhang Qiang, Tian Hongying. 2021. Large eddy simulation of turbulence effects on deep convection triggering over dry and wet surfaces. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(4):659-673

**Abstract** Using the Met Office large eddy model (LEM), a series of boundary-layer convection and deep convection experiments are performed to examine the characteristics of turbulence and deep convection triggering mechanism under different initial potential temperature and specific humidity conditions over wet and dry surfaces. Model results indicate that the mixed layer is warmer and drier over dry surface with a larger depth, and the opposite is true over wet surface. Because the surface sensible heat flux is more efficient in the formation of thermal turbulence, turbulent mixing and entrainment are stronger over dry surface, making the water vapor mixing ratio and equivalent potential temperature more uniform within the convective boundary layer (CBL) but a greater negative disturbance at the top of the CBL. The convection structure is the same as the bubble-like convection with a horizontal net-like structure over both wet and dry surfaces, but more vigorous over dry surface. The triggering of deep convection over different surfaces varies dramatically with the initial atmospheric condition. With weak atmospheric inversion (0.15 K/(100 m)) in the 1–3 km layer, deep convection first occurs over dry surface, but the accompanied clouds are thinner than those over wet surface because of the smaller convective available potential energy. Increasing the inversion intensity in the 1–3 km to 0.55 K/(100 m) not only delays the formation of clouds, but also decreases the cloud thickness. Only when combined with high initial specific humidity at the top of the CBL, can deep convections occur, also first over dry surface, and the associated clouds are thicker as a result of a significant cooling of the CBL top.

**Key words** Wet and dry surfaces, Initial thermal and humidity profiles, Characteristics of turbulence, Deep convection, Large eddy simulation

\* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41775013、41875046、91837209)、第二次青藏高原综合科学考察项目(2019QZKK0105)、新疆维吾尔自治区高层次人才(柔性)人才引进项目(2018)。

作者简介: 张璐, 主要从事大气边界层与大气环境研究。E-mail: luzhang19@pku.edu.cn

通信作者: 黄倩, 主要从事大气边界层及大涡模拟研究。E-mail: qianhuang@lzu.edu.cn

**摘要** 利用大涡模式模拟了对流边界层结构演变以及深对流触发过程。通过改变鲍恩比的敏感性试验研究不同大气初始状况下湿润和干旱下垫面湍流特征及其对深对流触发过程的影响。结果表明: 干旱下垫面的混合层干而暖, 厚度较大; 湿润下垫面相反。由于地表感热通量对热力湍流形成的作用更大, 干旱下垫面上湍流混合和夹卷作用更强, 使得水汽和相当位温在边界层内分布更均一, 而在边界层顶有较大的负扰动; 干旱下垫面上对流强度较湿润下垫面大, 但均表现为泡状对流, 水平方向上呈网状结构。不同下垫面上深对流的发生与大气初始状况有关, 当初始时刻 1—3 km 的逆温强度较弱时 ( $0.15 \text{ K}/(100 \text{ m})$ ), 边界层内湍流迅速发展, 深对流首先在干旱下垫面发生, 但因对流有效位能较小, 云层厚度小于湿润下垫面。当 1—3 km 的逆温强度增加到  $0.55 \text{ K}/(100 \text{ m})$  时, 云层形成时间较晚, 云层厚度明显减小, 仅当边界层顶的比湿较大时, 有深对流发生, 但仍首先发生在干旱下垫面, 考虑贯穿对流在边界层顶引起的较强冷却作用, 云层厚度大于湿润下垫面。

**关键词** 干、湿地表, 初始温、湿度廓线, 湍流特征, 深对流, 大涡模拟

中图法分类号 P421

## 1 引言

土壤湿度与降水的相互作用是气候系统中的一个重要过程(张人禾等, 2016; 张述文等, 2016), 它不仅与突发、多发的中尺度灾害天气过程相联系, 而且还影响到不同空间尺度的水循环, 尤其是在干旱半干旱地区的表现更加显著(Taylor, et al, 2012; 张强等, 2019)。影响土壤湿度与降水相互作用的关键在于土壤湿度如何通过地表能量分配、边界层过程以及与云的耦合影响深对流触发(Dirmeyer, et al, 2014; Santanello, et al, 2018)。

目前, 中外许多学者认为深对流触发主要存在两种可能的作用机制。第一种机制主要考虑中尺度环流的作用。模式研究(Adler, et al, 2011; Maronga, et al, 2013; Rieck, et al, 2014; Kang, 2016; Lee, et al, 2019)表明: 在适当的大尺度流场条件下, 土壤湿度的非均匀分布可引发二级环流, 低层大气的水平辐合使上升运动加强, 空气块很容易被抬升到自由对流高度并释放对流有效位能, 有利于深对流的触发。这种情况的深对流多形成于相对干旱的地区, 并被许多观测研究证实(Taylor, et al, 2010, 2012; Taylor, 2015)。第二种机制侧重于边界层热力学演变。土壤湿度的不同导致地表感热和潜热通量分配的不同, 使地表向边界层输送的热量和水汽存在差异, 影响边界层温、湿度结构和演变规律, 进而影响深对流触发。利用一维边界层模式, 发现深对流首先发生于湿润或是干旱下垫面很大程度上取决于模式设置的大气初始状况(Ek, et al, 1994; Findell, et al, 2003; Gentine, et al, 2013; Tawfik, et al, 2015; Yin, et al, 2015; Bhowmick, et al, 2018)。然而, 由于“土壤湿度—边界层过程—深对流发生”物理过程十分复杂(Ford, et al,

2015; Guillod, et al, 2015; Tuttle, et al, 2016; Santanello, et al, 2018; 栾澜等, 2018), 受大气初始状况影响的深对流触发机制尚未得到系统理论解释。以往的研究多集中于土壤湿度的非均匀分布对深对流的影响(Maronga, et al, 2013; Kang, 2016; Cao, et al, 2018), 侧重于二级环流的动力作用。较少探讨湍流作用下大气边界层如何响应土壤湿度变化、如何传递并导致深对流触发, 以及初始大气温湿状况对干、湿地表上深对流形成和发展的影响等。

利用大涡模式模拟研究水平均匀的湿润和干旱下垫面上湍流的结构特征以及深对流的形成和演变过程, 通过改变不同大气初始状况下地表鲍恩比的敏感性数值试验, 研究不同初始大气状况下湿润和干旱下垫面对对流边界层结构、湍流特征、对流形式和强度以及各气象要素水平分布的影响, 并进一步探讨湿润和干旱下垫面上深对流的触发机制和演变过程。鉴于深对流触发一直是数值天气预报的瓶颈问题, 该研究结果有助于对灾害对流天气预报能力的提高, 以及区域尺度到全球尺度的边界层参数化方案和积云对流参数化方案的改进。

## 2 大涡模式及数值试验

采用的大涡模式是英国气象局的 Large Eddy Model(LEM, Version 2.4)(Gray, et al, 2001)。LEM是一种高分辨率、非静力平衡大气数值模式, 它利用谱滤波方式对 Navier-Stokes 方程组求网格体积平均, 从而准确求解大尺度湍流涡旋的运动, 而对于小尺度湍流通量和湍流能量采用 Smagorinsky-Lilly 次网格模型进行模拟(黄倩等, 2014)。LEM的三相云微物理参数化方案中包含了 34 种水在不同相态之间转化的微物理过程。

LEM可以模拟湍流和边界层干、湿对流过程(包括浅层对流和层积云)(Huang, et al, 2010; 王蓉等, 2015; 任燕等, 2018; Huang, et al, 2018; 张蕴帅等, 2021),也可用于研究中尺度对流系统的降水对流云问题(Sang, et al, 2018)。

本研究设计了6组采用不同初始温、湿度廓线的湿润和干旱下垫面试验进行对比,利用大涡模式模拟边界层对流和深对流(表1),试验名称的第1个字母表示对流类型: B为边界层对流, D为深对流;第2个字母表示下垫面类型: W为湿润下垫面, D为干旱下垫面;第3个字母表示初始位温;第4个字母表示初始比湿。所有试验均采用Arakawa-C交错网格,水平方向上为50×50个等距网格,垂直方向为120层上疏下密的张弛网格,结合边界层对流和深对流的时空尺度和模式特点(Agee, et al, 1999; Findell, et al, 2003; 张强等, 2008, 2019; Kang, 2016; Cioni, et al, 2017; Wang, et al, 2019; 王蓉等, 2019; 张蕴帅等, 2021),两类试验的模拟区域、模拟高度、水平分辨率和模拟时长的设置如表2所示;根据实际大气在清晨的温湿分布特征,图1给出了理想初始位温和比湿廓线,在0.9 km以上设置3个不同强度的逆温层(表3)。本研究只考虑热力湍流的作用,初始风场设置为0。根据地表

能量平衡理论,有

$$R_n = H + LE + G + \Delta Q \quad (1)$$

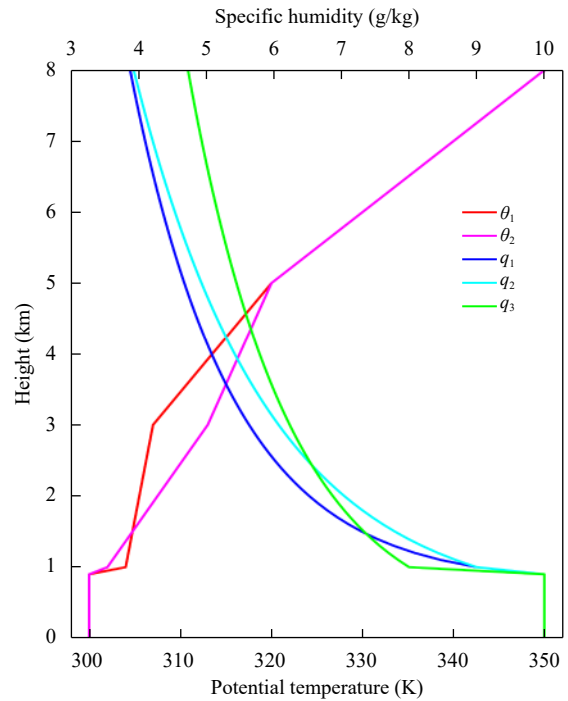


图1 初始位温 ( $\theta_1, \theta_2$ ) 廓线和比湿 ( $q_1, q_2, q_3$ ) 廓线  
Fig. 1 Initial profiles of potential temperature ( $\theta_1, \theta_2$ ) and specific humidity ( $q_1, q_2, q_3$ )

表1 不同初始位温廓线( $\theta_1, \theta_2$ )和比湿廓线( $q_1, q_2, q_3$ )条件下湿润和干旱下垫面的边界层对流和深对流试验  
Table 1 Experiments for boundary-layer convection and deep convection cases initialized by different potential temperature( $\theta_1, \theta_2$ )and specific humidity( $q_1, q_2, q_3$ )profiles over wet and dry surfaces

对流类型	下垫面	$\theta_1 q_1$	$\theta_1 q_2$	$\theta_1 q_3$	$\theta_2 q_1$	$\theta_2 q_2$	$\theta_2 q_3$
边界层对流(B)	湿润(W)	BW $\theta_1 q_1$	BW $\theta_1 q_2$	BW $\theta_1 q_3$	BW $\theta_2 q_1$	BW $\theta_2 q_2$	BW $\theta_2 q_3$
	干旱(D)	BD $\theta_1 q_1$	BD $\theta_1 q_2$	BD $\theta_1 q_3$	BD $\theta_2 q_1$	BD $\theta_2 q_2$	BD $\theta_2 q_3$
深对流(D)	湿润(W)	DW $\theta_1 q_1$	DW $\theta_1 q_2$	DW $\theta_1 q_3$	DW $\theta_2 q_1$	DW $\theta_2 q_2$	DW $\theta_2 q_3$
	干旱(D)	DD $\theta_1 q_1$	DD $\theta_1 q_2$	DD $\theta_1 q_3$	DD $\theta_2 q_1$	DD $\theta_2 q_2$	DD $\theta_2 q_3$

表2 边界层对流和深对流试验的模拟范围、水平分辨率和模拟时间长度  
Table 2 Model domain, horizontal resolution and simulation period for boundary-layer convection and deep convection cases

对流类型	模拟区域	模拟高度	水平分辨率	模拟时长
边界层对流	10 km×10 km	6 km	0.2 km	8 h
深对流	100 km×100 km	10 km	2 km	12 h

表3 不同高度处初始位温( $\theta_1, \theta_2$ )的逆温强度  
Table 3 Initial inversion intensity at different heights

初始位温	高度(km)			
	0—0.9	0.9—1	1—3	3—5
$\theta_1$	0	4 K/(100 m)	0.15 K/(100 m)	0.65 K/(100 m)
$\theta_2$	0	2 K/(100 m)	0.55 K/(100 m)	0.35 K/(100 m)

式中,  $R_n$  为地表净辐射,  $H$  为地表感热通量,  $LE$  为地表潜热通量,  $G$  为土壤热通量,  $\Delta Q$  为地表能量残余。不考虑地表能量残余并忽略土壤热通量, 由于土壤湿度的差异会引起地表感热和潜热通量分配的差异, 综合夏季午后干旱和湿润下垫面的观测和模拟结果(吕世华等, 1995; 张强等, 2003; Zhang, et al, 2011; 周甘霖等, 2019), 所有试验的地表感热和潜热通量之和均取  $500 \text{ W/m}^2$ , 干旱下垫面的地表感热和潜热通量分别设定为  $400$  和  $100 \text{ W/m}^2$ , 即地表鲍恩比为  $4$ , 而湿润下垫面与此相反, 地表鲍恩比为  $0.25$ 。

模式的侧边界采用周期侧边界条件, 上、下边界采用刚性边界条件, 并在距模式顶约  $2/3$  高度以上加入 Newtonian 阻尼层, 以吸收模式上边界反射

的重力内波。模式的下边界条件由 Businger-Dyer 方案给出。为了激发湍流运动, 在初始时刻对  $1 \text{ km}$  高度以下的位温和比湿场加入  $\pm 0.2 \text{ K}$  和  $\pm 0.05 \text{ g/kg}$  的随机扰动。模式对时间和空间均采用中央差分方案进行数值计算, 积分时间步长为  $0.01 \text{ s}$ , 模拟  $1 \text{ h}$  后输出第一次数据, 以后每隔  $15 \text{ min}$  输出一次数据。

### 3 模拟结果及分析

#### 3.1 湿润和干旱下垫面边界层结构

从不同大气初始条件下湿润和干旱下垫面上平均虚位温和水汽混合比廓线  $2$  和  $6 \text{ h}$  的模拟结果(图 2)可以看出, 由于湍流作用将地表热量和水汽向上输送, 从  $2-6 \text{ h}$  平均虚位温升高, 混合层向上发展。干旱下垫面上混合层厚度较湿润下垫面大,

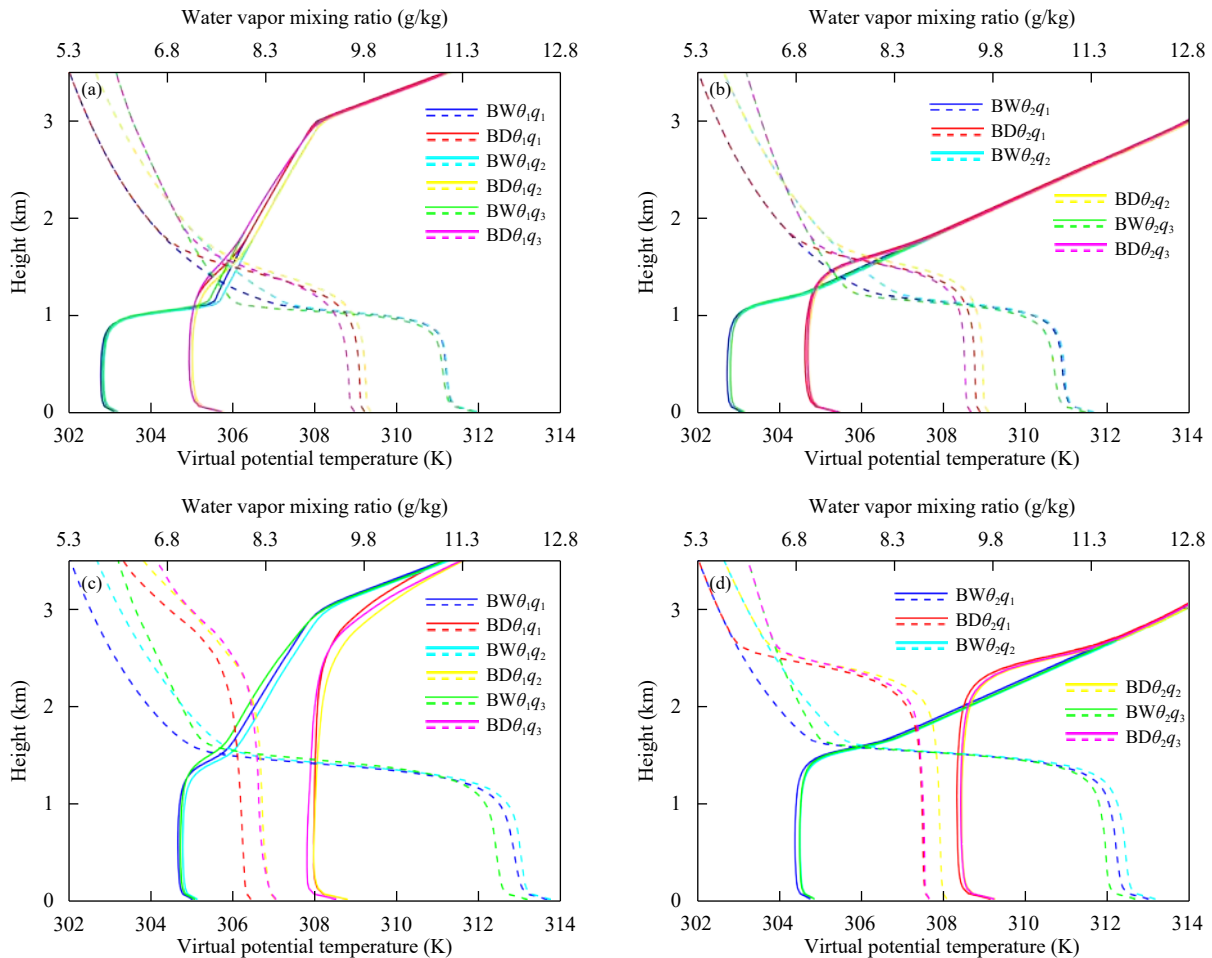


图 2 湿润和干旱下垫面平均虚位温(实线)和水汽混合比(虚线)垂直廓线  $2 \text{ h}$  (a, b) 和  $6 \text{ h}$  (c, d) 的模拟结果 (a, c,  $\theta_1$ , b, d,  $\theta_2$ )

Fig. 2 Vertical profiles of averaged virtual potential temperature (solid lines) and water vapor mixing ratio (dashed lines) over wet and dry surfaces after  $2 \text{ h}$  (a, b) and  $6 \text{ h}$  (c, d) of integration (a, c,  $\theta_1$ , b, d,  $\theta_2$ )



但后者的混合层较前者湿润。初始位温  $\theta_1$  在 0.9—1 km 是强度较大的逆温层(图 1), 逆温强度为初始位温  $\theta_2$  的 2 倍(表 3)。对比图 2a、b 发现, 2 h 后, 初始位温为  $\theta_2$  时, 湿润下垫面上混合层已经发展到 1 km 以上, 而初始位温为  $\theta_1$  时, 湿润下垫面上混合层的垂直发展受 0.9—1 km 的逆温层中较大负浮力的影响而被限制在 1 km 以下。6 h 后, 该逆温层对湿润下垫面上混合层的影响仍然存在, 而初始位温为  $\theta_1$  的干旱下垫面上较强的热力湍流使混合层在 2 h 后已经穿透该逆温层并迅速向上发展, 6 h 后混合层高度甚至接近 3 km(图 2c)。然而, 同一时间初始位温为  $\theta_2$  的干旱下垫面上混合层高度约为 2.4 km(图 2d), 这是因为初始位温  $\theta_1$  在 1 km 以上的逆温强度较小, 为边界层的发展提供了有利条件, 虽然在 3 km 以上稳定度再次增大, 但是至模式运行结束(8 h), 边界层并没有到达该高度, 所以 3 km 以上的逆温层对边界层发展的影响很小。另外, 所有试验中湍流均能贯通 0.9—1 km 高度上的逆温层, 因此, 影响边界层发展高度的关键因素为 1—3 km 的逆温强度。混合层内水汽混合比随高度升高而略减小, 尤其是混合层发展到 1 km 附近时, 由于其上水汽混合比较小, 干空气夹卷进入混合层使水汽混合比降低。干旱下垫面上混合层因垂直增长而变干, 而湿润下垫面上混合层则因较大的地表潜热通量而进一步变湿。

图 3 给出了不同大气初始状况下湿润和干旱下垫面上垂直速度、水汽混合比以及相当位温在边界层不同高度上概率密度函数(PDF)的 6 h 模拟结果。从垂直速度来看(图 3a、d、g), 其 PDF 呈正倾斜(峰值在左侧)分布, 说明上升气流强于下沉气流但下沉气流多于上升气流。到  $z_i$  高度处, 正倾斜分布更加明显, 这是因为在边界层低层, 地表加热使气块受到浮力作用而上升, 但是随高度的升高, 浮力作用减弱, 只有少量发展很强的上升气流才能到达(甚至进入)自由大气。水汽混合比的 PDF 在边界层内呈负倾斜分布(图 3e、h), Couvreux 等(2005)认为这主要与由夹卷层向下延伸的干舌有关。干舌的侵入使混合层中空气变干, PDF 表现为长尾拖向左侧, 在  $\frac{2}{3}z_i$  高度上最显著。而在边界层顶, 较强的上升运动将边界层低层湿润的空气带到较干的夹卷层, 上升运动和干空气夹卷的共同作用

使水汽混合比的 PDF 趋于平缓(图 3b), 随着高度的升高, 上升运动对水汽场产生的正扰动增大, 使得水汽混合比的 PDF 在  $1.1z_i$  高度上变为正倾斜分布(图略)。在边界层内, 相当位温受水汽影响较大, PDF 呈负倾斜分布(图 3f、i); 而在边界层顶, 受自由大气中干暖空气的夹卷作用影响, 相当位温的 PDF 分布更加平缓(图 3c)。

从图 3 还可以看出, 湿润下垫面上垂直速度的分布范围比干旱下垫面窄, 说明上升和下沉气流的强度均弱于干旱下垫面。此外, 在边界层内, 干旱下垫面上由于强烈的湍流混合作用, 水汽混合比和相当位温的分布更加集中; 而在边界层顶, PDF 的偏度值大于湿润下垫面, 表明干旱下垫面上较强的夹卷作用对水汽混合比和相当位温场产生较大的负扰动。进一步考虑初始位温的影响, 在相同的下垫面上, 边界层顶的逆温强度越弱, 越有利于边界层增长, 从而为垂直运动提供有利的发展条件, 使得边界层内较强上升和下沉速度的概率密度越大(图 3d、g); 而在边界层顶, 由于直接受逆温层的阻挡, 随着逆温强度的增大, 较强上升和下沉运动的概率密度均减小(图 3a)。同时, 初始位温通过影响边界层的高度进而影响边界层的温、湿状况, 即当地表感热(潜热)通量一定时, 边界层越低, 热量(水汽)在越薄的气层中混合, 边界层越暖(湿), 反之亦然。初始比湿对气象要素水平分布的影响较小(图略)。

### 3.2 湿润和干旱下垫面边界层对流特征

边界层内存在多种形式的对流, 如泡状对流、卷状对流等, 不同形式的边界层对流发展对深对流的触发过程也不同(Weckwerth, 2000; Huang, et al, 2009; Salesky, et al, 2017; Lee, et al, 2019)。图 4 给出了湿润(图 4a、c)和干旱(图 4b、d)下垫面上边界层对流 2 和 6 h 的模拟结果。仅在热力湍流的作用下, 湿润和干旱下垫面上对流形式基本一致, 均为泡状对流(王敏仲等, 2018)。2 h 后, 湿润下垫面对流边界层高度为 0.9 km, 上升和下沉气流排列规则。在水平方向上, 上升气流呈网状结构, 中间为下沉气流(图略)。同一时间, 干旱下垫面上上升气流和下沉气流均强于湿润下垫面, 但分布不规则, 下沉气流范围较大。随着对流发展, 湿润下垫面上热泡发生倾斜和合并, 而干旱下垫面上由于地表持续的加热作用, 边界层内形成两个强上升区, 垂直尺

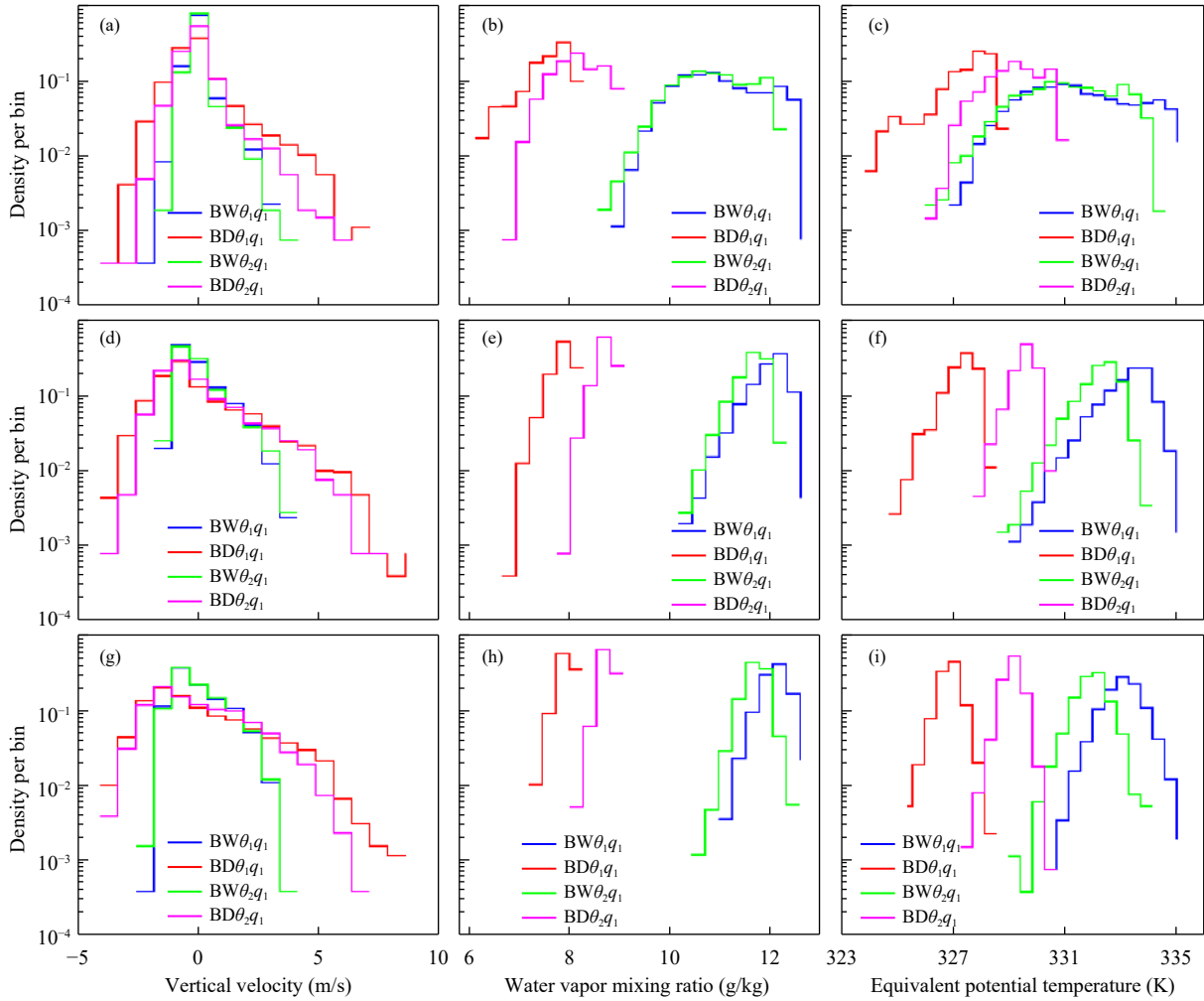


图3 不同初始位温条件下湿润和干旱下垫面垂直速度 (a、d、g)、水汽混合比 (b、e、h) 和相当位温 (c、f、i) 在  $\frac{1}{3}z_i$  (g-i)、 $\frac{2}{3}z_i$  (d-f) 和  $z_i$  (a-c) 高度处概率密度函数的 6 h 模拟结果

Fig. 3 Probability density functions of vertical velocity (a, d, g), water vapor mixing ratio (b, e, h) and equivalent potential temperature (c, f, i) at the heights of  $\frac{1}{3}z_i$  (g-i),  $\frac{2}{3}z_i$  (d-f) and  $z_i$  (a-c) over wet and dry surfaces under different initial potential temperatures after 6 h of integration

度达 2.8 km, 水平尺度约 1.3 km, 热泡内最大上升速度为 9.4 m/s。部分热泡上升进入夹卷层后, 受到负浮力的作用, 上升运动减弱, 并返回混合层, 在边界层顶附近形成独立的下沉运动中心, 如  $y = -1.3$  km (图 4a)、 $y = 3$  km (图 4d) 等。

改变两种下垫面的初始位温和初始比湿, 进一步验证了以上结论, 并发现初始比湿对湿润和干旱下垫面上边界层对流差异的影响较小, 初始位温的影响主要体现在当 1—3 km 的逆温强度增大时, 热泡的垂直发展受到抑制, 水平尺度增大, 且水平方向上的网状结构随时间消散缓慢, 6 h 后仍可分辨 (图略)。

### 3.3 湿润和干旱下垫面湍流特征

图 5 给出了平均水平和垂直脉动速度方差 (以下简称速度方差)  $\frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2)$ 、 $\sigma_w^2$  和脉动虚位温方差 (以下简称虚位温方差)  $\sigma_{\theta_v}^2$  廓线的 6 h 模拟结果, 其中速度方差和虚位温方差分别采用对流速度尺度 ( $w_*$ ) 和温度尺度 ( $\theta_{v*}$ ) 进行归一化 (Stull, 1988), 即

$$w_* = \left[ \frac{gz_i}{\theta_v} \overline{(w'\theta_v')_s} \right]^{1/3} \quad (2)$$

$$\theta_{v*} = - \frac{\overline{(w'\theta_v')_s}}{w_*} \quad (3)$$

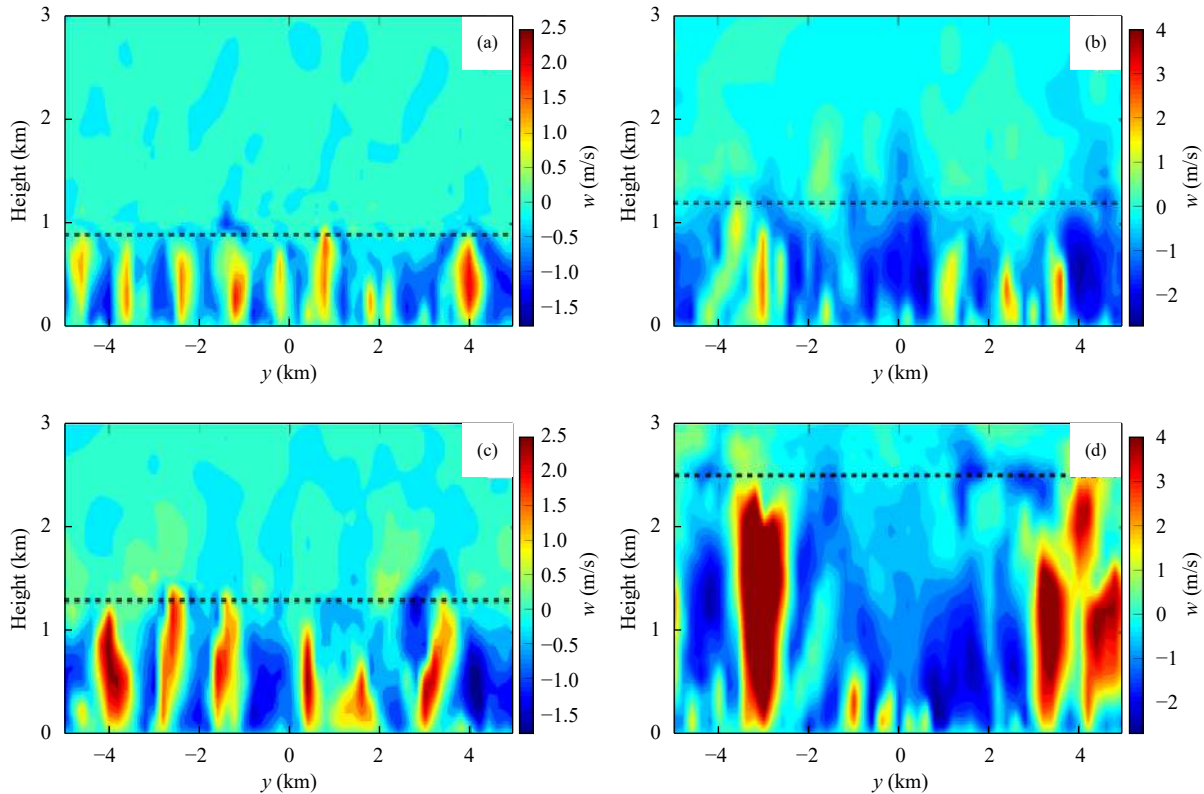


图4 模拟的湿润(a、c, 试验BW $\theta_1q_1$ )和干旱(b、d, 试验BD $\theta_1q_1$ )下垫面垂直速度沿 $x=0$  km的垂直剖面(a、b, 2 h; c、d, 6 h; 虚线为边界层顶高度)

Fig. 4 The  $y$ - $z$  cross sections of vertical velocity  $w$  along the line of  $x=0$  km over wet (a, c for case BW $\theta_1q_1$ ) and dry (b, d for case BD $\theta_1q_1$ ) surfaces after 2 h (a, b) and 6 h (c, d) of integration (The height of the boundary layer is plotted by dashed line)

式中,  $g$  为重力加速度, 文中取  $9.8 \text{ m/s}^2$ ,  $z_i$  为对流边界层顶的高度,  $\theta_v$  为混合层内平均虚位温,  $\overline{(w'\theta_v)'}_s$  为地表动力学感热通量。图 5a、d 显示, 水平速度方差在地表受摩擦的影响有最大值, 随高度的升高而迅速减小, 在  $(0.3-0.7)z_i$  随高度的变化较小, 而在混合层顶附近, 上升运动受逆温层的阻挡转变为水平运动, 使水平速度方差又略微增大, 1—3 km 的逆温强度越大 ( $\theta_2$ ), 增幅越明显 (图 5d), 然后水平速度方差再次减小。垂直速度方差从地表向上迅速增大, 在  $\frac{1}{3}z_i$  处达到最大值, 之后随高度的升高而减小。与水平速度方差相比, 干旱下垫面上垂直速度方差较湿润下垫面增大更明显, 说明干旱下垫面更有利于热力湍流的发生和发展。初始位温为  $\theta_2$  时, 两种下垫面上方差差异减小 (图 5d—f), 说明逆温强度的增大使湍流强度对下垫面的热力响应降低。

由于对流泡在近地面形成, 虚位温方差在近地面出现极大值, 在边界层中部因较强的湍流混合,

数值较小且几乎不随高度变化, 在夹卷层中受冷空气上冲和暖空气夹卷的共同影响出现极大值。对比图 5c、f 发现, 初始位温为  $\theta_2$  时, 夹卷层中虚位温方差较大, 这与 1—3 km 高度较强的逆温有关, 从图 2d 也可以看出, 初始位温为  $\theta_2$  时, 6 h 后边界层顶附近的虚位温梯度较大, 这将在夹卷层中产生较大的虚位温扰动。此外, 初始位温为  $\theta_1$  时, 受初始时刻 0.9—1 km 高度强逆温层的影响 (图 2c), 湿润下垫面上虚位温方差在夹卷层的极大值略大于干旱下垫面 (图 5c); 而初始位温为  $\theta_2$  时, 6 h 后湿润和干旱下垫面上虚位温方差基本一致 (图 5f)。初始比湿对湍流统计量的影响较小, 可以忽略。

通过对比分析湿润和干旱下垫面上边界层对流试验的结果, 发现湿润和干旱下垫面上对流边界层的结构和湍流特征有较显著的差异, 而湍流动能 (TKE) 是湍流强度的度量。图 6 给出了湿润 (试验 BW $\theta_2q_1$ ) 和干旱 (试验 BD $\theta_2q_1$ ) 下垫面上 TKE 的源 (浮力项) 和汇 (耗散项) 随高度分布的 6 h 模拟结

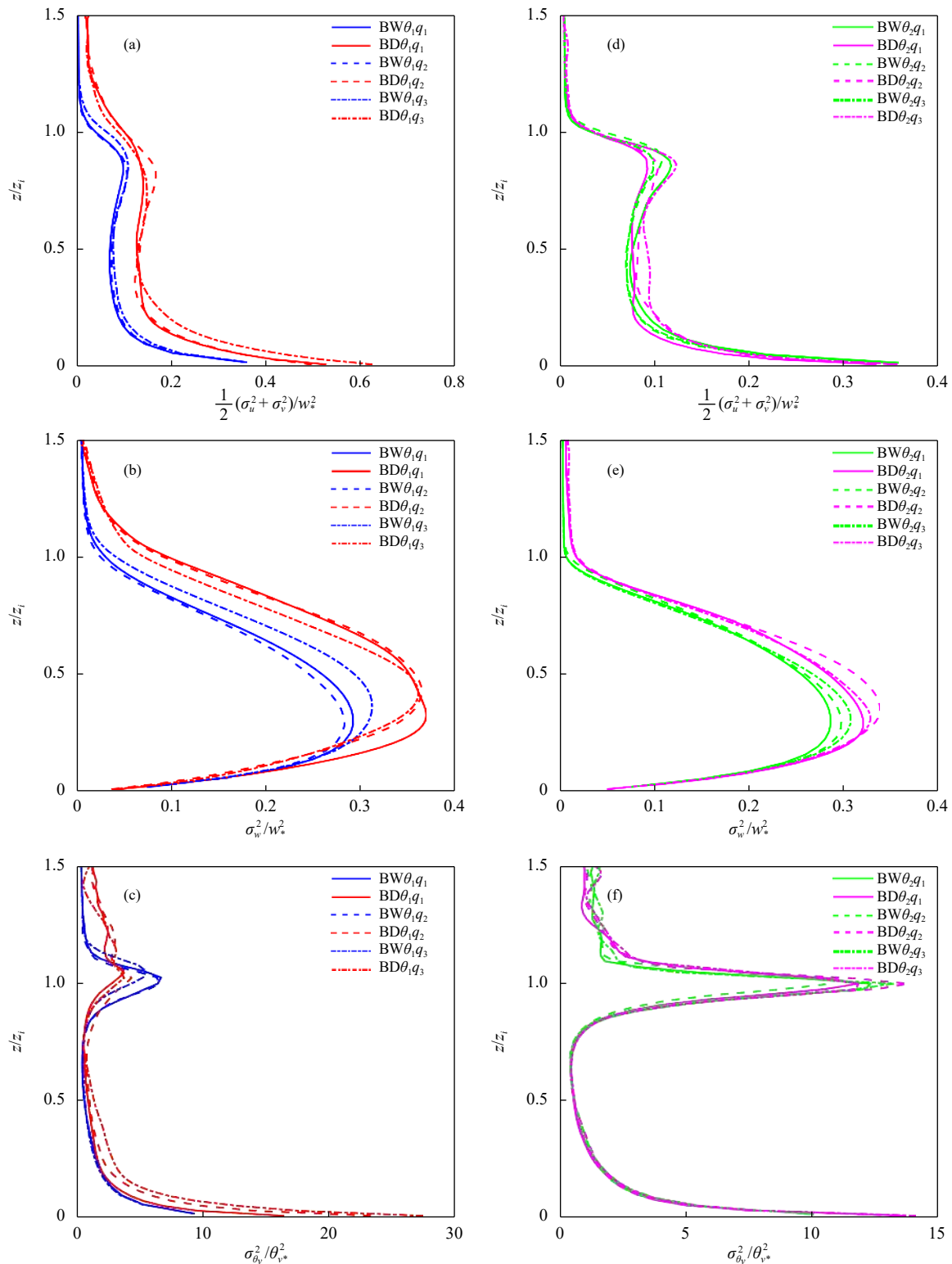


图5 模拟的6 h不同初始状况下湿润和干旱下垫面无量纲水平速度方差(a、d)、无量纲垂直速度方差(b、e)和无量纲虚位温方差(c、f)廓线(a、b、c、 $\theta_1$ 、d、e、f、 $\theta_2$ )

Fig. 5 Vertical profiles of normalized horizontal velocity variance (a, d), vertical velocity variance (b, e) and virtual potential temperature variance (c, f) over wet and dry surfaces after 6 h of integration under different initial potential temperature and specific humidity conditions (a, b, c,  $\theta_1$ , d, e, f,  $\theta_2$ )



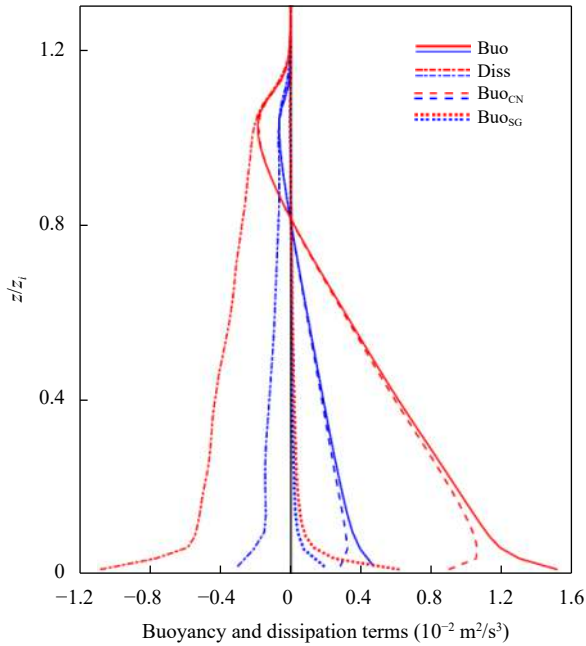


图6 湿润(蓝线, 试验  $BW\theta_2q_1$ ) 和干旱(红线, 试验  $BD\theta_2q_1$ ) 下垫面湍流动能收支方程中浮力项(Buo)和耗散项(Diss)随高度分布的6 h模拟结果( $Buo_{CN}$ 和 $Buo_{SG}$ 分别代表网格尺度和次网格尺度湍流对浮力项的贡献)

Fig. 6 Vertical profiles of the buoyancy term (Buo) and dissipation term (Diss) in the turbulence kinetic energy budget equation over wet (blue lines, case  $BW\theta_2q_1$ ) and dry (red lines, case  $BD\theta_2q_1$ ) surfaces after 6 h of integration ( $Buo_{CN}$  and  $Buo_{SG}$  represent the contributions of grid-scale and subgrid-scale turbulence eddies to buoyancy term respectively)

果,并考虑了大(网格)尺度湍流和小(次网格)尺度湍流对湍流动能产生的贡献。浮力项在近地面最大,随高度线性递减,到夹卷层减为负值并消耗湍流动能。尽管图6中两个试验采用了相同的初始温湿廓线且地表感热和潜热通量之和一致,但干旱下垫面上湍流动能的产生却强于湿润下垫面,这种差异是由地表能量分配的差异造成的:干旱下垫面上较大的浮力项来源于较大的地表感热通量,而湿润下垫面上地表潜热通量的增加虽然补偿了地表感热通量的减小,但是地表感热通量对于热力湍流形成的作用更强。在近地面受地表摩擦的影响,湍流尺度较小;在较大高度上,湍流的发展不再受地表的限制,能够形成较大尺度的湍流,因此耗散项的最大值出现在近地层,并随高度减小。大尺度湍流在近地层之上的混合层对浮力项有主要贡献,而小尺度湍流在近地层对浮力项的贡献不能忽略,约占浮力项的40%。

### 3.4 湿润和干旱下垫面深对流触发过程

未饱和的气块在地表受热后沿干绝热线上升,其位温和水汽混合比保持不变,但温度却以干绝热递减率降低,使气块中的水汽逐渐趋于饱和。达到抬升凝结高度后,水汽发生凝结并释放潜热,位温增大,温度递减率降低,气块温度按湿绝热递减率降低。在整个过程中,相当位温始终保持不变。当气块达到自由对流高度后,由于温度高于周围环境大气,受浮力作用将产生向上的加速度而持续上升。当其他条件不变时,增大低层大气的水汽含量,会使抬升凝结高度降低,相当位温增大,进而自由对流高度降低;而升高低层大气的温度,则会使抬升凝结高度升高,但相当位温升高,自由对流高度降低。

从图7来看,初始大气在910 hPa高度附近均存在较强的逆温。初始位温 $\theta_1$ 在900—705 hPa高度的温度递减率接近于干绝热递减率,而在705—545 hPa高度的温度递减率更接近于湿绝热递减率,在这种层结中,较小的相当位温增量都将引起对流有效位能的显著增加;而初始位温 $\theta_2$ 则在900—705 hPa高度的温度递减率接近于湿绝热递减率,在705—545 hPa高度的温度递减率接近于干绝热递减率,由于900—705 hPa高度的层结曲线斜率较小,状态曲线与层结曲线相交于该气层时,较小的相当位温增量都将引起自由对流高度明显下降。从图7还可以发现,初始大气温度随着高度升高而降低,温度露点差也随之减小,空气更容易达到饱和,在745 hPa高度之上,初始比湿 $q_1$ 、 $q_2$ 和 $q_3$ 的温度露点差依次减小,且初始比湿为 $q_3$ 时,547 hPa(4.7 km)高度以上的空气处于饱和状态(图7e、f),更易形成较厚的云层。

为了进一步研究不同初始位温和比湿条件下湿润和干旱下垫面上湍流特征对深对流的发生和发展的影响,图8给出了深对流试验模拟的云水凝结物(液态水和冰水)混合比、边界层高度、抬升凝结高度、自由对流高度随时间的变化。初始位温为 $\theta_1$ 时(图8a—f),随着地表热量的输送,相当位温增大,引起对流有效位能持续增加(图略)。湿润下垫面上对流有效位能(最大为360.3 J/kg)明显大于干旱下垫面(最大值为62.3 J/kg),Yin等(2015)在采用美国南部大平原实测资料初始化的模拟研究中

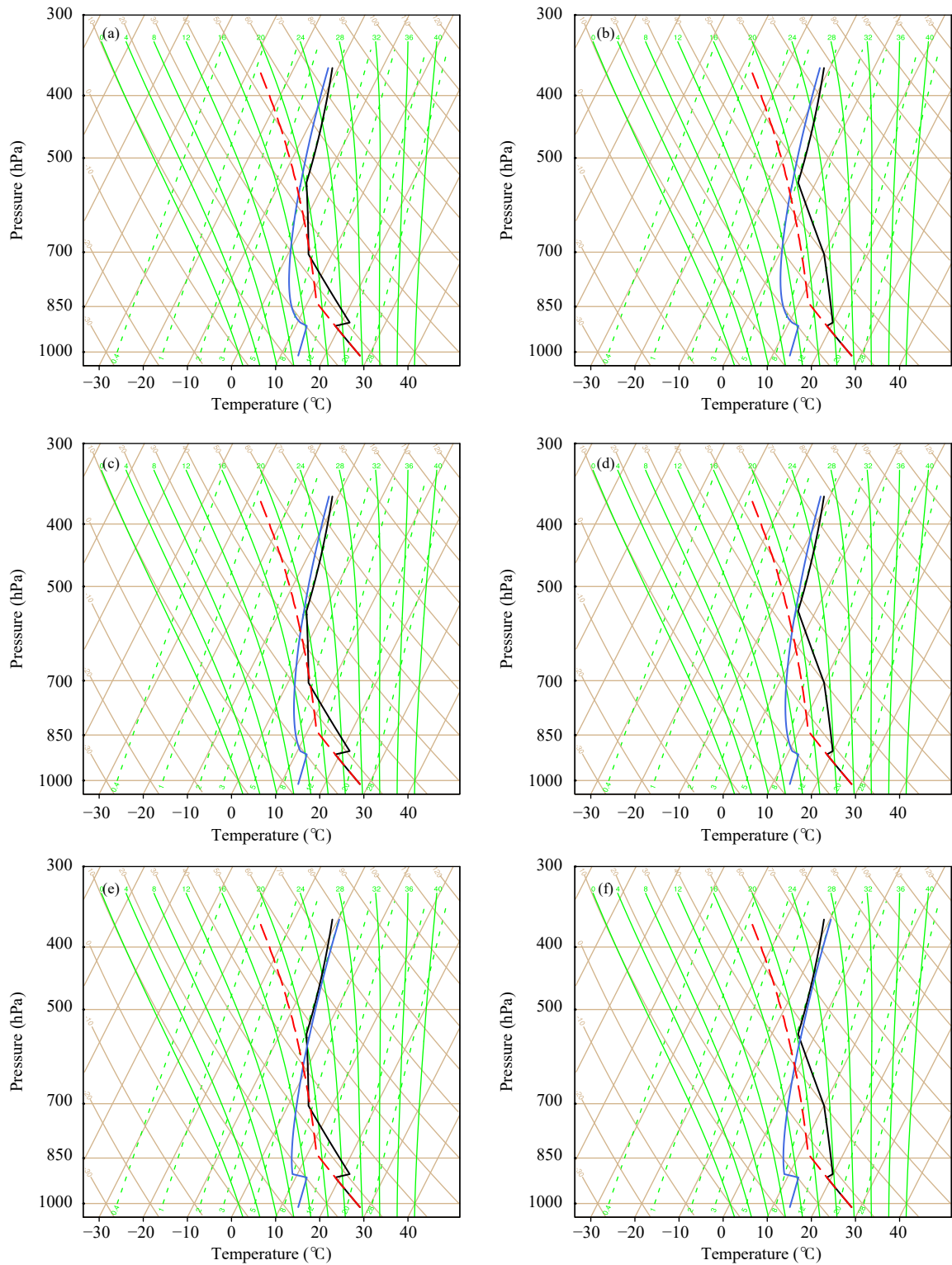


图7 6种初始大气状况 (a.  $\theta_1 q_1$ , b.  $\theta_2 q_1$ , c.  $\theta_1 q_2$ , d.  $\theta_2 q_2$ , e.  $\theta_1 q_3$ , f.  $\theta_2 q_3$ ) 的斜温图  
(黑实线为层结曲线, 蓝实线为露压曲线, 红虚线为状态曲线)

Fig. 7 Thermodynamic profiles (i.e., skew-T-log-p diagrams) of six atmospheric conditions combined freely by the potential temperature  $\theta_1$ ,  $\theta_2$  and specific humidity  $q_1$ ,  $q_2$ ,  $q_3$  at the initial time (a.  $\theta_1 q_1$ , b.  $\theta_2 q_1$ , c.  $\theta_1 q_2$ , d.  $\theta_2 q_2$ , e.  $\theta_1 q_3$ , f.  $\theta_2 q_3$ ; Temperature is represented by black solid line and dew point temperature by blue line, the red dashed line represents the state curve profiles)

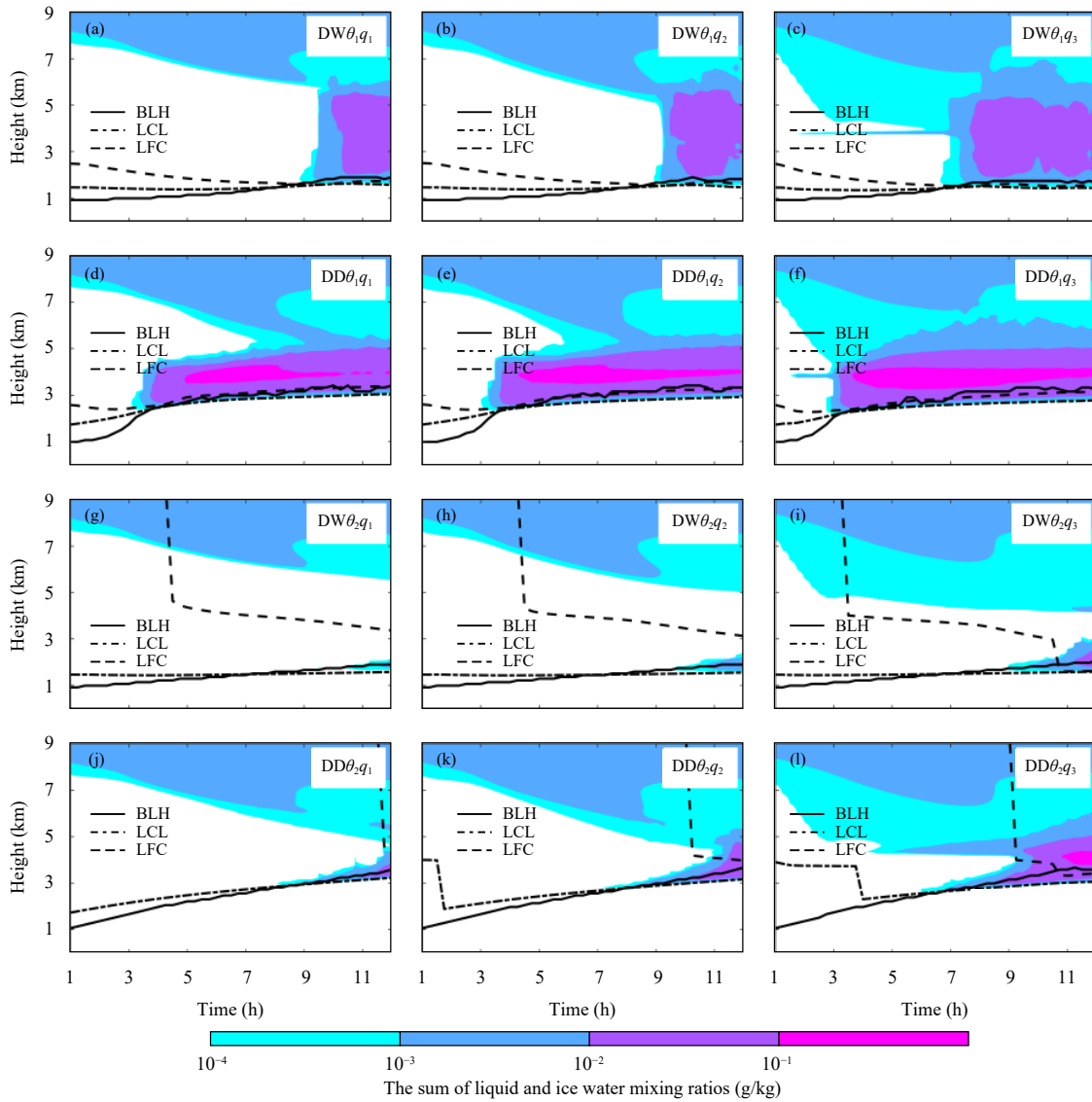


图 8 所有深对流试验中液态水和冰水混合比之和 (色阶)、边界层高度 (BLH, 黑实线)、抬升凝结高度 (LCL, 黑点划线)、自由对流高度 (LFC, 黑虚线) 随时间的变化 (a—f. 采用初始位温  $\theta_1$ , g—l. 采用初始位温  $\theta_2$ ; a, d, g, j. 采用初始比湿  $q_1$ , b, e, h, k. 采用初始比湿  $q_2$ , c, f, i, l. 采用初始比湿  $q_3$ ; 边界层高度由水汽梯度极小值法计算得出 (张宏昇等, 2020); 云层由 0.01 g/kg 等值线表示)

Fig. 8 Profiles of the sum of liquid and ice water mixing ratios (color shaded), boundary layer height (BLH, black solid lines), lifting condensation level (LCL, black dash-dotted lines) and the level of free convection (LFC, black dashed lines) as functions of time (a—f. using the initial temperature  $\theta_1$  and g—l. using the initial temperature  $\theta_2$ ; a, d, g, j. using the initial specific humidity  $q_1$ ; b, e, h, k. using the initial specific humidity  $q_2$  and c, f, i, l. using the initial specific humidity  $q_3$ ; The height of the boundary layer is computed using the minimum value of water vapor gradient approach; the cloud layer is indicated by the 0.01 g/kg mixing ratio contour)

也得出了相似的结论, Taylor 等 (2010) 在对 Sahel 地区中尺度对流系统的个例分析中指出由于较大的地表潜热通量, 湿润下垫面上相当位温较大, 使对流有效位能大于干旱下垫面。由于 1—3 km 的逆温强度较弱, 干旱下垫面上边界层对流穿透 0.9—1 km 的初始逆温层后迅速向上发展, 并于 3 h 后与抬升凝结高度相交 (图 8d—f)。虽然湿润

下垫面上边界层增长缓慢, 但是湍流向上输送了较多水汽, 使边界层增湿, 因此抬升凝结高度较低且基本不随时间变化, 边界层顶与抬升凝结高度在 7 h 后相交 (图 8a—c)。在抬升凝结高度之上, 上升气流中水汽发生凝结, 云层开始形成。自由对流高度则随着地表热量的输入而不断降低, 与抬升凝结高度几乎同时和边界层顶相交。当边界层顶发展

到自由对流高度后, 对流有效位能转化为动能, 垂直速度迅速增大(湿润下垫面上由 2 m/s 增大到 12 m/s, 干旱下垫面上由 4 m/s 增大到 7 m/s), 云层急剧增厚, 上升运动不再受到抑制, 因此认为边界层顶与自由对流高度相交时, 深对流被触发 (Findell, et al, 2003; Bhowmick, et al, 2018)。从图 8a—f 可以看出, 当初始大气在 1—3 km 的逆温强度较弱时, 深对流先在干旱下垫面上发生, 这与 Findell 等(2003)得出的结论一致。由于对流有效位能较小, 干旱下垫面上的云层厚度小于湿润下垫面。随着深对流的发展, 边界层顶以上初始比湿较大时湿润下垫面(试验 DW $\theta_1q_3$ )在 10 h 后对流有效位能出现次峰值(196.4 J/kg), Cioni 等(2017)研究中也发现当深对流优先在干旱下垫面上发生时, 湿润下垫面上对流有效位能形成两个峰值。这是因为在湿润下垫面上较厚云层的形成过程中, 水汽的凝结释放大量潜热, 使对流有效位能增加并形成极大值, 而在初始位温为  $\theta_1$  的其他两组对比试验中, 由于 745 hPa 高度以上水汽含量较低(图 7a、c), 对流有效位能仅形成一个峰值。

增大 1—3 km 的逆温强度(图 8g—l), 云层的形成滞后, 云层厚度也明显减小, 仅当边界层顶以上初始比湿较大时(试验 DW $\theta_2q_3$  和 DD $\theta_2q_3$ )有深对流发生, 深对流仍然先发生于干旱下垫面(图 8i、l)。而 Findell 等(2003)则认为当 1—3 km 的温度递减率接近湿绝热递减率时, 干旱下垫面(鲍恩比为 1.4—1.6)上边界层的发展受到抑制, 而湿润下垫面(鲍恩比为 0.3—0.4)上边界层的增湿将有利于自由对流高度降低, 并与边界层顶相交, 从而触发深对流。在本研究中, 虽然湿润下垫面(试验 DW $\theta_2q_3$ )自由对流高度在 10 h 后明显降低(图 8i), 但是干旱下垫面(试验 DD $\theta_2q_3$ )边界层的生长并没有受到抑制, 并且由于 3 km 以上较低的逆温强度(表 3), 边界层高度甚至略高于试验 DD $\theta_2q_3$ 。造成这种差异的原因可能是本研究中干旱下垫面上较大的鲍恩比(值为 4)更有利于边界层的发展, 削弱了覆盖逆温增强对边界层增长的抑制作用, 导致深对流先在干旱下垫面上发生。虽然湿润下垫面上对流有效位能和边界层以上的水汽含量均高于干旱下垫面, 但是后者云水凝结物的含量和云层厚度均大于前者。云水凝结物主要有两个来源:(1)由湍流将地

表蒸发的水汽输送到抬升凝结高度发生凝结(用水汽垂直输送最大量表征其强度), (2)自由大气因增湿降温达到饱和而发生凝结(用温度露点差表征其强度)。由于深对流发生前湿润下垫面上最大垂直速度较小(小于 3 m/s), 湿润下垫面抬升凝结高度以上的水汽垂直输送最大量明显小于干旱下垫面(图 9a), 由湍流输送引起的水汽凝结受到抑制; 另外, 虽然湿润下垫面上边界层顶附近的平均水汽垂直输送量较大(图 9b), 但是干旱下垫面上较强的上升气流(贯穿对流)一方面增加了自由大气中的暖空气向下夹卷混合(图 9c), 另一方面较冷的混合层空气穿透边界层顶进入自由大气, 使边界层顶以上的空气显著冷却(Ek, et al, 1994; Westra, et al, 2012; Gentine, et al, 2013), 温度露点差减小且明显低于湿润下垫面, 在  $1.2z_i$  以上甚至接近 0(图 9d), 水汽向液态水转化的效率增大, 因此干旱下垫面上云层厚度大于湿润下垫面。但当深对流发生后, 随着最大垂直速度的增大, 湿润下垫面上云层开始增厚(图 8i)。

#### 4 结论和讨论

利用大涡模式模拟了对流边界层发展以及深对流的触发过程。通过改变不同大气初始条件下地表鲍恩比的敏感性试验, 研究湿润和干旱下垫面边界层结构、湍流特征及其对深对流触发的影响。结果表明:

(1) 干旱下垫面的混合层干而暖, 厚度较大, 湿润下垫面则相反。边界层内, 干旱下垫面的上升和下沉运动均强于湿润下垫面, 且干旱下垫面上强烈的湍流混合作用使水汽混合比和相当位温更加均一; 而在边界层顶, 干旱下垫面上较强的夹卷作用对水汽混合比和相当位温造成了较大的负扰动。1—3 km 高度的逆温强度是影响边界层高度的关键因素, 且初始位温主要通过影响边界层的高度间接影响边界层内水汽混合比、相当位温等变量的分布。

(2) 仅考虑热力湍流作用, 湿润和干旱下垫面的对流运动均表现为泡状对流, 水平方向上呈网状结构。由于地表感热通量比地表潜热通量对热力湍流形成的作用更强, 干旱下垫面对流强度和对流尺度均比湿润下垫面大。1—3 km 的逆温强度增



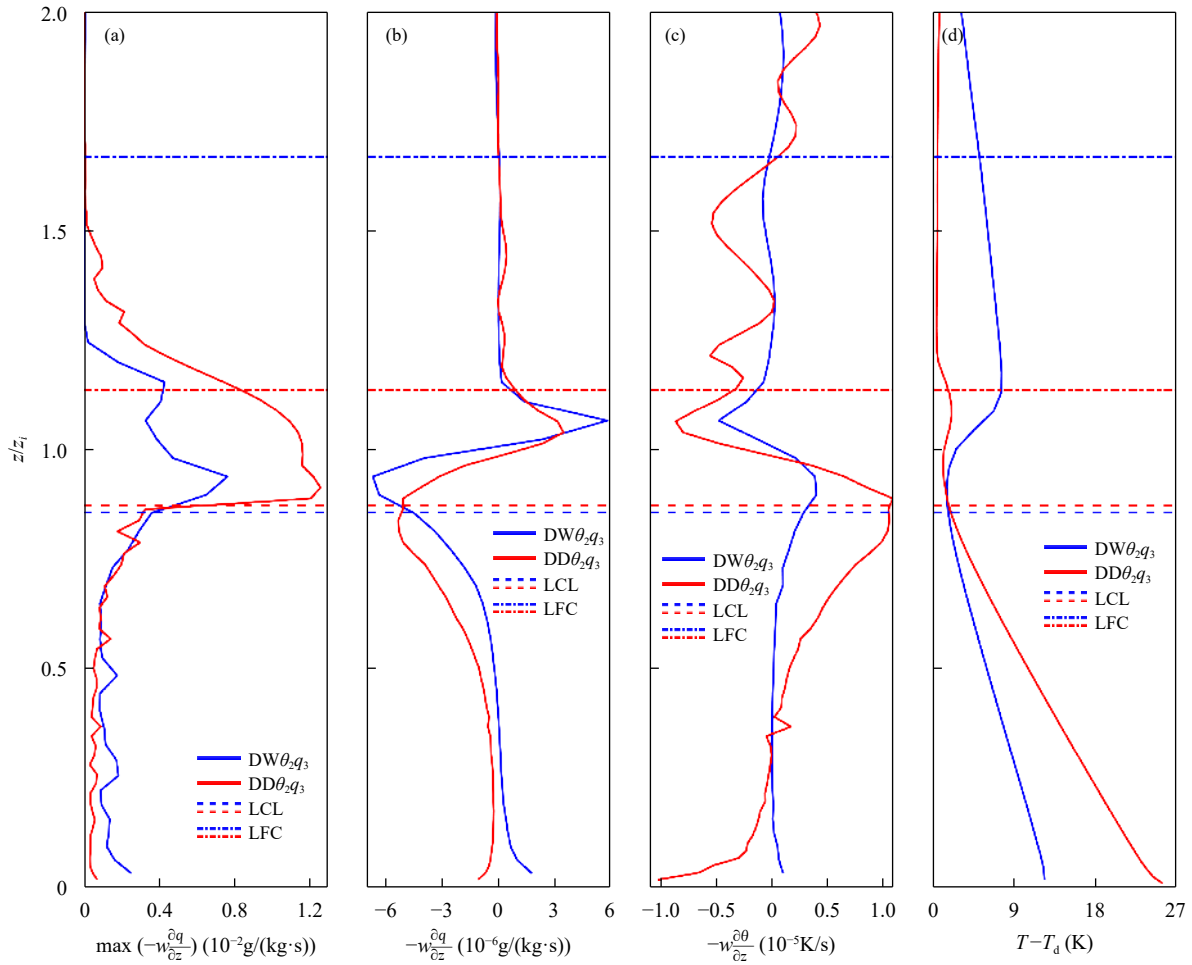


图9 湿润(蓝线, 试验 DW $\theta_2q_3$ )和干旱(红线, 试验 DD $\theta_2q_3$ )下垫面(a)水汽垂直输送最大值、(b)平均水汽垂直输送量、(c)平均热量垂直输送量和(d)温度露点差随高度分布的10 h模拟结果  
(虚线为抬升凝结高度, 点划线为自由对流高度)

Fig. 9 Profiles of the maximum (a) and the mean (b) vertical transport of water vapor, mean vertical transport of heat (c) and mean dew-point depression (d) after 10 h of integration over wet (blue lines, case DW $\theta_2q_3$ ) and dry (red lines, case DD $\theta_2q_3$ ) surfaces (The lifting condensation level is plotted by dashed line and the level of free convection by is denoted by dash-dotted line)

大, 下垫面对湍流强度的影响减弱, 湿润和干旱下垫面热泡的垂直发展受到抑制, 水平尺度增大, 网状结构维持时间增加; 初始比湿对湿润和干旱下垫面边界层对流差异的影响较小。

(3) 不同下垫面深对流的触发和发展与大气初始温湿状况有关。当初始大气在1—3 km的逆温强度较弱时(0.15 K/(100 m)), 边界层内湍流迅速发展, 干旱下垫面首先发生深对流, 但因对流有效位能较小, 云层厚度小于湿润下垫面。1—3 km的逆温强度增加到0.55 K/(100 m), 对流云形成时间滞后, 云层厚度明显减小, 仅在边界层顶水汽饱和度较高的初始比湿条件下有深对流发生, 且深对流

仍然首先发生在干旱下垫面, 考虑热泡的贯穿对流过程在边界层顶引起的较强冷却, 云层厚度大于湿润下垫面。

以往关于深对流触发机制的研究或侧重于土壤湿度非均匀分布诱发的次级环流上升支的抬升作用, 或仅采用一维边界层模式获取边界层的热力演变, 而没有给出湍流过程对它的影响。文中针对热力湍流在不同大气温湿状况下对水汽、热量的垂直输送在“土壤湿度—边界层热力演变—深对流”物理过程中的作用等方面开展研究。研究结果有助于深入理解深对流的触发过程, 改进积云对流参数化方案, 进而提高对灾害对流天气的预报能力。

由于本研究使用的初始温、湿廓度线均是理想的廓线, 结果具有一定的局限性。下一步的工作将利用实测的探空资料对模式初始化, 进行个例模拟, 对该研究结果进一步充实。

## 参考文献

- 黄倩, 王蓉, 田文寿等. 2014. 风切变对边界层对流影响的大涡模拟研究. 气象学报, 72(1): 100-115. Huang Q, Wang R, Tian W S, et al. 2014. Study of the impacts of wind shear on boundary layer convection based on the large eddy simulation. Acta Meteor Sinica, 72(1): 100-115 (in Chinese)
- 栾澜, 孟宪红, 吕世华等. 2018. 青藏高原土壤湿度触发午后对流降水模拟试验研究. 高原气象, 37(4): 873-885. Luan L, Meng X H, Lü S H, et al. 2018. Simulation on afternoon convective precipitation triggered by soil moisture over the Qinghai-Tibetan Plateau. Plateau Meteor, 37(4): 873-885 (in Chinese)
- 吕世华, 陈玉春. 1995. 绿洲和沙漠下垫面状态对大气边界层特征影响的数值模拟. 中国沙漠, 15(2): 116-123. Lü S H, Chen Y C. 1995. The numerical simulation of the features of the planetary boundary layer of the oasis and the Gobi desert in the arid region. J Desert Res, 15(2): 116-123 (in Chinese)
- 任燕, 黄倩, 张君霞等. 2018. 大涡模式分辨率对海洋信风区大气边界层结构和演变模拟的影响. 热带气象学报, 34(1): 23-33. Ren Y, Huang Q, Zhang J X, et al. 2018. Effect of large eddy resolution on simulation of structure and evolution of the marine trade-wind boundary layer. J Trop Meteor, 34(1): 23-33 (in Chinese)
- 王敏仲, 徐洪雄, 王寅钧等. 2018. 塔克拉玛干沙漠夏季晴空对流边界层大涡模拟. 中国沙漠, 38(6): 1275-1286. Wang M Z, Xu H X, Wang Y J, et al. 2018. Large-Eddy simulation of summer clear sky convective boundary layer in the Taklimakan desert. J Desert Res, 38(6): 1275-1286 (in Chinese)
- 王蓉, 黄倩, 田文寿等. 2015. 边界层对流对示踪物抬升和传输影响的大涡模拟研究. 大气科学, 39(4): 731-746. Wang R, Huang Q, Tian W S, et al. 2015. Study of a large eddy simulation of the effects of boundary layer convection tracer uplift and transmission. Chinese J Atmos Sci, 39(4): 731-746 (in Chinese)
- 王蓉, 黄倩, 岳平. 2019. 大涡模式水平分辨率对边界层夹卷过程及示踪物垂直传输的影响. 干旱气象, 37(1): 48-56. Wang R, Huang Q, Yue P. 2019. Effect of large eddy horizontal resolution on simulation of entrainment and tracer vertical transport. J Arid Meteor, 37(1): 48-56 (in Chinese)
- 张宏昇, 张小曳, 李倩惠等. 2020. 大气边界层高度确定及应用研究进展. 气象学报, 78(3): 522-536. Zhang H S, Zhang X Y, Li Q H, et al. 2020. Research progress on estimation of atmospheric boundary layer height. Acta Meteor Sinica, 78(3): 522-536 (in Chinese)
- 张强, 曹晓彦. 2003. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究. 大气科学, 27(2): 245-254. Zhang Q, Cao X Y. 2003. The influence of synoptic conditions on the averaged surface heat and radiation budget energy over desert or Gobi. Chinese J Atmos Sci, 27(2): 245-254 (in Chinese)
- 张强, 王胜. 2008. 西北干旱区夏季大气边界层结构及其陆面过程特征. 气象学报, 66(4): 599-608. Zhang Q, Wang S. 2008. A study on atmospheric boundary layer structure on a clear day in the arid region in northwest China. Acta Meteor Sinica, 66(4): 599-608 (in Chinese)
- 张强, 岳平, 张良等. 2019. 夏季风过渡区的陆-气相互作用: 述评与展望. 气象学报, 77(4): 758-773. Zhang Q, Yue P, Zhang L, et al. 2019. land-atmosphere interaction over the summer monsoon transition zone in China: A review and prospects. Acta Meteor Sinica, 77(4): 758-773 (in Chinese)
- 张人禾, 刘粟, 左志燕. 2016. 中国土壤湿度的变异及其对中国气候的影响. 自然杂志, 38(5): 313-319. Zhang R H, Liu L, Zuo Z Y. 2016. Variations of soil moisture over China and their influences on Chinese climate. Chinese J Nat, 38(5): 313-319 (in Chinese)
- 张述文, 刘源, 曹帮军等. 2016. GLDAS 和 CMIP5 产品的中国土壤湿度—降水耦合分析及变化趋势. 气候与环境研究, 21(2): 188-196. Zhang S W, Liu Y, Cao B J, et al. 2016. Soil moisture-precipitation coupling and trends in China, based on GLDAS and CMIP5 products. Climatic Environ Res, 21(2): 188-196 (in Chinese)
- 张蕴帅, 黄倩, 马耀明等. 2021. 黄河源区鄂陵湖湖面和湖边草地对流边界层湍流结构特征的大涡模拟研究. 大气科学, 45(2): 435-455. Zhang Y S, Huang Q, Ma Y M, et al. 2021. Large eddy simulation study of the turbulent structure characteristics of the convective boundary layer over Ngoring Lake and surrounding grassland in the Source Region of the Yellow River. Chinese J Atmos Sci, 45(2): 435-455 (in Chinese)
- 周甘霖, 李耀辉, 孙旭映等. 2019. 我国北方不同下垫面地表能量通量的变化特征. 干旱气象, 37(4): 577-585. Zhou G L, Li Y H, Sun X Y, et al. 2019. Characteristics of surface energy fluxes over different types of underlying surfaces in North China. J Arid Meteor, 37(4): 577-585 (in Chinese)
- Adler B, Kalthoff N, Gantner L. 2011. Initiation of deep convection caused by land-surface inhomogeneities in West Africa: A modelled case study. Meteor Atmos Phys, 112(1-2): 15-27
- Agee E, Gluhovsky A. 1999. LES model sensitivities to domains, grids, and large-eddy timescales. J Atmos Sci, 56(4): 599-604
- Bhowmick M, Parker D J. 2018. Analytical solution to a thermodynamic model for the sensitivity of afternoon deep convective initiation to the surface Bowen ratio. Quart J Roy Meteor Soc, 144(716): 2216-2229
- Cao B J, Zhang S W, Li D Q, et al. 2018. Effect of mesoscale land use change on characteristics of convective boundary layer: Semi-idealized large eddy simulations over northwest China. J Meteor Res, 32(3): 421-432
- Cioni G, Hohenegger C. 2017. Effect of soil moisture on diurnal convection and precipitation in Large-Eddy simulations. J Hydrometeorol, 18(7): 1885-1903

- Couvreur F, Guichard F, Redelsperger J L, et al. 2005. Water-vapour variability within a convective boundary-layer assessed by large-eddy simulations and IHOP\_2002 observations. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(611): 2665-2693
- Dirmeyer P A, Wang Z Y, Mbul M J, et al. 2014. Intensified land surface control on boundary layer growth in a changing climate. *Geophys Res Lett*, 41(4): 1290-1294
- Ek M, Mahrt L. 1994. Daytime evolution of relative humidity at the boundary layer top. *Mon Wea Rev*, 122(12): 2709-2721
- Findell K L, Eltahir E A B. 2003. Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part I: Framework development. *J Hydrometeorol*, 4(3): 552-569
- Ford T W, Rapp A D, Quiring S M. 2015. Does afternoon precipitation occur preferentially over dry or wet soils in Oklahoma?. *J Hydrometeorol*, 16(2): 874-888
- Gentine P, Holtslag A A M, D'Andrea F, et al. 2013. Surface and atmospheric controls on the onset of moist convection over land. *J Hydrometeorol*, 14(5): 1443-1462
- Gray M E B, Petch J, Derbyshire S H, et al. 2001. Version 2.3 of the Met Office Large Eddy Model. Exeter, UK: The Met Office
- Guillod B P, Orlowsky B, Miralles D G, et al. 2015. Reconciling spatial and temporal soil moisture effects on afternoon rainfall. *Nat Commun*, 6: 6443
- Huang Q, Marsham J H, Parker D J, et al. 2009. A comparison of roll and nonroll convection and the subsequent deepening moist convection: An LEM case study based on SCMS data. *Mon Wea Rev*, 137(1): 350-365
- Huang, Q, Marsham, J H, Parker, D J, et al. 2010. Simulations of the effects of surface heat flux anomalies on stratification, convective growth, and vertical transport within the Saharan boundary layer. *J Geophys Res*, 115: D05201
- Huang Q, Marsham J H, Tian W S, et al. 2018. Large-eddy simulation of dust-lift by a haboob density current. *Atmos Environ*, 179: 31-39
- Kang S L. 2016. Regional Bowen ratio controls on afternoon moist convection: A large eddy simulation study. *J Geophys Res Atmos*, 121(23): 14056-14083
- Lee J M, Zhang Y Y, Klein S A. 2019. The effect of land surface heterogeneity and background wind on shallow cumulus clouds and the transition to deeper convection. *J Atmos Sci*, 76(2): 401-419
- Maronga B, Raasch S. 2013. Large-eddy simulations of surface heterogeneity effects on the convective boundary layer during the LITFASS-2003 experiment. *Bound Layer Meteorol*, 146(1): 17-44
- Rieck M, Hohenegger C, van Heerwaarden C C. 2014. The influence of land surface heterogeneities on cloud size development. *Mon Wea Rev*, 142(10): 3830-3846
- Salesky S T, Chamecki M, Bou-Zeid E. 2017. On the nature of the transition between roll and cellular organization in the convective boundary layer. *Bound Layer Meteorol*, 163(1): 41-68
- Sang W J, Huang Q, Tian W S, et al. 2018. A large eddy model study on the effect of overshooting convection on lower stratospheric water vapor. *J Geophys Res Atmos*, 123(18): 10023-10036
- Santanello J A Jr, Dirmeyer P A, Ferguson C R, et al. 2018. Land-atmosphere interactions: The LoCo perspective. *Bull Amer Meteor Soc*, 99(6): 1253-1272
- Stull R B. 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 118-120, 164
- Tawfik A B, Dirmeyer P A, Santanello J A Jr. 2015. The heated condensation framework. Part I: Description and southern Great Plains case study. *J Hydrometeorol*, 16(5): 1929-1945
- Taylor C M, Harris P P, Parker D J. 2010. Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: A case-study from the AMMA Special Observing Period. *Quart J Roy Meteor Soc*, 136(S1): 456-470
- Taylor C M, de Jeu R A M, Guichard F, et al. 2012. Afternoon rain more likely over drier soils. *Nature*, 489(7416): 423-426
- Taylor C M. 2015. Detecting soil moisture impacts on convective initiation in Europe. *Geophys Res Lett*, 42(11): 4631-4638
- Tuttle S, Salvucci G. 2016. Empirical evidence of contrasting soil moisture-precipitation feedbacks across the United States. *Science*, 352(6287): 825-828
- Wang M Z, Xu X D, Xu H X, et al. 2019. Features of the deep atmospheric boundary layer over the Taklimakan Desert in the summertime and its influence on regional circulation. *J Geophys Res Atmos*, 124(23): 12755-12772
- Weckwerth T M. 2000. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Mon Wea Rev*, 128(12): 4017-4030
- Westra D, Steeneveld G J, Holtslag A A M. 2012. Some observational evidence for dry soils supporting enhanced relative humidity at the convective boundary layer top. *J Hydrometeorol*, 13(4): 1347-1358
- Yin J, Albertson J D, Rigby J R, et al. 2015. Land and atmospheric controls on initiation and intensity of moist convection: CAPE dynamics and LCL crossings. *Water Resour Res*, 51(10): 8476-8493
- Zhang Q, Zhang J, Qiao J, et al. 2011. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermodynamic processes at the land surface in arid regions of China. *Sci China Earth Sci*, 54(10): 1586-1594