

王蓉,黄倩,岳平,等,2019. 大涡模式垂直分辨率在夹卷及示踪物垂直传输模拟结果分析中的作用[J]. 气象,45(12):1700-1709. Wang R, Huang Q, Yue P, et al, 2019. Effect of large eddy vertical resolution on analysis of entrainment and tracer vertical transport simulation[J]. Meteor Mon, 45(12):1700-1709(in Chinese).

大涡模式垂直分辨率在夹卷及示踪物垂直传输模拟结果分析中的作用^{*}

王 蓉¹ 黄 倩² 岳 平³ 王敏仲⁴

1 甘肃省人工影响天气办公室,兰州 730020

2 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

3 中国气象局干旱气象研究所甘肃省干旱气候变化与减灾重点实验室,兰州 730020

4 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所,乌鲁木齐 830002

提 要: 基于敦煌野外观测资料和大涡模式,研究了垂直方向不同尺度湍涡对夹卷及示踪物垂直传输的影响,明确了模式垂直分辨率在模拟结果分析中的作用。结果表明:垂直方向上小尺度湍涡对夹卷作用贡献更大,小尺度湍涡较多时夹卷层相对更暖,而夹卷层厚度、夹卷强度和风速变化受垂直方向湍涡尺度影响较小。当垂直分辨率为 50 m 时,越往夹卷层上部,上升气流和下沉气流分布较多且强度较大;分辨率为 10、20 和 30 m 时,夹卷层各高度垂直速度、位温和示踪物浓度分布较接近。另外,垂直方向湍涡尺度对示踪物垂直传输高度影响不大,而对示踪物的空间分布有一定作用。当大尺度湍涡较多且强度较强时,越有利于将高浓度的示踪物向上传输。综合考虑到模式采用较高分辨率模拟时产生的噪音及计算时间等问题,认为模式采用 30 m 的垂直分辨率,既能较好地模拟出夹卷层平均结构特征,又能模拟出夹卷层湍流的精细分布,是较为理想的选择。

关键词: 大涡模拟,模式垂直分辨率,夹卷,示踪物垂直传输

中图分类号: P435, P421

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.12.007

Effect of Large Eddy Vertical Resolution on Analysis of Entrainment and Tracer Vertical Transport Simulation

WANG Rong¹ HUANG Qian² YUE Ping³ WANG Minzhong⁴

1 Gansu Weather Modification Office, Lanzhou 730020

2 Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of Ministry Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

3 Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Institute of Arid Meteorology, CMA, Lanzhou 730020

4 Institute of Desert Meteorology, CMA, Urumqi 830002

Abstract: The effects of different scales of turbulent vortices in vertical direction on entrainment process and vertical transmission of tracers were studied, and the role of model vertical resolution in the analysis of simulation results was clarified by using field dense observation data in Dunhuang and large eddy model

^{*} 国家自然科学基金面上项目(41575008, 41775013), 国家自然科学基金重大研究计划(91637106), 干旱气象科学研究基金项目(IAM201813), 兰州大学中央高校科研业务费专项资金项目(lzujbky-2019-kb02)和甘肃省气象局气象科研面上项目(GSMAMs2019-18)共同资助

2018 年 9 月 21 日收稿; 2019 年 1 月 25 日收修定稿

第一作者: 王蓉, 主要从事边界层湍流及沙尘传输等研究. Email: 13679418316@163.com

通信作者: 黄倩, 主要从事大气边界层对流和沙尘传输等方面研究. Email: qianhuang@lzu.edu.cn

(LEM). The results showed that, in the vertical direction, the small-scale turbulence contributes more to the entrainment, and when small-scale turbulences are more, the clamping layer is even warmer. However, the thickness, strength and wind speed of the clamping layer are less affected by the scale of vertical direction turbulent vortices. Over the upper part of the entrainment layer, there are more updrafts and downdrafts with stronger intensities in the 50 m vertical resolution test. The distributions of vertical velocities, potential temperature and tracer concentration at different heights of the clamping layer are similar in the 10 m, 20 m and 30 m vertical resolution tests. In addition, the scales of vertical turbulent vortices affect the tracer vertical transport height slightly, but has a certain effect on the spatial distribution of tracer. When the large-scale turbulences are more and stronger, they are more favorable for the vertical transmissions of high-concentration tracers. Considering the noise generated in the simulation process and the longer computing time during the high resolution simulations, we use the 30 m grid spacing as LEM vertical resolution in simulating, which is an ideal choice. In such a case, the model can simulate not only the average structure of the entrainment layer, but also the very fine turbulence distribution in the clamping layer.

Key words: large eddy simulation, model vertical resolution, entrainment, tracer vertical transport

引 言

对流边界层是指边界层中受地面影响最强烈的那部分大气,即通常所说的混合层。研究表明,影响边界层对流发展的主要机制除了地表热通量和风切变外(Tian et al, 2003; Shin and Hong, 2013; 王蓉等, 2015),边界层顶之上自由大气中的暖空气混合向下卷入边界层,以及边界层中热泡上升运动形成的夹卷过程对边界层发展的贡献也不能忽视(黄倩等, 2014)。

对流边界层的湍流与自由大气在夹卷层混合形成的夹卷,其不仅直接影响边界层对流的发展,还对污染物的扩散与传输、低云中降水的形成以及云微物理变化特征有着十分重要的影响(Xue and Feingold, 2006; Chosson et al, 2007; Lehmann et al, 2009; 徐敬等, 2015; 蔡子颖等, 2018; 刘辉志等, 2018)。因此,对夹卷过程的研究一直以来都是大气边界层领域的重要课题,受到了广泛的关注。Lilly (1968)最先提出了边界层的零阶模型,认为边界层顶部是一个温度的不连续面,夹卷层的厚度是为零的。随后,Betts(1973)提出的一阶模型中认为边界层顶部是具有比自由大气更强的逆温层,而不是温度的突然跃变。之后,诸多学者在此基础上开展了大量研究,尤其是近十几年来取得了一些新进展。Sullivan et al(1998)利用大涡模拟试验研究了自由对流条件下的夹卷特征,结果表明:上升热泡与自由大气之间相互作用使得热泡中形成强涡旋,导致自

由大气界面向下折卷,逆温层中的暖空气卷入对流边界层,这一过程是形成夹卷的重要机理。而 Kim et al(2003)的研究认为:边界层对流在强风切变条件下组织性增强,夹卷层中更容易形成开尔文-亥姆霍兹波,使得夹卷层与上层自由大气之间的湍流交换加强。事实上,风切变对边界层顶夹卷作用的贡献在其他研究中也得到了证实。万静和孙鉴泞(2010)利用大涡模拟试验对覆盖逆温存在时对流边界层顶夹卷过程研究表明:当存在初始覆盖逆温时,夹卷层结构特征发生改变,夹卷层结构参数增大,加入风切变后这种效应增强。刘羽等(2013)通过在GRAPES模式中引入夹卷过程的边界层参数化方案对台风凡亚比进行了模拟,认为引入夹卷过程的边界层方案更能真实地反映复杂天气状况,预报台风路径的误差更小,且能够较好地模拟出台风这样强风切变大气状况下边界层的湍流特性。另外,也有研究对云与夹卷过程的相互影响做了一些有益的探讨。罗仕等(2017)在青藏高原第三次大气科学试验那曲观测站探空资料基础上,模拟研究了云中卷入不同相对湿度的环境空气时云滴谱的变化特征,结果表明:夹卷过程会稀释绝热云滴谱中不同尺度的云滴,使得云滴谱谱型不变,数浓度却同等程度减少;另外,因夹卷过程大云滴数量减少小云滴数量却大幅增加,抑制了云中降水的形成,使得对流发展减弱。此外,陆春松等(2017)对西南涡降水过程中积云夹卷率的研究中也得到了夹卷过程对积云的发展和降水的形成有一定抑制作用的结论。

以往的研究虽然加深了对夹卷层结构特征、夹

卷层特征量参数化及夹卷过程对云微物理作用影响等方面的认识,但是,到目前为止,对夹卷层湍流分布规律的研究相对较少(朱玉祥等,2016),这大大影响了区域气候模式中对夹卷过程的准确描述,也因此限制了对其参数化的改进和提高(张强和胡隐樵,2001;张强等,2009;2017)。另外,由于夹卷层位于边界层顶,湍流尺度较小,使用观测手段获取其信息仍较困难。尽管,目前大多数区域模式对边界层物理过程的描述是在水平方向上进行的,但垂直方向网格距的选择对边界层的参数化和物理过程的耦合都有很大影响(陈炯等,2017)。鉴于大涡模拟技术对湍流精细结构模拟的独特优势(江川和沈学顺,2013;刘梦娟等,2018),本文基于敦煌干旱区野外加密观测资料,利用大涡模式,模拟研究夹卷层湍流细微结构特征,并通过改变模式垂直分辨率的敏感性数值试验,分析垂直方向不同尺度的湍流对边界层夹卷及示踪物垂直传输的影响,明确大涡模式垂直分辨率在模拟结果分析中的作用。该研究结果,可为干旱区域气候模式中边界层湍流的参数化提供重要的依据。

1 模式及方法介绍

本文使用的模式是英国气象局大涡模式(Large Eddy Model, LEM) Version 2.4(Gray et al, 2001),该模式能够用于范围较广的湍流尺度及云尺度等问题的模拟,是一个分辨率较高、非静力平衡的三维数值模式。该模式利用滤波方法对 Navier-Stokes 方程组求网格体积平均,准确计算大尺度湍流涡旋的运动,而对小尺度湍流通量和能量采用一阶湍流闭合的次网格模式模拟,模式计算方程组的详细描述见黄倩等(2014)。

本文利用“西北干旱区陆-气相互作用野外观测试验”(张强等,2007)加密观测期间 2000 年 6 月 3 日(典型晴天)12 时(北京时,下同)敦煌站的位温、水汽混合比及风速探空廓线作为模式的初始场。需要说明的是,这里对观测资料进行了简单的预处理,即将观测的气压 p (单位:hPa)、温度 T (单位:℃)和相对湿度 f (单位:%)分别转化为高度 h (单位:m)、位温 θ (单位:K)和比湿 q (单位:g·kg⁻¹)。并用不随时间变化的 200 W·m⁻²(注,为了排除地表热通量对模拟结果的影响,这里根据实测地表热通量的平均值取值 200 W·m⁻²)的固定地表热通量驱动

模式发展。模式水平模拟区域为 10 km×10 km,垂直方向模拟到 6 km 高度,水平 X 和 Y 方向均采用 200 m 的等距网格,垂直 Z 方向采用随高度变化的张弛网格,即在我们关心的区域或是湍流尺度比较小的区域使用较细的网格。模式边界条件分别采用周期侧边界条件和刚性上下边界条件,并且在约为模式 2/3 高度(即 4 km)以上加入牛顿阻尼吸收层来减少由模式上界反射引起的重力波影响。模式初始化所用地表地转风是由 NCEP/NACR 再分析资料计算得到,地转风切变用地表地转风资料和小球探空资料 1 km 高度的风速求得。模拟时采用有限差分的方法,时长约为 5 h,模式平衡时间约为 1 h,每隔 1800 s 输出一次数据。并且,为了方便研究示踪物的垂直传输,在模式 100 m 高度的近地面层加入绝对浓度为 100 的被动示踪物。在分析改变模式垂直分辨率的各试验模拟结果时,分别对比了不同时段各敏感性试验模拟结果,得出结论较一致,因此以下分析中只选取了 13 时的模拟结果进行说明。另外,还设计了模式水平分辨率为 200 m,垂直分层为 98 层(即 1000 m 高度以下最大网格距为 30 m),其他初始化资料不变,而地表热通量为随时间变化的实测值驱动的标准试验,发现模拟结果与实测资料基本一致(图略),也说明该模式具有较好地模拟能力。表 1 是改变模式垂直分辨率的各敏感性试验中模式垂直分层及垂直网格距的大小。

表 1 各敏感性数值试验中模式垂直分辨率
Table 1 Model vertical resolution in each sensitive numerical test

数值试验	E1	E2	E3	E4
垂直层数	143	104	98	85
1000 m 以下垂直 方向最大格距/m	10	20	30	50

2 模拟结果与分析

2.1 不同尺度湍流对夹卷过程的影响

2.1.1 湍流统计量及热通量特征

图 1 给出了改变模式垂直分辨率的各敏感性试验模拟的 13 时湍流统计量随高度的变化。从图 1a 所示的位温方差廓线可以看出,在边界层低层,位温方差随着高度的增加逐渐减小,直到边界层中部达到最小后随着高度逐渐增大,在夹卷层出现极大值

后又随高度减小。相对较冷的上冲热泡与上层向下卷入的较暖空气之间温度差异造成了夹卷层中位温方差的增大。另外,对比图 1a 中不同试验的结果看出,模式垂直分辨率越高,夹卷层位温方差极大值越大,如试验 E1 模拟的夹卷层位温方差极大值比试验 E4 的要大 0.1 K^2 左右,这是由于模式采用较高垂直分辨率,能模拟出垂直方向更多小尺度的湍流运动,而恰恰是这些小尺度湍流运动对边界层顶的夹卷作用及热量输送都有很大贡献(黄倩等,2014;任燕等,2018)。从图 1b 和 1c 所示的水平速度方差廓线看出,近地面水平速度方差出现最大值,之后随着高度增加而减小;在边界层中部变化不明显;到达边界层顶部又略有增大,随后迅速减小到某一值。

水平速度方差在近地面出现极大值是由于地表摩擦作用造成近地面风切变较大的原因,而在边界层顶部出现峰值则是由于热泡的上升运动受到上部逆温层覆盖的限制转化为水平速度分量,使得水平速度方差在边界层顶附近增大。图 1d 的垂直速度方差廓线显示,垂直速度方差随着高度增加而增大,达到最大值后又随高度增加而减小。另外,从图 1b,1c 和 1d 看出,在垂直分辨率较高的试验中水平速度方差略有增大,而垂直速度方差变化不明显,这也说明垂直方向湍涡尺度大小对边界层及之上的夹卷层风速变化影响不大。

图 2 是各试验模拟的 13 时动力学热通量随高度的变化,可以看出,热通量的最大值在近地面,随

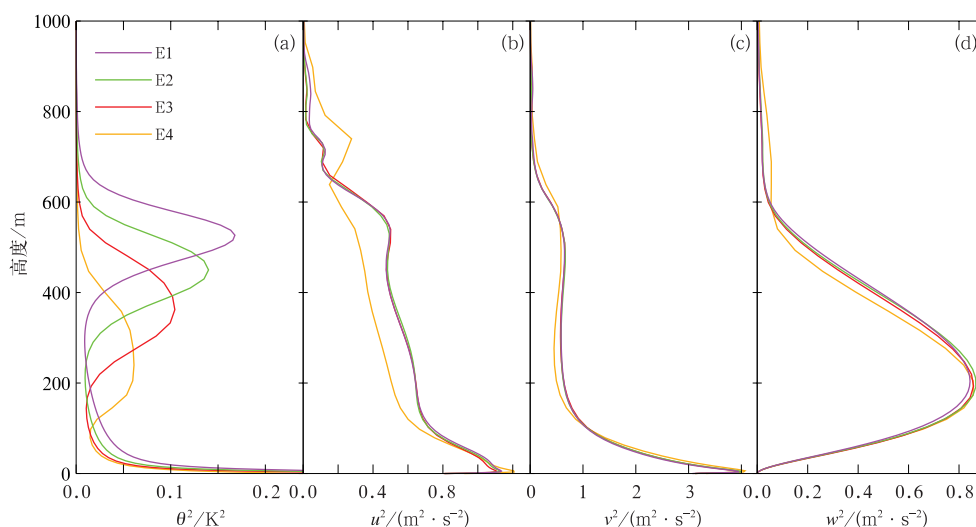


图 1 各试验模拟的 13 时位温(a)、 u (b)、 v (c)和 w (d)方差廓线

Fig. 1 Profiles of potential temperature variance, u variance, v variance and w variance from each test at 13:00 BT

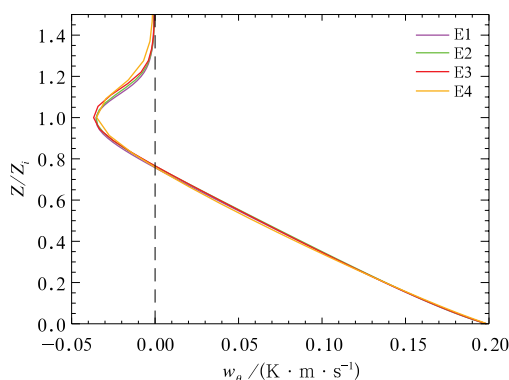


图 2 各试验模拟的 13 时动力学热通量廓线

Fig. 2 Profiles of kinematic heat flux from each test at 13:00 BT

着高度的增加线性递减,到混合层顶附近减小为 0,再往上出现热通量的负值区即夹卷层,夹卷层之上热通量为 $0 \text{ K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,热通量负的最大值所在高度也就是通常所说的边界层顶。图 2 还显示,改变模式垂直分辨率的各试验模拟的动力学热通量廓线较接近,说明夹卷层厚度和夹卷强度受垂直方向湍涡尺度大小影响较小。当模式垂直分辨率从 50 m (试验 E4) 提高到 10 m (试验 E1),夹卷层厚度仅从 $0.68Z_i$ 增大到 $0.73Z_i$ (Z_i 为对流边界层顶高度)。

为进一步理解垂直方向不同尺度湍涡对边界层顶夹卷过程的影响,图 3 给出了改变模式垂直分辨率的各敏感性试验模拟的 13 时不同象限的平均热通量廓线,其中,图 3a,3b,3c,3d 和 3e 分别代表上

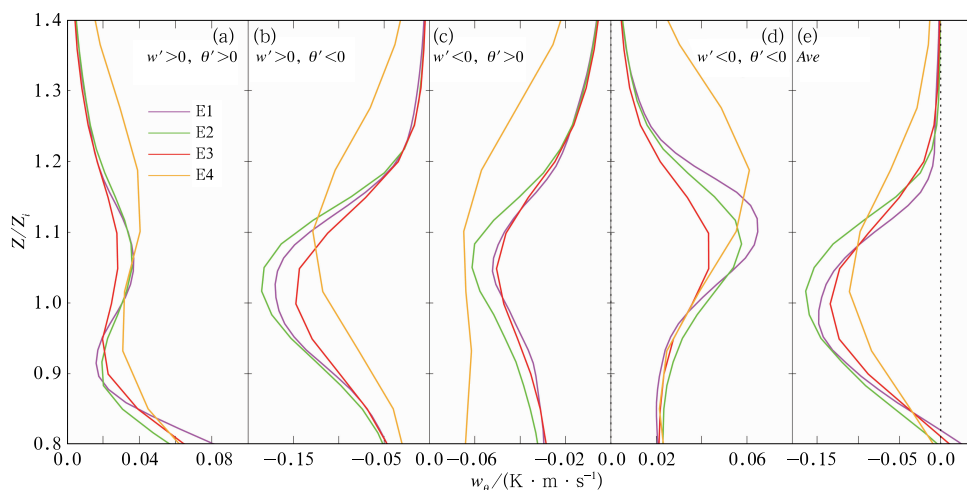


图 3 各试验模拟的 13 时边界层顶附近分象限热通量廓线及平均热通量廓线

(a) 上升暖气流, (b) 上升冷气流, (c) 下沉暖气流, (d) 下沉冷气流, (e) Ave

Fig. 3 Profiles of heat flux in each quadrant and average heat flux from each test at 13:00 BT

(a) updraft warm flow, (b) updraft cold flow, (c) downdraft warm flow,

(d) downdraft cold flow, (e) Ave

升暖气流 $\overline{w'^+\theta'^+}$ 、上升冷气流 $\overline{w'^+\theta'^-}$ 、下沉暖气流 $\overline{w'^-\theta'^+}$ 、下沉冷气流 $\overline{w'^-\theta'^-}$ 和总的平均热通量 Ave。从图 3 可以看出, 试验 E1、E2 和 E3 模拟的各象限平均热通量及总平均热通量廓线较相似, 且夹卷层总平均热通量的增加大多来自于上升冷气流的贡献(对比图 3b 和 3e 可以看出), 这里冷气流是与夹卷层周围相对较暖的空气比较而言。又由于上升热泡(即上升冷气流)在稳定层里最终会改变方向而变为下沉冷气流(图 3d), 进而贡献热通量的正值, 因此热泡在夹卷层形成的热通量很大一部分是相互抵消的, 这也与 Sullivan et al (1998) 和 Kim et al (2003) 研究结果一致。另外, 从总平均热通量廓线(图 3e)还可以看出, 试验 E2 模拟的夹卷层最大热通量绝对值较试验 E4 模拟的要大近 $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 但继续提高模式垂直分辨率的试验 E1 模拟的夹卷层最大热通量绝对值却比试验 E2 模拟的略有减小。由图 3 得出, 上升冷气流对夹卷层总平均热通量增加的贡献最大, 但并不是垂直方向小尺度湍流越多(模式垂直分辨率越高)影响越大, 这也许与夹卷层湍流尺度变化有关。

图 4 给出了改变模式垂直分辨率的各试验模拟的 13 时夹卷速度(赵建华等, 2011)在夹卷层附近随高度的变化。从图 4 可以看出, 在夹卷层, 夹卷速度随着高度增加而增大, 在边界层上层达到最大后又

随高度减小。另外, 提高模式垂直分辨率, 夹卷层的夹卷速度也增大, 这是因为边界层中的湍流是各项异性的, 而垂直方向主要以小尺度湍流运动为主(Stull, 1988), 模式垂直分辨率越高, 垂直方向越多的小尺度湍流被模拟出来, 夹卷速度也越大。

2.1.2 夹卷层物理量水平分布特征

为了分析垂直方向不同尺度湍流对夹卷层各高度物理量水平分布特征的影响, 图 5 给出了改变模式垂直分辨率的各敏感性试验模拟的 13 时的 $1.1Z_i$ 、 $1.2Z_i$ 、 $1.3Z_i$ 高度处垂直速度、位温和示踪物绝对

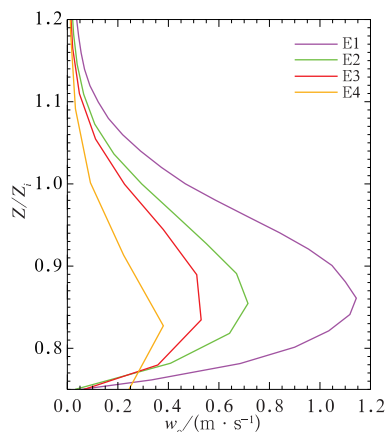


图 4 各试验模拟的 13 时夹卷速度(w_c)廓线

Fig. 4 Profiles of clamping speed (w_c)

from each test at 13:00 BT

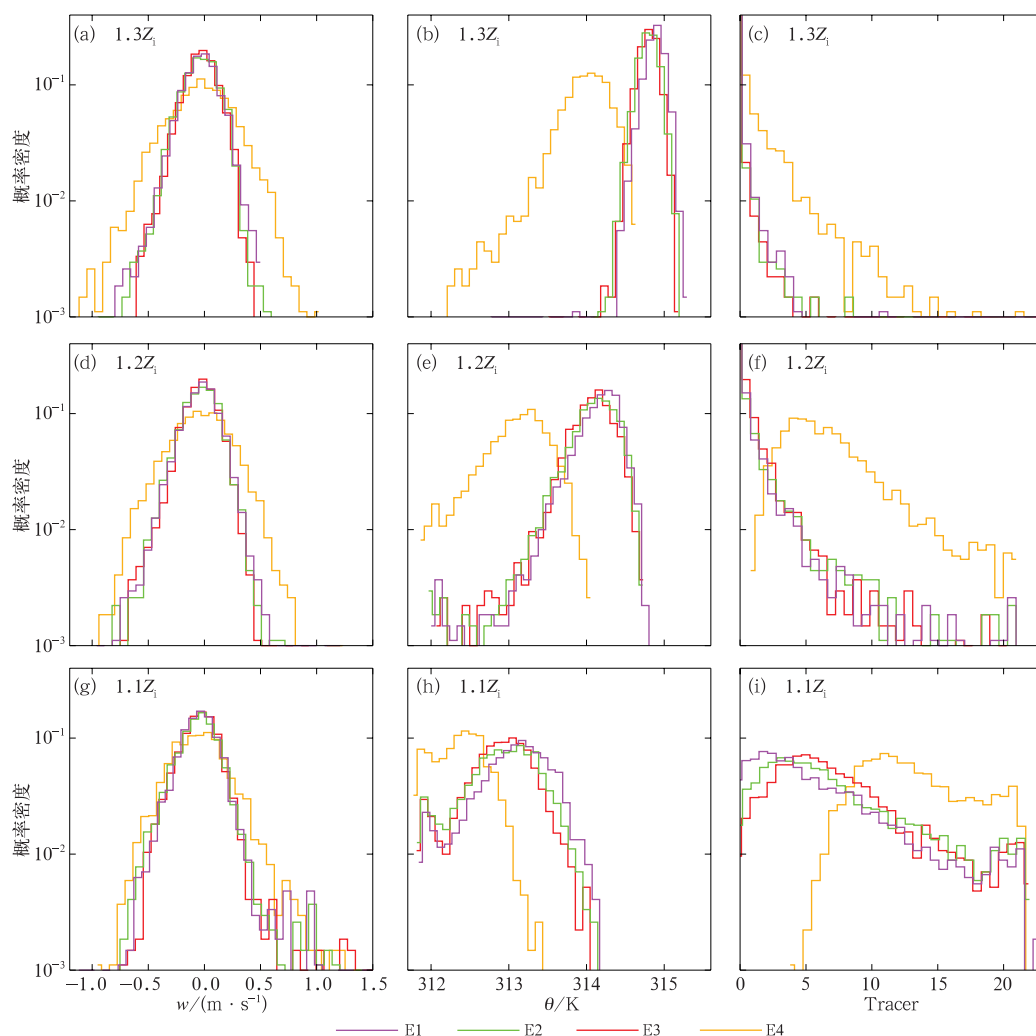


图 5 各试验模拟的 13 时夹卷层不同高度垂直速度(a,d,g)、位温(b,e,h)和示踪物浓度(Tracer)(c,f,i)的概率密度函数(PDFs)分布
(a,b,c) $1.3Z_i$, (d,e,f) $1.2Z_i$, (g,h,i) $1.1Z_i$

Fig. 5 PDFs of vertical velocity (a, d, g), potential temperature (b, e, h) and tracer concentration (c, f, i) from each test at 13:00 BT for the different heights in clamping layer
(a, b, c) $1.3Z_i$, (d, e, f) $1.2Z_i$, (g, h, i) $1.1Z_i$

浓度的概率密度函数(PDFs)分布。从垂直速度的 PDFs 分布(图 5a,5d,5g)可以看出,试验 E1、E2 和 E3 模拟的垂直速度 PDFs 分布特征较为相似,即从 $1.1Z_i \sim 1.3Z_i$,越往夹卷层上部,上升气流相对减少而下沉气流相对增多,且分布较对称。并且,提高模式垂直分辨率能够模拟出垂直速度 PDFs 的尾部分布,垂直方向上越多的小尺度湍涡被分辨出来。另外还注意到,越靠近夹卷层中上部,垂直分辨率较低的试验 E4 模拟的上升气流和下沉气流不仅强度较其他三个试验的强,且垂直速度 PDFs 分布也较多,

这说明垂直方向大尺度湍涡较多时,夹卷层中上部湍流强度较大,分布范围较广。

从位温的 PDFs(图 5b,5e,5h)分布可以看出,在 $1.1Z_i$ 高度处,各试验模拟的位温 PDFs 分布均为正倾斜(峰值在左侧),即上升气流较暖、下沉气流相对较冷,而从 $1.2Z_i \sim 1.3Z_i$,各试验模拟的位温 PDFs 变为负倾斜分布,即夹卷层越往上部,下沉气流越暖、向下卷入的暖空气越多。对比不同试验结果看出,模式垂直分辨率较高时模拟的夹卷层相对更暖,如试验 E1 比试验 E2 和 E3 模拟的 $1.3Z_i$ 高

度处平均位温分别大约 0.2 和 0.4 K 左右,比试验 E4 模拟的大近 1.2 K。

另外,从示踪物绝对浓度的 PDFs(图 5c,5f,5i)分布来看,从 $1.1Z_i \sim 1.3Z_i$ 高度,各试验模拟的示踪物浓度的 PDFs 分布呈现出正倾斜特征,即夹卷层越往上,示踪物的高浓度值越少而低浓度值越多。另外还注意到,试验 E4 模拟的边界层顶以上各高度处示踪物高浓度值 PDFs 分布相对要多于其他模式垂直分辨率较高的各试验,这也说明垂直方向的大尺度湍流运动更有利于示踪物的垂直传输。

2.2 不同尺度湍流对示踪物垂直传输的影响

基于上述分析,为了更好地理解垂直方向不同尺度湍流运动对示踪物垂直传输的作用,进一步给出了 13 时改变垂直分辨率的 4 个试验模拟的垂直方向示踪物浓度二维 PDFs 分布(图 6)。从图 6 可以看出,各试验模拟的示踪物浓度在垂直方向的 PDFs 分布相对较对称,且示踪物浓度随着高度的增加逐渐减小,到达边界层顶附近减小较快。另外,

图 6 还显示,改变模式垂直分辨率的各敏感性试验模拟的示踪物在垂直方向传输的最大高度相差不大,均为 0.7 km 左右;模式垂直分辨率较低的试验 E4 比其他垂直分辨率较高的各试验模拟的示踪物绝对浓度随高度的递减速率相对要慢,这说明垂直方向湍涡尺度大小对示踪物垂直传输高度影响不明显,而对示踪物浓度空间分布有一定作用,即在相同的时间内,大尺度湍流运动更有助于将较多的示踪物带到某一高度,因此在夹卷层各高度模式垂直分辨率较低的试验 E4 模拟的示踪物高浓度值 PDFs 分布相对较多,这也与图 5c,5f,5i 得出结论一致。

图 7 是计算的各敏感性试验模拟的 13 时夹卷层各高度示踪物浓度的垂直通量。从图 7 可以看出,总体上,在 $1.1Z_i$ 、 $1.2Z_i$ 和 $1.3Z_i$ 高度处,模式垂直分辨率较高时,模拟的示踪物浓度的垂直通量较大而强度却较小,且越往夹卷层上部这种特征越明显。另外,由图 5 和图 6 的分析已知,垂直方向大尺度湍涡较多时,夹卷层各高度上的高浓度的示踪物分布较多,结合图 7 垂直方向不同尺度湍涡对示

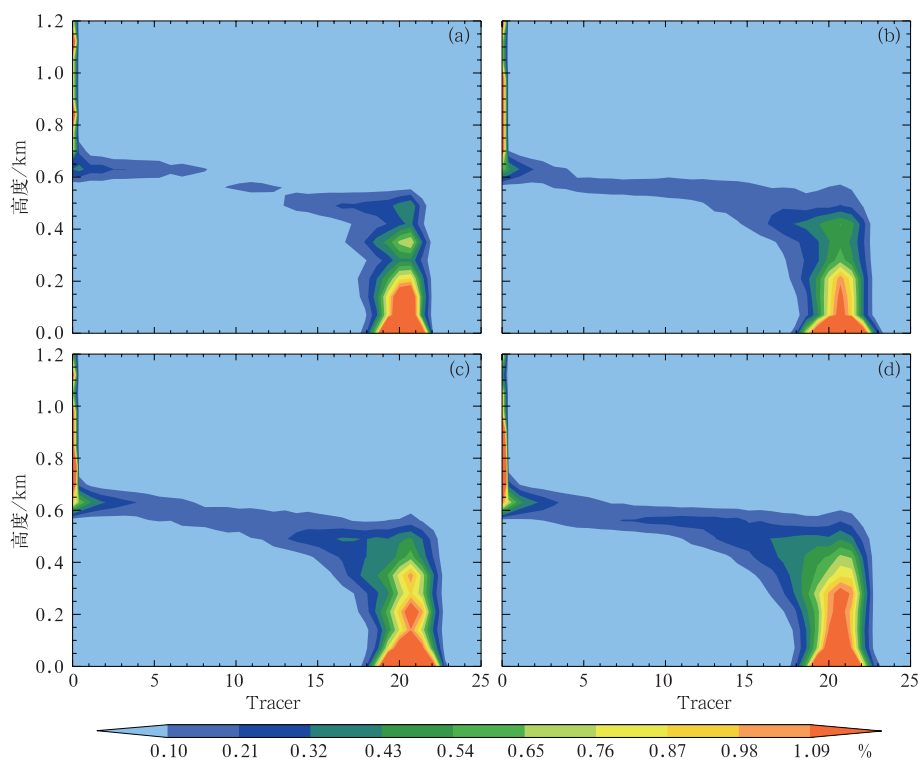


图 6 试验 E1(a),E2(b),E3(c)和 E4(d)模拟的 13 时垂直方向示踪物浓度的概率密度函数分布

Fig. 6 Vertical distribution of PDFs of the tracer concentration from test E1 (a), test E2 (b), test E3 (c) and test E4 (d) at 13:00 BT

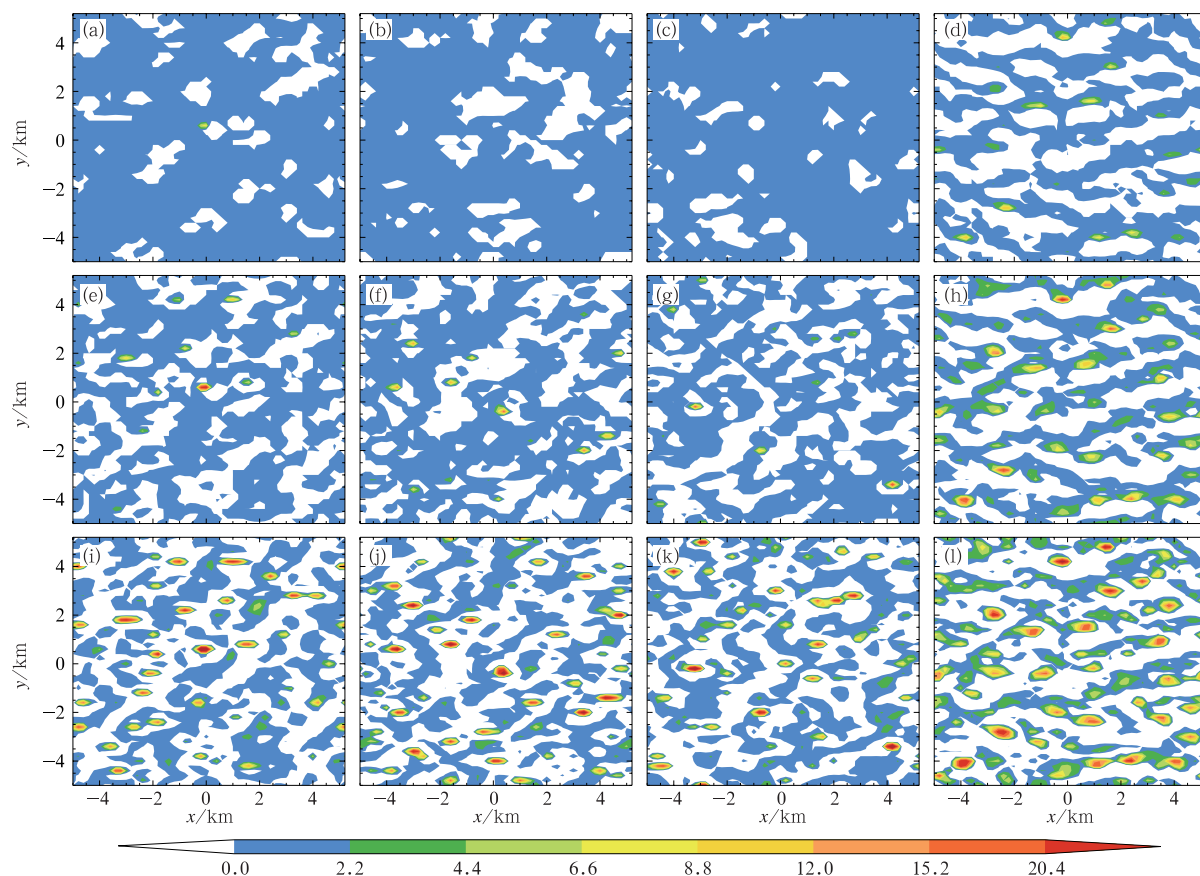


图 7 试验 E1(a,e,i),E2(b,f,j),E3(c,g,k),E4(d,h,l)模拟的 13 时 $1.1Z_i$ (a~d)、 $1.2Z_i$ (e~h) 和 $1.3Z_i$ (i~l) 高度示踪物浓度的垂直通量

Fig. 7 Vertical flux of tracer concentration from test E1 (a, e, i), test E2 (b, f, j), test E3 (c, g, k), test E4 (d, h, l) at 13:00 BT for the different heights above the top of boundary layer (a, b, c, d) $1.1Z_i$, (e, f, g, h) $1.2Z_i$, (i, j, k, l) $1.3Z_i$

踪物浓度垂直通量的影响可以得出,示踪物被垂直向上传输的过程不仅与垂直方向湍流的尺度大小有关,还与湍流运动的强度有一定关系,即湍流尺度越大,强度越强,示踪物被向上传输的越多。

3 结 论

本研究利用“西北干旱区陆-气相互作用野外观测试验”加密观测期间 2000 年 6 月 3 日敦煌站探空资料,结合大涡模式 LEM,通过改变模式垂直分辨率的敏感性试验,分析研究了垂直方向不同尺度湍流运动对夹卷过程及示踪物垂直传输模拟的影响,明确了大涡模式垂直分辨率在模拟结果分析中的作用。

(1) 模式垂直分辨率较高时,模拟的夹卷层位温方差较大,说明垂直方向上小尺度湍流运动对边

界层顶夹卷作用的贡献更大。而速度方差变化不明显,表明边界层及之上的夹卷层风速变化受湍流尺度影响较小。另外,不同尺度湍流对夹卷层厚度和夹卷强度影响不大。上升冷气流对夹卷层总平均热通量增加的贡献最大,但并不是模式垂直分辨率越高影响越大,这也许与夹卷层湍流尺度变化有关。

(2) 垂直方向湍流尺度对夹卷层各高度垂直速度、位温及示踪物绝对浓度的水平分布有一定影响。模式垂直分辨率为 10、20 和 30 m 时,模拟的垂直速度、位温及示踪物浓度概率密度函数(PDFs)分布较相似,且变化范围较接近。当模式分辨率较低为 50 m 时,模拟的垂直速度 PDFs 分布变化范围增大,上升气流和下沉气流强度增强,且越往夹卷层上部越明显;模式垂直分辨率较低时模拟的夹卷层相对较冷,且示踪物高浓度值 PDFs 分布偏多。

(3) 垂直方向湍流尺度对示踪物垂直传输高度

影响不明显,而对示踪物浓度空间分布有一定作用。垂直方向大尺度湍涡较多时,夹卷层各高度上示踪物的高浓度值分布较多。此外,示踪物的垂直传输还与湍涡的强度有关,湍涡强度越强,越有助于将更多的示踪物向上传输到某一高度。

尽管提高模式垂直分辨率,夹卷层湍流细微分布特征被模拟得越清晰,但考虑到分辨率越高计算时间越长,且在模拟过程中产生的噪音越大反而会影响对其平均结构的模拟。因此综上分析认为,当模式采用30 m的垂直分辨率时,既能较好地模拟出夹卷层结构的平均状态,又能模拟出夹卷层湍流的精细分布特征,是较为理想的选择。另外,本文分析的大涡模式垂直分辨率对模拟结果影响的敏感性试验都是在较为理想条件下进行的,并没有考虑复杂地形的作用和混合长的选取引起的模式本身模拟结果的偏差。因此,今后需要更多敏感性试验结果对模拟结果进行进一步补充。

参考文献

- 蔡子颖,张敏,韩素芹,等,2018.天津重污染天气混合层厚度阈值及应用研究[J].气象,44(7):911-920. Cai Z Y, Zhang M, Han S Q, et al, 2018. Research on threshold and regularity of mixed layer thickness in heavy pollution weather in Tianjin[J]. Meteor Mon, 44(7):911-920(in Chinese).
- 陈炯,马占山,苏勇,2017.适用于GRAPES模式C-P边界层方案的设计和实现[J].应用气象学报,28(1):52-61. Chen J, Ma Z S, Su Y, 2017. Boundary layer coupling to Charney-Phillips vertical grid in GRAPES model[J]. J Appl Meteor Sci, 28(1):52-61(in Chinese).
- 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[J].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[J]. Acta Meteor Sin, 72(1):100-115(in Chinese).
- 江川,沈学顺,2013.基于大涡模拟评估GRAPES模式对对流边界层的模拟性能[J].气象学报,71(5):879-890. Jiang C, Shen X S, 2013. Assessment of the simulative performance of the GRAPES model on the convective boundary layer based on the large eddy simulations[J]. Acta Meteor Sin, 71(5):879-890(in Chinese).
- 刘辉志,王雷,杜群,2018.大气边界层物理研究进展(2012~2017年)[J].大气科学,42(4):823-832. Liu H Z, Wang L, Du Q, 2018. An overview of recent studies on atmospheric boundary layer physics (2012-2017)[J]. Chin J Atmos Sci, 42(4):823-832(in Chinese).
- 刘梦娟,张旭,陈葆德,2018.边界层参数化方案在“灰色区域”尺度下的适用性评估[J].大气科学,42(1):52-69. Liu M J, Zhang X, Chen B D, 2018. Assessment of the suitability of planetary boundary layer schemes at “grey zone” resolutions[J]. Chin J Atmos Sci, 42(1):52-69(in Chinese).
- 刘羽,杨学胜,孙健,2013.在GRAPES模式中引入夹卷过程的影响试验[J].热带气象学报,29(2):215-220. Liu Y, Yang X S, Sun J, 2013. The impacts of the entrainment process on GRAPES model[J]. J Trop Meteor, 29(2):215-220(in Chinese).
- 陆春松,郭小浩,赵天良,等,2017.气候模式中积云夹卷率参数化方案的建立[C]//第34届中国气象学会年会S25谢义炳先生诞辰100周年纪念暨学术研讨会论文集.郑州:中国气象学会:71-74. Lu C S, Guo X H, Zhao T L, et al, 2017. Establishment of parameterized cumulus volume ratio in climate model[C]//Proceedings of the 34th Annual Meeting of the Chinese Meteorological Society S25 Mr. Xie Yibing's 100th Anniversary and Academic Seminar. Zhengzhou:71-74(in Chinese).
- 罗仕,陆春松,郭小浩,等,2017.夹卷混合过程对青藏高原云滴谱及微物理量影响的数值模拟研究[J].中国科技论文,12(9):972-977. Luo S, Lu C S, Guo X H, et al, 2017. Numerical simulation of the effects of entrainment-mixing on cloud droplet size distributions and microphysical properties over the Tibetan Plateau [J]. China Sci Paper, 12(9):972-977(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[J].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]. J Trop Meteor, 34(1):23-33(in Chinese).
- 万静,孙鉴泞,2010.对流边界层发展受覆盖逆温影响的大涡模拟研究[J].气象科学,30(5):715-723. Wan J, Sun J N, 2010. Impact of capping inversion on development of convective boundary layer: evaluating the parameterization of entrainment rate through large-eddy simulation[J]. Sci Meteor Sin, 30(5):715-723(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[J].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[J]. Chin J Atmos Sci, 39(4):731-746(in Chinese).
- 徐敬,马志强,赵秀娟,等,2015.边界层方案对华北低层O₃垂直分布模拟的影响[J].应用气象学报,26(5):567-577. Xu J, Ma Z Q, Zhao X J, et al, 2015. The effect of different planetary boundary layer schemes on the simulation of near surface O₃ vertical distribution[J]. J Appl Meteor Sci, 26(5):567-577(in Chinese).
- 张强,胡隐樵,2001.大气边界层物理学的研究进展和面临的科学问题[J].地球科学进展,16(4):526-532. Zhang Q, Hu Y Q, 2001. Scientific problems and advance of atmospheric boundary layer physics[J]. Adv Earth Sci, 16(4):526-532(in Chinese).
- 张强,王蓉,岳平,等,2017.复杂条件陆-气相互作用研究领域有关科学问题探讨[J].气象学报,75(1):39-56. Zhang Q, Wang R, Yue P, et al, 2017. Several scientific issues about the land-atmosphere interaction under complicated conditions[J]. Acta Meteor Sin, 75(1):39-56(in Chinese).

- 张强,王胜,张杰,等,2009. 干旱区陆面过程和大气边界层研究进展[J]. 地球科学进展, 24(11): 1185-1194. Zhang Q, Wang S, Zhang J, et al, 2009. The progresses on land surface processes and atmospheric boundary layer in arid regions[J]. Adv Earth Sci, 24(11): 1185-1194(in Chinese).
- 张强,赵映东,王胜,等,2007. 极端干旱荒漠区典型晴天大气热力边界层结构分析[J]. 地球科学进展, 22(11): 1150-1159. Zhang Q, Zhao Y D, Wang S, et al, 2007. A study on atmospheric thermal boundary layer structure in extremely arid desert and Gobi region on the clear day in summer[J]. Adv Earth Sci, 22(11): 1150-1159(in Chinese).
- 赵建华,张强,王胜,2011. 西北干旱区对流边界层发展的热力机制模拟研究[J]. 气象学报, 69(6): 1029-1037. Zhao J H, Zhang Q, Wang S, 2011. A simulative study of the thermal mechanism for development of the convective boundary layer in the arid zone of Northwest China [J]. Acta Meteor Sin, 69(6): 1029-1037 (in Chinese).
- 朱玉祥,黄嘉佑,丁一汇,2016. 统计方法在数值模式中应用的若干新进展[J]. 气象, 42(4): 456-465. Zhu Y X, Huang J Y, Ding Y H, 2016. Some new advances in application of statistical methods to numerical models[J]. Meteor Mon, 42(4): 456-465(in Chinese).
- Betts A K, 1973. Non-precipitating cumulus convection and its parameterization[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 99(419): 178-196.
- Chosson F, Brenguier J L, Schüller L, 2007. Entrainment-mixing and radiative transfer simulation in boundary layer clouds[J]. J Atmos Sci, 64(7): 2670-2682.
- Gray M E B, Petch J, Derbyshire S H, et al, 2001. Version 2. 3 of the Met. Office large eddy model[R]. Exeter: Met. Office.
- Kim S W, Park S U, Moeng C H, 2003. Entrainment processes in the convective boundary layer with varying wind shear[J]. Bound-Layer Meteor, 108(2): 221-245.
- Lehmann K, Siebert H, Shaw R A, 2009. Homogeneous and inhomogeneous mixing in cumulus clouds: dependence on local turbulence structure[J]. J Atmos Sci, 66(12): 3641-3659.
- Lilly D K, 1968. Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 94(401): 292-309.
- Shin H H, Hong S Y, 2013. Analysis of resolved and parameterized vertical transports in convective boundary layers at gray-zone resolutions[J]. J Atmos Sci, 70(10): 3248-3261.
- Stull R B, 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology [M]. Dordrecht: Springer.
- Sullivan P P, Moeng C H, Stevens B, et al, 1998. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer[J]. J Atmos Sci, 55(19): 3042-3064.
- Tian W S, Parker D J, Kilburn C A D, 2003. Observations and numerical simulation of atmospheric cellular convection over mesoscale topography[J]. Mon Wea Rev, 131(1): 222-235.
- Xue H W, Feingold G, 2006. Large-eddy simulations of trade wind cumuli: investigation of aerosol indirect effects[J]. J Atmos Sci, 63(6): 1605-1622.