

王 蓉, 黄 倩, 岳 平. 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[J]. 干旱气象, 2019, 37(1): 48–56. [WANG Rong, HUANG Qian, YUE Ping. Effect of Large Eddy Horizontal Resolution on Simulation of Entrainment and Tracer Vertical Transport[J]. Journal of Arid Meteorology, 2019, 37(1): 48–56], DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2019)-01-0048

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

王 蓉¹, 黄 倩², 岳 平³

(1. 甘肃省人工影响天气办公室, 甘肃 兰州 730020; 2. 兰州大学大气科学学院,
半干旱气候教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 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, 甘肃 兰州 730020)

摘 要: 利用敦煌干旱区野外加密观测资料, 结合大涡模式模拟研究模式水平分辨率对边界层对流、夹卷过程及示踪物垂直传输的影响。结果表明: 模式水平分辨率越高, 模拟的边界层对流泡个数越多, 尺度越小, 且对流强度越强; 提高模式水平分辨率, 夹卷层位温方差增大, 水平速度方差减小, 垂直速度方差增大, 且上升冷气流对夹卷层热通量的贡献最大。模式水平分辨率越高, 垂直速度、位温及示踪物绝对质量浓度概率密度函数分布变化范围相对越广, 且模拟的细微变化特征越清晰。另外, 提高模式水平分辨率, 模拟的示踪物空间分布特征更加细致, 示踪物传输高度也较高。综合考虑到分辨率越高在模拟过程中产生的噪音越大且计算时间越久等问题, 认为采用 200 m 水平分辨率时, 模式既能较好地模拟出边界层对流的平均结构, 又能模拟出边界层湍流的较细微分布特征, 是较为理想的选择。

关键词: 大涡模拟; 水平分辨率; 边界层; 夹卷; 示踪物; 垂直传输

文章编号: 1006-7639(2019)01-0048-09 DOI:10.11755/j.issn.1006-7639(2019)-01-0048

中图分类号: P421

文献标志码: A

引 言

对流边界层也就是通常所说的混合层, 在边界层中受地面影响最强烈。尽管地表热通量和风切变是影响边界层对流发展的重要机制^[1-3], 然而除了地面加热向上传输热量使得大气边界层发展以外, 对流边界层以上自由大气中浮力较强的暖空气向下混合进入边界层, 以及来自边界层的上冲热泡形成的夹卷过程对边界层对流发展的贡献也不能忽视^[4]。

夹卷过程的本质是对流边界层湍流与自由大气在夹卷层进行的混合作用, 其不仅直接影响边界层对流的发展, 还对污染物的扩散、低云中降水的形成、气溶胶间接效应的评估、低云和气候之间的反馈以及雷达遥感云水含量的准确度有着十分重要的影响^[5-8]。LILLY^[9]在 1968 年最先提出了边界层的

零阶模型, 认为夹卷层的厚度为零, 在边界层顶部存在一个温度的不连续面。随后 BETTS^[10]提出的一阶模型中认为边界层顶部不是温度的突然跃变, 而是具有比自由大气更强的逆温层。之后在此基础上, 相继开展了一些研究工作, 并取得了很大的进展^[11-16]。然而以往对夹卷层及夹卷过程的研究大多集中于其结构特征和特征量参数化等方面^[17-18], 而对夹卷层湍流分布规律的研究相对较少。另外, 由于夹卷层位于边界层顶, 且湍流尺度较小, 使用观测手段获取其信息仍比较困难, 而大涡模拟技术以其能够全面捕捉湍流特征的优势, 成为目前研究湍流的重要手段之一^[19-20]。

我国西北地区特别是极端干旱的敦煌地区, 不仅是我国沙尘暴的多发区, 并且其夏季晴天边界层高度超过 4 km^[21-22], 深厚的边界层对流可以将沙

收稿日期: 2018-05-16; 改回日期: 2018-09-27

基金项目: 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)、国家自然科学基金面上项目(41575008)和甘肃省气象局气象科研面上项目(GSMAMs2018-16)共同资助

作者简介: 王蓉(1989—), 女, 硕士研究生, 工程师, 主要从事边界层湍流及沙尘传输等研究。E-mail: 13679418316@163.com。

尘传输到较高的高度,因此对该地区边界层对流及边界层顶夹卷过程的研究对进一步深入研究沙尘暴的发生和发展机理具有重要理论价值^[23-24]。鉴于此,本文以敦煌干旱区为研究区域,利用高分辨率的大涡模式模拟研究边界层及夹卷层湍流较细微的结构特征,并通过改变模式水平分辨率的敏感性数值试验模拟研究模式水平分辨率对边界层对流发展、夹卷过程及示踪物垂直传输的影响,以期今后干旱区气候模式中边界层湍流的参数化提供一定的依据。

1 模式及方法介绍

英国气象局大涡模式 LEM (large eddy model) Version 2.4^[25] 是一个高分辨率、非静力平衡的三维数值模式,可用来模拟范围广泛的湍流尺度和云尺度问题。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。对模式计算方程组的具体描述见文献^[4]。在该研究模拟中采用了 0.23 倍的模式水平网格距作为大涡模式次网格模型的基本长度尺度。

将“西北干旱区陆-气相互作用野外观测实验”加密观测期间 2000 年 6 月 3 日 12:00 敦煌站的风速、位温、比湿、气压探空资料作为模式的初始场,利用不随时间变化的固定地表热通量 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (该地表热通量值是实测地表热通量的平均值)驱动模式发展。模拟时水平区域取 $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$,垂直高度取 6 km ,水平 X 和 Y 方向采用等距网格,垂直 Z 方向采用随高度变化的张弛网格(共 85 层)。模式采用周期侧边界条件和刚性上下边界条件,并在高度 4 km 以上应用牛顿阻尼吸收层来减少模式上界反射引起的重力波影响。模式中使用的地表地转风由 NCEP/NAO 2.5° × 2.5° 再分析资料计算得到,地转风切变是用小球探空 1 km 高度的风速和地表地转风资料求得。计算时采用有限差分方法,模拟时长为 5 h ,模式平衡时间约 1 h ,每隔 1800 s 输出一次数据。为了方便研究,在模式近地面 100 m 高度加入绝对质量浓度为 100 的被动示踪物。另外,还进行了模式水平分辨率为 200 m 、其他初始化资料不变、地表热通量为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),说明该模式具有较好的模拟能力。表 1 列出各敏感性试验中的模式水平分辨率。

表 1 各敏感性数值试验中模式水平分辨率

Tab. 1 The horizontal resolution of the model in each numerical sensitivity test

数值试验	水平分辨率/m
E1	50
E2	200
E3	500
E4	1000

2 模拟结果与分析

2.1 模式水平分辨率对边界层对流的影响

图 1 是各敏感性试验模拟的不同时次边界层平均位温廓线。6 月 3 日 13:00—15:00 (北京时,下同),随着时间的推移,对流边界层(简称“CBL”)不断增暖,其厚度也在逐渐增大。对比同一时次,随着模式水平分辨率的提高,模拟的 CBL 平均位温增大,且边界层厚度也较大。14:00,试验 E1 模拟的 CBL 平均位温约 313.4 K ,厚度约 550 m ,而试验 E4 模拟的 CBL 平均位温约 312.8 K ,厚度约 480 m 。

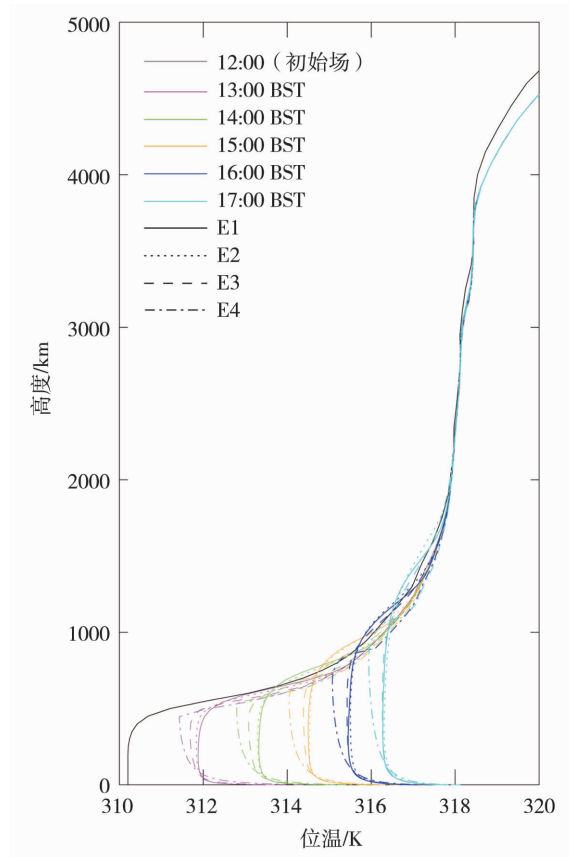


图 1 各试验模拟的不同时次边界层平均位温廓线 (图中不同颜色线条代表不同时间)

Fig. 1 Simulated profiles of average potential temperature from each test at different times (Different color lines represent different times)

另外还注意到,试验 E4 模拟的各时次位温在整个 CBL 中随高度增加而减小,即整个 CBL 是超绝热层。一般来说,如果不考虑边界层大气及气溶胶的辐射过程,CBL 的热源有两个:一个是地面向上的热量输送,另一个是边界层顶的夹卷过程将逆温层中的暖空气卷入混合层。两个加热过程使 CBL 中位温的垂直梯度为零。然而,当模式水平分辨率太低(试验 E4)时,就不能较准确地模拟出对流边界层的位温变化及边界层顶的夹卷过程。

为了分析模式水平分辨率变化对边界层对流泡发展变化的影响,图 2 给出各敏感性试验模拟的不同时次垂直速度的垂直剖面。可以看出,13:00—15:00,各试验模拟的对流泡向上发展的高度越高,边界层的厚度逐渐增大。另外,模式水平分辨率越高,边界层对流泡的细微结构越清晰,对流泡的个数越多而尺度越小。15:00,试验 E1、E2、E3 和 E4 模拟的 CBL 中气流的最大上升速度分别为 4.2 、 3.2 、 2.0 和 $0.06 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,说明模式水平分辨率越高,模拟的边界层对流强度越强。

为进一步理解模式水平分辨率对边界层各高度物理量水平分布特征的影响,图 3 给出各敏感性试验模拟的边界层不同高度垂直速度、位温及示踪物

绝对质量浓度的概率密度函数(简称“PDF”)分布。试验 E1、E2 和 E3 模拟的垂直速度 PDF 分布较相似,即在 $0.3Z_i$ 高度(Z_i 为对流边界层顶高度)上升气流和下沉气流分布较对称,而在 $0.7Z_i$ 和 $1.0Z_i$ 高度,上升气流少而下沉气流多,但是上升气流的强度却比下沉气流大。另外,试验 E1 模拟的垂直速度变化范围较广,这是因为模式水平分辨率越高,模拟的垂直速度的微小变化越清晰。试验 E4 模拟的边界层各高度垂直速度 PDF 分布均集中在 0 附近,说明模式水平分辨率太低时,模式只能模拟出 CBL 中湍流的平均运动状态。试验 E1、E2 和 E3 模拟的位温概率密度在 $0.3Z_i$ 和 $0.7Z_i$ 高度处都表现出正倾斜特征(峰值在左侧),也就是上升气流为暖空气而下沉气流是相对较冷的空气,并且越往上到对流边界层顶附近的 $1.0Z_i$ 高度处,试验 E1 和 E2 模拟的位温的 PDF 分布相对较平缓,而试验 E3 模拟的位温 PDF 分布仍显示出正倾斜特征,这是由于模式水平分辨率较高的试验能够较好地模拟出边界层顶的夹卷过程,而上部逆温层的暖空气被夹卷进入边界层能够加热边界层大气,使得边界层顶位温的 PDF 分布趋于平缓。模式水平分辨率越高,模拟的边界层平均位温越大,这与高分辨率的试验能够模

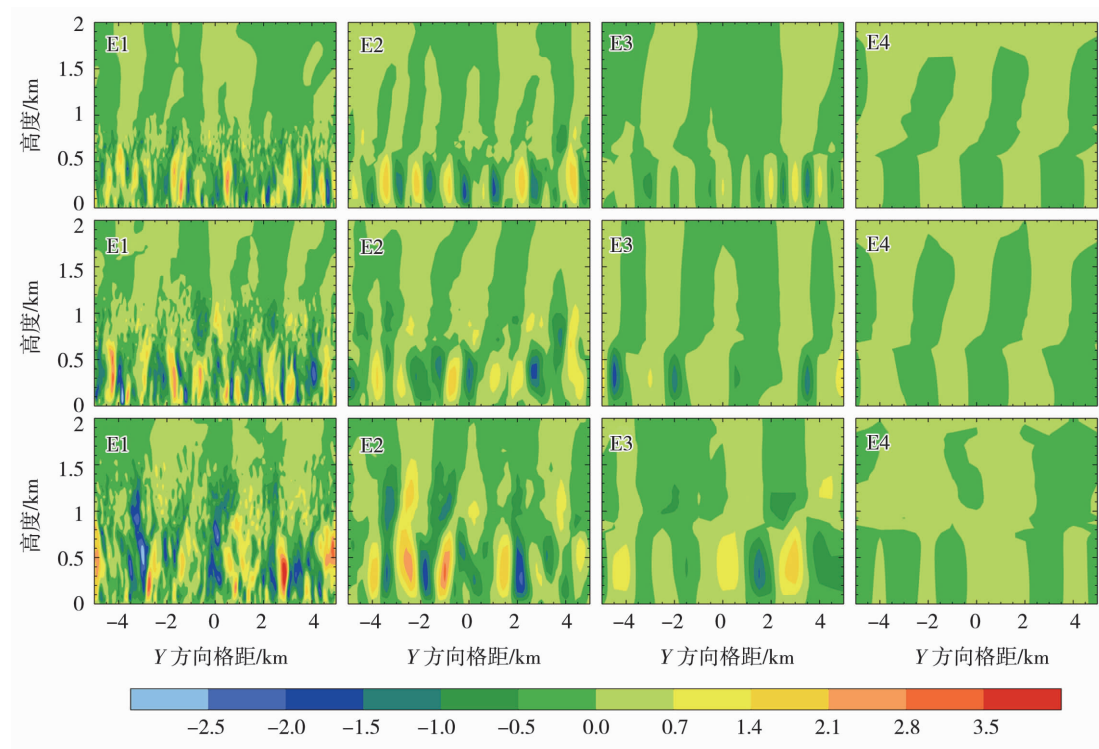


图2 各试验模拟的 13:00(上)、14:00(中)和 15:00(下)垂直速度的垂直剖面(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.2 Vertical cross sections of simulated vertical velocity at 13:00 BST (the top), 14:00 BST (the middle) and 15:00 BST (the bottom) from each test (Unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

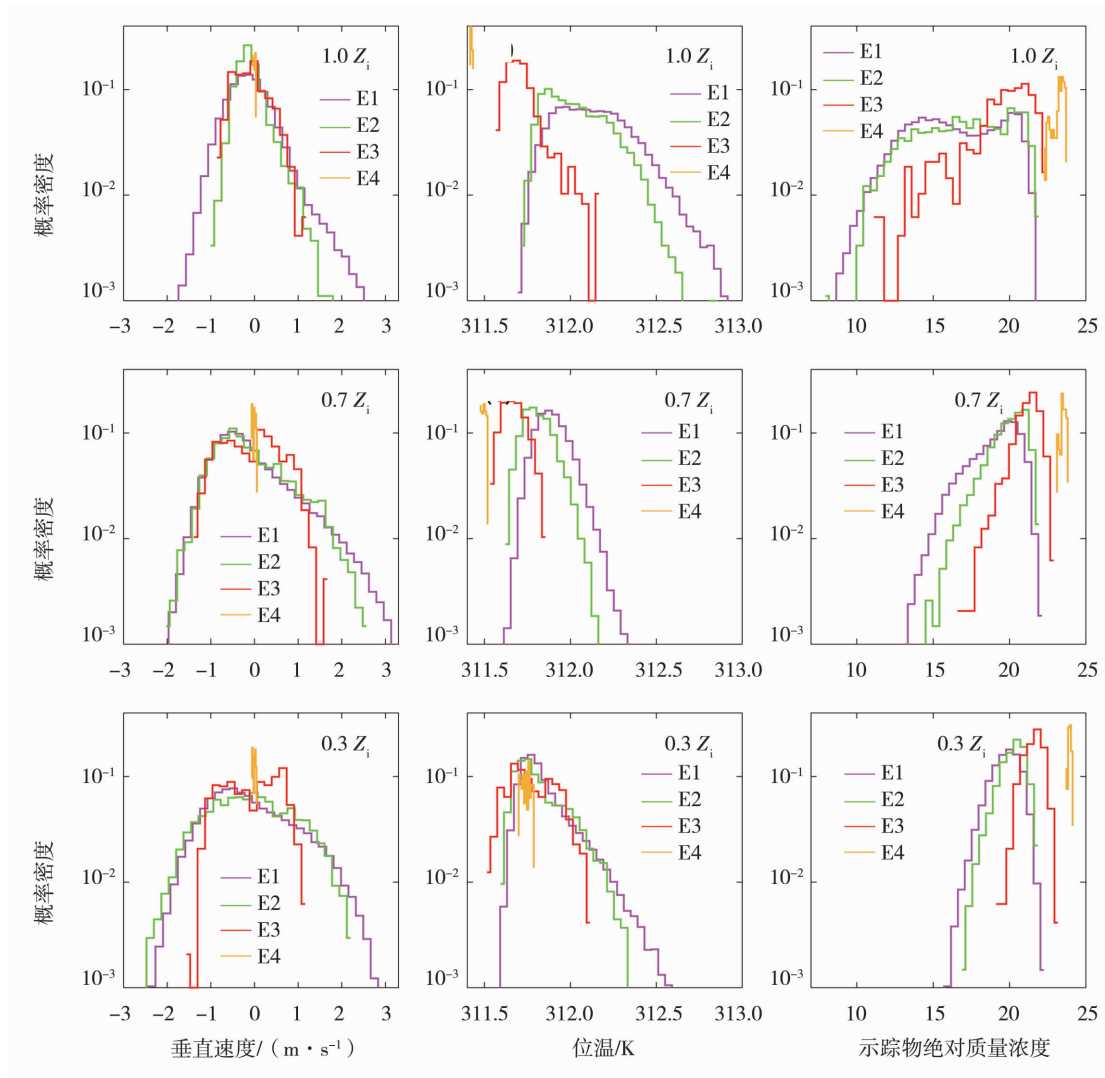


图3 各试验模拟的 13:00 边界层不同高度垂直速度(左)、位温(中)和示踪物绝对质量浓度(右)的概率密度分布

Fig. 3 The probability density distribution of vertical velocity (the left), potential temperature (the middle) and absolute mass concentration of tracer (the right) from each test at different heights in boundary layer at 13:00 BST

拟出较小热泡有关。而模式水平分辨率较低的 E4 试验,只能模拟出边界层平均位温。从 $0.3Z_i$ 到 $0.7Z_i$,示踪物绝对质量浓度的 PDF 分布为负倾斜,即上升气流对应的示踪物绝对质量浓度较小;在 $1.0Z_i$ 高度,由于上部不含示踪物空气的向下卷入,使得其分布变得较平缓。另外,模式水平分辨率越高,模拟的示踪物绝对质量浓度的变化范围越大,而水平分辨率较低的试验 E4,不仅不能模拟出示踪物绝对质量浓度的细微分布特征,且模拟的示踪物平均绝对质量浓度偏大。

2.2 模式水平分辨率对夹卷过程的影响

图4是各敏感性试验模拟的 13:00 湍流统计量随高度的变化。总体上,位温方差先随高度增加而减小,在边界层中部达到最小值,之后又随着高度增加而增大,在夹卷层出现极大值后又随高度减小。

夹卷层中位温方差增大是由于冷的上冲热泡与上层向下卷入的较暖空气温度差异造成的。随着模式水平分辨率的提高,模拟的夹卷层位温方差的极大值逐渐增大,说明模式水平分辨率越大,模拟的夹卷作用越强。水平速度方差在近地面有最大值,随着高度的增加逐渐减小;到边界层中部,随高度的变化较小;到边界层顶部又略有增大,之后又很快减小到某一值。水平速度方差除在近地面有最大值外,在边界层顶部又出现一峰值,这一方面是地表摩擦作用使得近地面风切变较大造成的;另一方面,在边界层顶附近,由于上部逆温层的覆盖,热泡的上升运动受到限制转化为水平速度分量,使得其在边界层顶附近增加。垂直速度方差廓线显示,随着高度的增加垂直速度方差增大,在某一高度达到最大值,之后又随高度增加而减小。这是由于边界层中的湍流是各

项异性的,即垂直方向以小尺度湍流运动为主,而水平方向以大尺度湍流贡献为主^[26],因此,模式水平分辨率越高,越多小尺度的湍流运动被精确计算,因而模拟的边界层水平方向速度方差越小,而垂直方向速度方差越大。另外,试验 E4 对各湍流统计量垂直分布特征的模拟效果不好。

图 5 为各敏感性试验模拟的 13:00 分象限平均热通量和四象限总的平均热通量廓线。从夹卷层平均热通量廓线可以看出,热通量随高度增加线性递减,到边界层顶热通量达到负的最大值。其中,试验 E4 对夹卷热通量的模拟效果较差,提高模式水平分辨率,夹卷层各象限的热通量和平均热通量都增大,其中上升冷空气的贡献最大,这里冷空气是与夹卷层周围相对较暖的空气比较而言。从图 2 各试验模拟的垂直速度垂直分布可知,模式水平分辨率越高,边界层对流强度越大,因此高水平分辨率的试验中夹卷层上升冷空气对热通量增大的贡献较多,即负的热通量贡献较多。由于上升热泡在稳定层里最终会改变方向而向下运动(下沉冷空气),进而贡献正的热通量,因此使得夹卷层热泡形成的热通量在很大程度上相互抵消,这也与 SULLIVAN 等^[27]和 KIM 等^[28]的研究结果一致。

为进一步分析模式水平分辨率对夹卷层各高度物理量分布的影响,图 6 给出各敏感性试验模拟的 13:00 边界层顶以上不同高度垂直速度、位温和示踪物绝对质量浓度的概率密度函数分布。从垂直速度的 PDF 分布看出,越往夹卷层上部,上升气流越少,上升气流与下沉气流的分布越对称。另外,水平

分辨率越高,垂直速度的微小变化模拟的越清晰,这是由于提高模式水平分辨率,更多的小尺度湍流被精确计算造成的。从位温的 PDF 分布看出,在 $1.1Z_i$ 高度处,各试验模拟的位温 PDF 为正倾斜分布,即上升气流比下沉气流暖;而从 $1.2Z_i$ 到 $1.3Z_i$ 高度,位温 PDF 分布呈现出负的倾斜特征,即越往夹卷层上部,下沉气流比上升气流暖,说明越靠近上部夹卷层,向下卷入的暖气流越多。且模式水平分辨率越高,夹卷层平均位温越高,这与提高模式水平分辨率,模拟的夹卷层夹卷作用增强有关。从示踪物绝对质量浓度的 PDF 分布看出,从 $1.1Z_i$ 到 $1.3Z_i$,各试验模拟的示踪物绝对质量浓度的 PDF 分布由负倾斜变为正倾斜,即夹卷层越往上,示踪物的高绝对质量浓度值越少而低绝对质量浓度值越多。此外,当模式水平分辨率为 1000 m 时,模式不能较好地模拟出各物理量在夹卷层的分布特征。

2.3 模式水平分辨率对示踪物垂直传输的影响

沙尘及污染物的垂直传输与边界层对流的发展密切相关^[29-30],因此在分析模式水平分辨率对边界层对流及边界层顶夹卷过程影响的基础上,进一步给出了各敏感性试验模拟的不同时次示踪物绝对质量浓度的垂直分布(图 7)。提高模式水平分辨率,模拟的示踪物的空间分布特征更加细致,且示踪物传输高度也较高,而在模式水平分辨率较低的试验 E4 中示踪物传输高度较低,且示踪物绝对质量浓度在 CBL 中的分布相对较均匀,这与图 2 中垂直速度的垂直分布有很好地对应,也说明示踪物在垂直方向随着边界层对流的发展被向上传输到一定的高度。

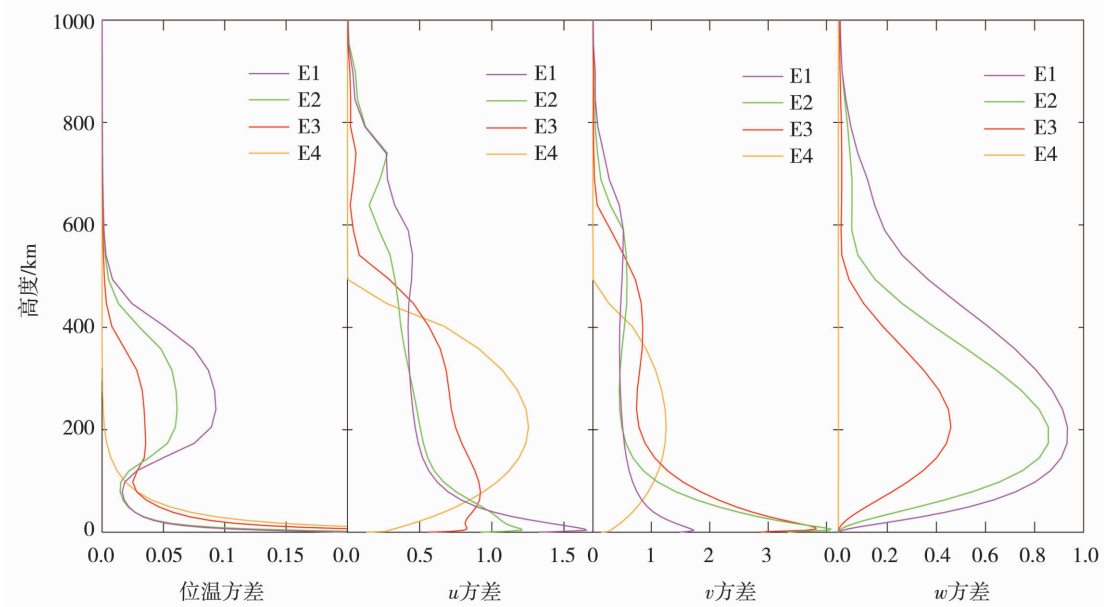


图 4 各试验模拟的 13:00 位温、 u 、 v 和 w 方差廓线

Fig. 4 The variance profiles of simulated potential temperature, u , v and w from each test at 13:00 BST

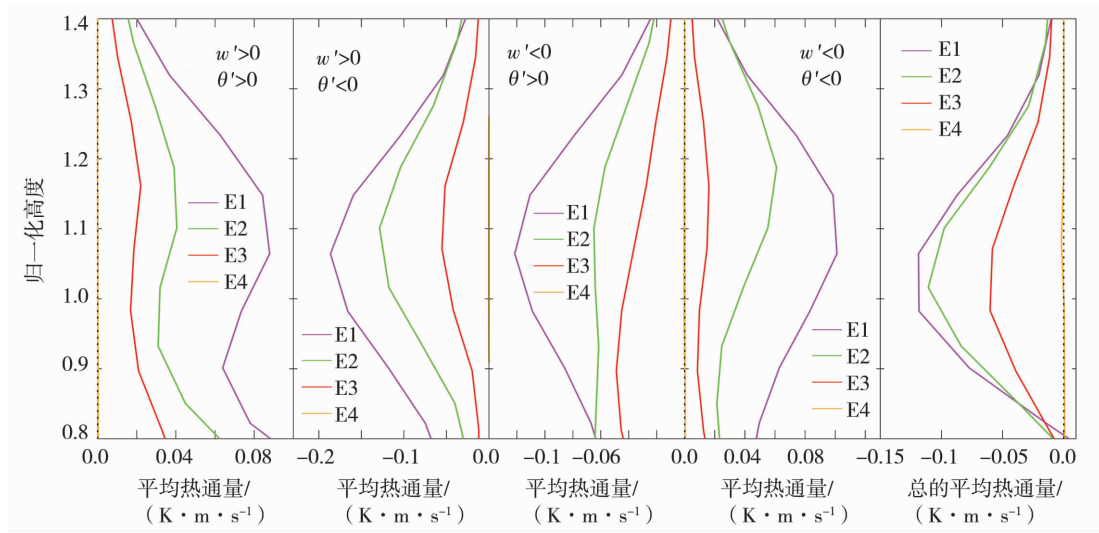


图5 各试验模拟的13:00分象限平均热通量廓线及总的平均热通量廓线

Fig. 5 The profiles of simulated average heat flux in each quadrant and total average heat flux from each test at 13:00 BST

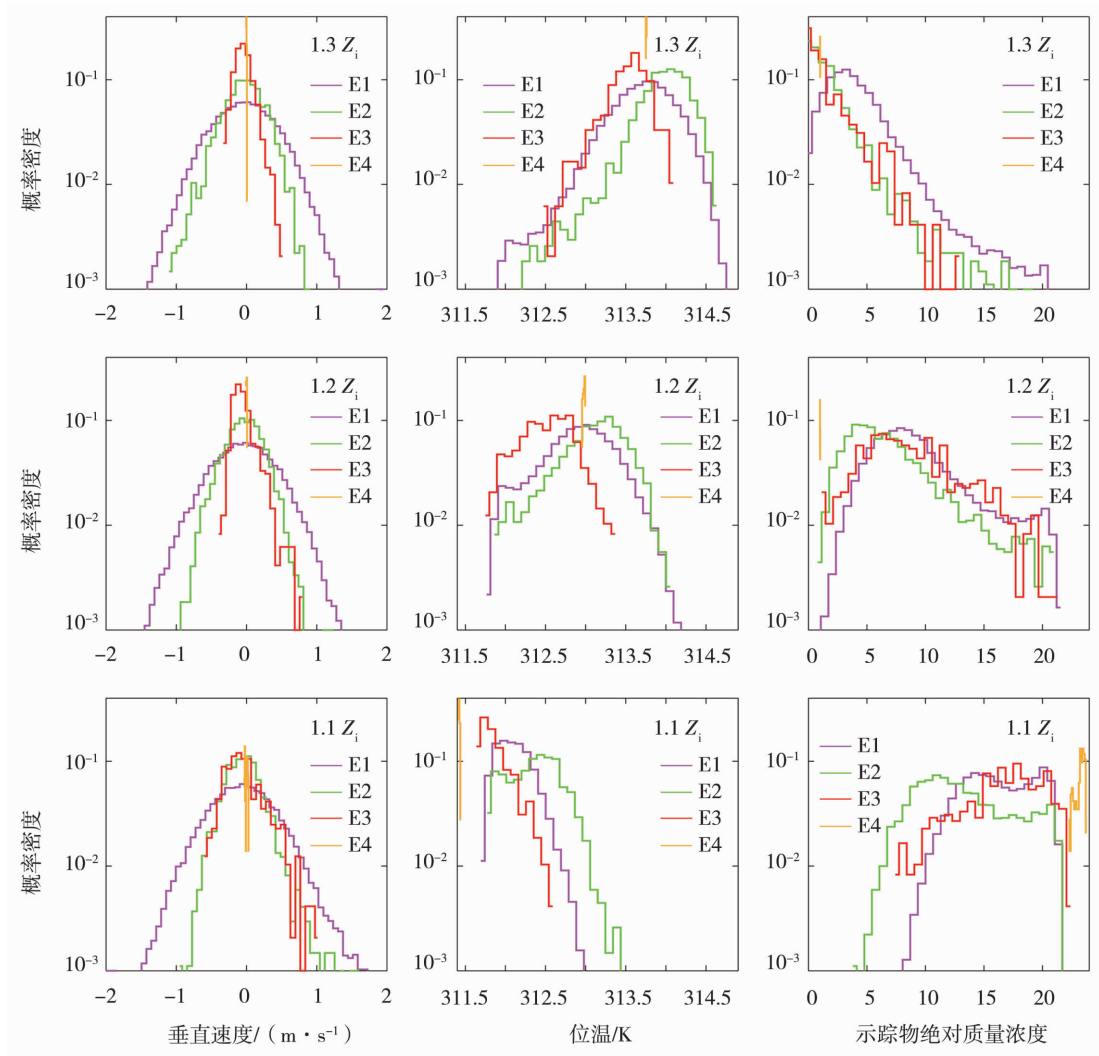


图6 各试验模拟的13:00夹卷层不同高度垂直速度(左)、位温(中)和示踪物绝对质量浓度(右)的概率密度分布
 Fig. 6 The probability density of simulated vertical velocity (the left), potential temperature (the middle) and absolute mass concentration of tracer (the right) from each test at different heights in entrainment layer at 13:00 BST

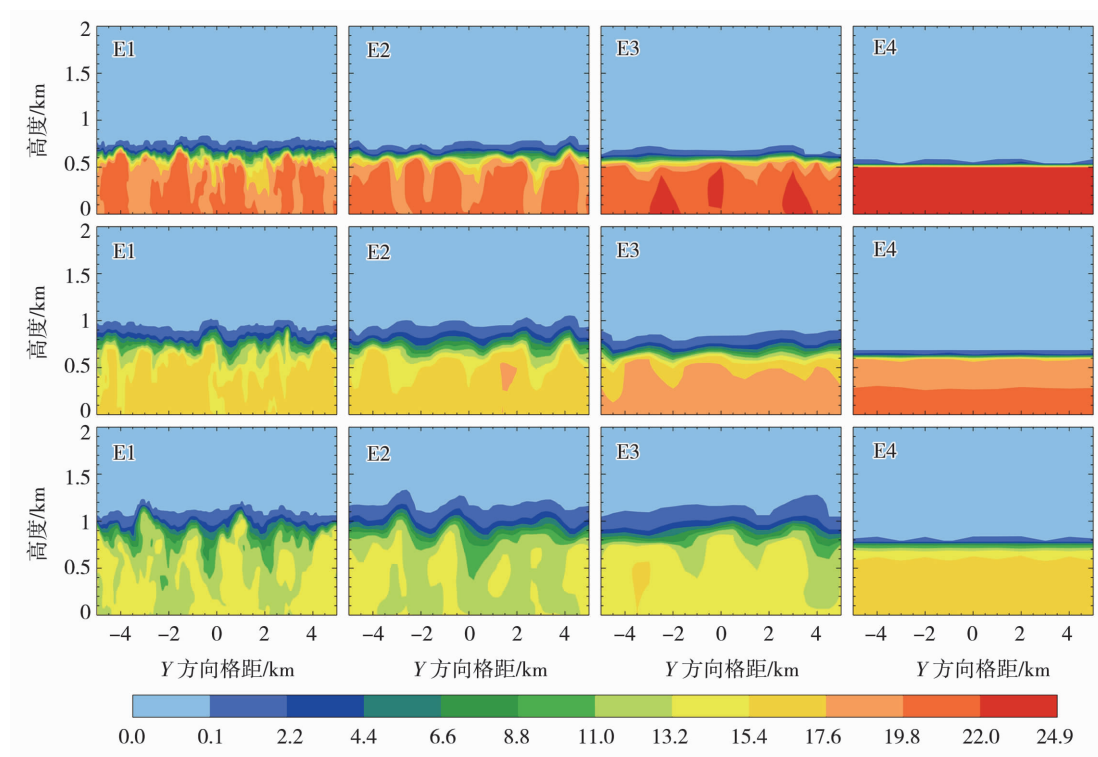


图7 各试验模拟的 13:00(上)、14:00(中)和 15:00(下)示踪物绝对质量浓度的垂直剖面

Fig. 7 Vertical cross sections of simulated absolute mass concentration of tracer at 13:00 (the top), 14:00 (the middle) and 15:00 BST (the bottom) from each test

3 结论与讨论

(1) 模式水平分辨率越高, 模拟的对流边界层结构越清晰, 对流泡的尺度越小, 个数越多, 且对流的强度增强; 而降低模式水平分辨率, 由于对含能湍流湍流通量和湍流动能的参数化, 影响了对边界层结构的较精细模拟, 只能粗略地模拟出边界层的平均结构特征。

(2) 提高模式水平分辨率, 增强的夹卷作用将上层更多的暖空气向下卷入, 使得夹卷层位温方差增大。同时, 模式水平分辨率越高, 更多小尺度湍流运动被精确计算, 使得垂直速度方差增大, 水平速度方差减小。另外, 提高模式水平分辨率, 夹卷层各象限的热通量及平均热通量都增大, 其中上升冷气流对夹卷层热通量的贡献最大。

(3) 模式水平分辨率对边界层及夹卷层不同高度垂直速度、位温及示踪物绝对质量浓度的水平分布影响较大。模式水平分辨率越高, 模拟的各物理量概率密度函数分布变化范围相对越广, 且模拟的物理量细微变化特征越清晰。当模式水平分辨率较低时, 模式不能较好地模拟出边界层及边界层顶以上各高度物理量的水平分布特征。

(4) 提高模式水平分辨率, 模拟的示踪物的空

间分布特征更加细致, 且示踪物传输高度也较高, 而当模式水平分辨率较低时, 模拟的示踪物传输高度较低, 且示踪物绝对质量浓度在 CBL 中的分布相对较均匀。

(5) 尽管提高模式水平分辨率, 模拟的边界层湍流细微结构越清晰, 但分辨率越高时模拟过程中产生的噪音越大, 反而会影响对边界层平均结构的模拟, 且计算时间太久。因此综上分析得出, 当采用 200 m 的水平分辨率时, 模式既能较好地模拟出边界层对流的平均结构, 又能模拟出边界层湍流的较细微分布特征, 是较为理想的选择。

本文利用高分辨率的大涡模式模拟研究了改变模式水平分辨率对边界层夹卷及示踪物垂直传输的影响, 但文中敏感性试验都是对较为理想环境条件的模拟, 并没有考虑复杂下垫面的作用。另外, 由于计算条件的限制, 对模拟结果的分析也需要更多敏感性试验结果进行补充。

参考文献:

- [1] TIAN W, PARKER D J, KILBURN C A D. Observations and numerical simulation of atmospheric cellular convection over mesoscale topography[J]. Mon Wea Rev, 2003, 131(1): 222–235.
- [2] SHIN H H, HONG S Y. Analysis of resolved and parameterized vertical transports in convective boundary layers at gray-zone resolution[J]. J Geophys Res, 2010, 115: D08101.

- tions[J]. *J Atmos Sci*, 2013, 70(10):3248–3261.
- [3] 王蓉,黄倩,田文寿,等. 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*, 2015, 39(4):731–746.
- [4] 黄倩,王蓉,田文寿,等. 风切变对边界层对流影响的大涡模拟研究[J]. *气象学报*, 2014, 2014(1):100–115.
- [5] CHOSSON F, BRENGUIER J L, SCHÜLLER L. Entrainment – mixing and radiative transfer simulation in boundary layer clouds [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2007, 64(7):2670.
- [6] LEHMANN K, SIEBERT H, SHAW R A. Homogeneous and inhomogeneous mixing in cumulus clouds: dependence on local turbulence structure[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2008, 66(12):3641–3659.
- [7] XUE H, FEINGOLD G. Large – eddy simulations of trade wind cumuli: investigation of aerosol indirect effects[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2006, 63(6):1605–1622.
- [8] LIU Y, DAUM P H, YUM S S, et al. Use of microphysical relationships to discern growth/decay mechanisms of cloud droplets with focus on Z – LWC relationships[J]. *Office of Scientific & Technical Information Technical Reports*, 2008, 44(s6):59–63.
- [9] LILLY D K. Models of cloud – topped mixed – layer under a strong inversion[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1968, 94(401):292–309.
- [10] BETTS A K. Non – precipitating cumulus convection and its parameterization[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1973, 99(419):178–196.
- [11] 周明煜,陈陟,李诗明,等. 云覆盖对流边界层顶部湍流结构参数的研究[J]. *地球物理学报*, 1999, 42(4):444–451.
- [12] 孙鉴泞,蒋维楣,李萍阳,等. 对流边界层顶部夹卷速度参数化的模拟研究[J]. *中国科学技术大学学报*, 2003, 33(1):119–124.
- [13] 袁仁民. 白天混合层顶部夹卷层厚度的特征研究[J]. *地球物理学报*, 2005, 48(1):19–24.
- [14] 徐强君,孙鉴泞,刘罡,等. 夹卷层厚度定义对其参数化的影响[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 2008, 44(2):219–226.
- [15] 林恒,孙鉴泞,袁仁民. 对流边界层顶部夹卷层厚度特征及其参数化分析[J]. *中国科学技术大学学报*, 2008, 38(1):50–56.
- [16] 代成颖. 大气边界层顶部夹卷层特征及边界层高度研究[D]. 北京:中国科学院大学, 2011.
- [17] 林恒,孙鉴泞,卢伟. 有切变对流边界层夹卷厚度参数化的大涡模拟研究[J]. *南京大学学报(自然科学版)*, 2010, 46(6):616–624.
- [18] 万静,孙鉴泞. 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*, 2010, 30(5):715–723.
- [19] 蒋维楣,苗世光. 大涡模拟与大气边界层研究——30年回顾与展望[J]. *自然科学进展*, 2004, 14(1):11–19.
- [20] 任燕,黄倩,张君霞,等. 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*, 2018, 34(1):23–33.
- [21] 张强,赵映东,王胜,等. 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*, 2007, 22(11):1150–1159.
- [22] ZHANG Q, ZHANG J, QIAO J, et al. Relationship of atmospheric boundary layer depth with thermo dynamic processes at the land surface in arid regions of China[J]. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(10):1586–1594.
- [23] 乔娟,张强,张杰,等. 西北干旱区冬、夏季大气边界层结构对比研究[J]. *中国沙漠*, 2010, 30(2):422–431.
- [24] 姜学恭,李夏子,王德军. 一次典型蒙古气旋沙尘暴的对流层顶演变及沙尘垂直输送特征[J]. *干旱气象*, 2018, 36(1):1–10.
- [25] GRAY M E B, PETCH J, DERBYSHIRE S H, et al. Version 2. 3 of the Met Office large eddy model[R]. *Met Office (APR) Turbulence and Diffusion Rep*, 2001:276.
- [26] STULL R B. *An introduction to boundary layer meteorology* [M]. Springer, 1988.
- [27] SULLIVAN P P, MOENG C H, STEVENS B, et al. Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1998, 55(19):3042–3064.
- [28] KIM S W, PARK S U, MOENG C H. Entrainment processes in the convective boundary layer with varying wind shear[J]. *Boundary – Layer Meteorology*, 2003, 108(2):221–245.
- [29] 张君霞,黄倩,田文寿,等. 对流冷池对黑风暴沙尘抬升和传输影响的大涡模拟研究[J]. *高原气象*, 2018, 3:850–862.
- [30] 张佃国,王洪,崔雅琴,等. 山东济南地区2015年大气边界层逆温特征[J]. *干旱气象*, 2017, 35(1):43–50.

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

WANG Rong¹, HUANG Qian², YUE Ping³

(1. Gansu Weather Modification Office, Lanzhou 730020, China; 2. Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 3. Institute of Arid Meteorology, China Meteorological Administration, Key Laboratory of Arid Climate Change and Reducing Disaster of Gansu Province, Lanzhou 730020, China)

Abstract: The effects of horizontal resolution of the model on convection, entrainment process and vertical transmission of tracers in boundary layer were studied by using the field intensive observation data in Dunhuang arid area and large eddy model (LEM). The results show when the horizontal resolution of the model was improved, the more the number of convection bubbles, the smaller the scale and the stronger the convection intensity in the boundary layer were simulated. And the potential temperature variance increased, the horizontal velocity variance decreased, the vertical velocity variance increased, and the upward cold flow contributed the most to the heat flux in the entrainment layer. The higher the model horizontal resolution was, the wider the distribution range of probability density functions (PDF) of vertical velocity, potential temperature and tracer concentration were, and the more distinct the subtle variation characteristics were. In addition, the spatial distribution of tracer was simulated to be more detailed and the tracer transport was also higher with increasing the horizontal resolution of the model. Considering the greater noise generated in the simulation process and the longer computing time in the high resolution simulations, the use of 200 m grid spacing as LEM horizontal resolution in simulating was an ideal choice, which could not only simulate the average structure of the boundary layer convection, but also the smaller distribution of the boundary layer turbulence could be simulated.

Key words: large eddy simulation; horizontal resolution; boundary layer; entrainment; tracer; vertical transport

欢迎订阅 2019 年《干旱气象》

《干旱气象》由中国气象局兰州干旱气象研究所、中国气象学会干旱气象学委员会主办,是我国干旱气象领域科学研究的专业性学术期刊,反映有关干旱气象监测、预测和评估的最新研究成果,充分展示干旱气象领域整体的研究和应用水平。期刊主要刊载干旱气象及相关领域有一定创造性的学术论文、研究综述、简评,国内外干旱气象发展动态综合评述、学术争鸣以及相关学术活动。具体包括:国内外重大干旱事件分析、全球及干旱区气候变化、干旱气象灾害评估及对策研究、水文、生态与环境、农业与气象、可再生能源开发与利用、地理信息与遥感技术的应用等。本刊还免费刊载干旱气象研究成果、研究报告、学术活动、会议消息等。《干旱气象》已被《中国学术期刊(光盘版 CAJ-CD)》、万方数据-数字化期刊群、中国核心期刊(遴选)数据库、中国科技论文统计源期刊、重庆维普中文科技期刊数据库、教育阅读网、台湾华谊线上图书馆等全文收录。

《干旱气象》内容丰富、信息量大、研读性强,适合广大气象科研业务工作者、各相关专业技术人员、大专院校师生阅读。

《干旱气象》为双月刊,国内外公开发行。2019 年正刊 6 期,每期定价 36 元,全年 216 元。欢迎广大读者订阅,并可以随时邮局款汇购买,款到开正式发票。

编辑部地址:甘肃省兰州市东岗东路 2070 号 中国气象局兰州干旱气象研究所 《干旱气象》编辑部
邮政编码:730020 联系电话:0931-2402270 电子信箱:ghs_ghqx@sina.com
银行汇款:建设银行嘉峪关路支行 户 名:中国气象局兰州干旱气象研究所
账 号:62050138000800000057