曹帮军, 吕世华, 张宇, 等. 2020. 绿洲灌溉对垂直湍流热通量影响的大涡模拟研究 [J]. 大气科学, 44(6): 1188−1202. CAO Bangjun, LÜ Shihua, ZHANG Yu, et al. 2020. Impact of Irrigation in the Oasis in Northwestern China on Vertical Turbulent Heat Flux Using Large-Eddy Simulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1188−1202. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19163

绿洲灌溉对垂直湍流热通量影响的大涡模拟研究

曹帮军[1] 吕世华[1] 张宇[1] 李彦霖[2]

1 成都信息工程大学大气科学学院，成都 610225
2 贵州省气象台，贵阳 550002

摘 要 为了研究湍涡对中尺度绿洲灌溉的响应，利用 WRF 模式大涡模拟模块（WRF-LES）在西北半干旱区绿洲区开展灌溉前和灌溉后两个大涡模拟试验（分别简称为 BI 和 AI），其中灌溉可能会改变绿洲非均匀强度。利用面积平均的办法计算湍流热通量并利用小波分析将湍流热通量模态分解到不同的尺度。结果表明灌溉增加了土壤湿度，引起绿洲内部非均匀强度增加，灌溉对垂直热通量以及通量频散都有较大影响。AI 中的湍涡为网状，与 BI 中一致。AI 与 BI 中的感热通量的频散高度都随着感热通量的减小而减小。AI 与 BI 中感热通量小波能量谱尺度一致，但是 BI 中强度比 AI 小。潜热通量的频散高度依赖于感热通量，且潜热通量能量谱随高度减小。空间滞后相关系数的结果表明由于灌溉前地表加热较强，感热通量对地表热通量的响应高度在灌溉之前（BI）比灌溉后（AI）更高。灌溉后的通量模态的飘移距离小于灌溉前的。

关键词 绿洲 灌溉 垂直湍流热通量 大涡模拟
文章编号 1006-9895(2020)06-1188-15 **中图分类号** P404 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19163

Impact of Irrigation in the Oasis in Northwestern China on Vertical Turbulent Heat Flux Using Large-Eddy Simulation

CAO Bangjun[1], LÜ Shihua[1], ZHANG Yu[1], and LI Yanlin[2]

1 *School of Atmospheric Sciences*, *Chengdu University of Information Technology*, *Chengdu* 610225
2 *Guizhou Meteorological Observatory*, *Guiyang* 550002

Abstract This study aims to investigate the response of turbulent eddies to mesoscale, heterogeneous, land use change in the oasis in Northwestern China. For this purpose, two experiments were carried out using the WRF-LES model for the experiments before irrigation (BI) and after irrigation (AI), capturing the change of the heterogeneity strength due to irrigation in the oasis. The area-averaged method was used to calculate the area-averaged flux while the wavelet analysis was used to decompose the pattern of surface turbulent heat fluxes into multiscale patterns.The results show that irrigation has an important impact on vertical heat flux, soil moisture, and soil temperature. Irrigation increases the heterogeneity strength, which greatly impacts the dispersion of flux pattern. The dispersion height of sensible heat flux decreases with the decrease in sensible heat flux AI experiment. The shape of turbulent eddies in the AI experiment is reticular, which is

收稿日期 2019-05-16；**网络预出版日期** 2020-04-27
作者简介 曹帮军，男，1989 年出生，博士，讲师，主要从事陆面过程和大气边界层研究。E-mail: caobj1989@163.com
资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1505702，四川省科技厅应用基础研究自由探索项目 2019YJ0408，中国气象局沙漠气象科学研究基金项目 Sqj2018006，成都信息工程大学引进人才启动基金项目 KYTZ201810

Funded by National Key Basic Research and Development Program of China (Grant 2018YFC1505702), Applied Basic Research Foundation of Sichuan Province, China (Grant 2019YJ0408), Desert Meteorological Science Research Fund of China (Grant Sqj2018006), Scientific Research Starting Foundation of Talent Introduction of Chengdu University of Information Technology (Grant KYTZ201810)

similar to that in the BI case, but energy spectra of the sensible heat flux pattern decrease after irrigation. In addition, the dispersion height of latent heat flux depends on sensible heat flux, and energy spectra of latent heat flux pattern decrease in AI experiment. Regarding the results related to the spatial lag correlation coefficient, the height of the response of the vertical heat flux to the surface flux in BI is higher than the one in AI. The shift distance in AI is shorter than that in BI. Strong surface heating leads to large correlation coefficients and strong entrainment at the top of convective boundary layer.

Keywords　Oasis, Irrigation, Vertical turbulent heat flux, Large eddy simulation

1　引言

陆面为大气模式提供下边界条件，地表和大气之间的能量交换以湍流传输方式为主（Kang and Lenschow, 2014; Kang and Ryu, 2016）。湍涡对动量和标量的传输比分子扩散更为有效，大了约10^{12}的量级。深入理解非均匀地表与大气之间的湍流输送对提高数值天气预报和气候预测有非常重大的意义（Dirmeyer et al., 2014）。近地表湍流热通量是微气象观测中最重要的观测量，对上层大气也有重要的影响。

通常平坦均一地表上湍流热通量能被涡动相关（EC）系统准确观测（王介民等, 2009），而非均匀下垫面上的湍流热通量更加复杂（Ament and Simmer, 2006）。非均匀下垫面上，不同长度尺度和时间尺度的湍涡之间会发生相互作用（Robinson et al., 1991），大涡或者相干结构产生较大的能量输送，不能完全被 EC 系统捕捉，也几乎不能被大气环流模式（GCM）和中尺度模式模拟（王介民等, 2009; Shao et al., 2013）。

为了研究非均匀土地利用和大气之间的湍流热通量问题，近年来广泛使用大涡模拟（LES）工具开展试验，大涡模拟可以利用面积平均法较准确模拟湍流热通量。它主要包括两种方式，即仅有 LES 和 LES 耦合陆面模式（LSM）方案（Patton et al., 2005; LeMone et al., 2007; Huang and Margulis, 2009; Maronga and Raasch, 2013; Kang and Ryu, 2016; Cao et al., 2018）。这些试验证实非均匀地表对大气的影响主要与大气和陆面因素有关。大气因素包括风切变和风速（黄倩等, 2014; 王蓉等, 2015），陆面因素包括灌溉引起的非均匀尺度和强度（Liu et al., 2017）。有时非均匀下垫面信息称为模态（Vereecken et al., 2016）。大气模态与非均匀地表强迫和自组织有关。后者意味着流动惯性不稳定模态独立于内部和外部参数。它以一种不可预测的方式趋近于相对位能的减小的方向发展（Shao et al., 2013; Vereecken et al., 2016; Liu et al., 2017）。

然而，在中国西北地区的干旱和半干旱区，存在许多非均匀绿洲块（Chu et al., 2005; Liu et al., 2011; Li et al., 2013; Zhang et al., 2016），存在明显的绿洲效应，即较大的潜热通量和较小的感热通量。另外，绿洲上的灌溉增加土壤湿度，导致地表感热减小和潜热增加，改变了湍流能量传输（Meng et al., 2015）。然而，灌溉如何改变湍流通量模态?这些模态又如何被大涡摧毁?这些问题值得被研究但是目前没有被研究。

基于以上考虑，本文利用黑河联合遥感生态观测试验研究（HiWATER）中非均匀地表蒸发的大尺度观测试验（MUSOEXE-12；Li et al., 2013）的观测数据及 WRF 模式中的大涡模块耦合 LSM 开展数值试验，将模式结果与观测值进行比较。选取两天包括灌溉前和灌溉后开展大涡模拟试验（灌溉前和灌溉后两个模拟实验分别简称为 BI 和 AI）。首先，选取不同的 LSM 参数化方案验证 WRF-LES 的适用性；其次，利用小波分析研究不同的模式模拟感热和潜热通量模态结果；最后，研究通量模态和其他状态变量模态对非均匀地表的响应。

2　观测场及观测数据介绍

本文使用黑河联合遥感生态观测试验研究（HiWATER）——非均匀地表蒸发的大尺度观测试验（MUSOEXE-12）2012 年 5～9 月期间黑河流域中部的数据。在这个试验中，包含了两组嵌套的通量观测矩阵，有一个较大的观测矩阵（30 km×30 km），还有一个 5.5 km×5.5 km 的矩阵（Li et al., 2013; Xu et al., 2013）。试验区域位于黑河盆地中游区域甘肃省张掖市盈科和大满灌区（图 1a）。内部核心区中观测矩阵中土地覆盖包括玉米、蔬菜、果园和居住地。核心区中 17 个站点包括居住地站（站点 4）、果园站（站点 17）、蔬菜站（站点 1）

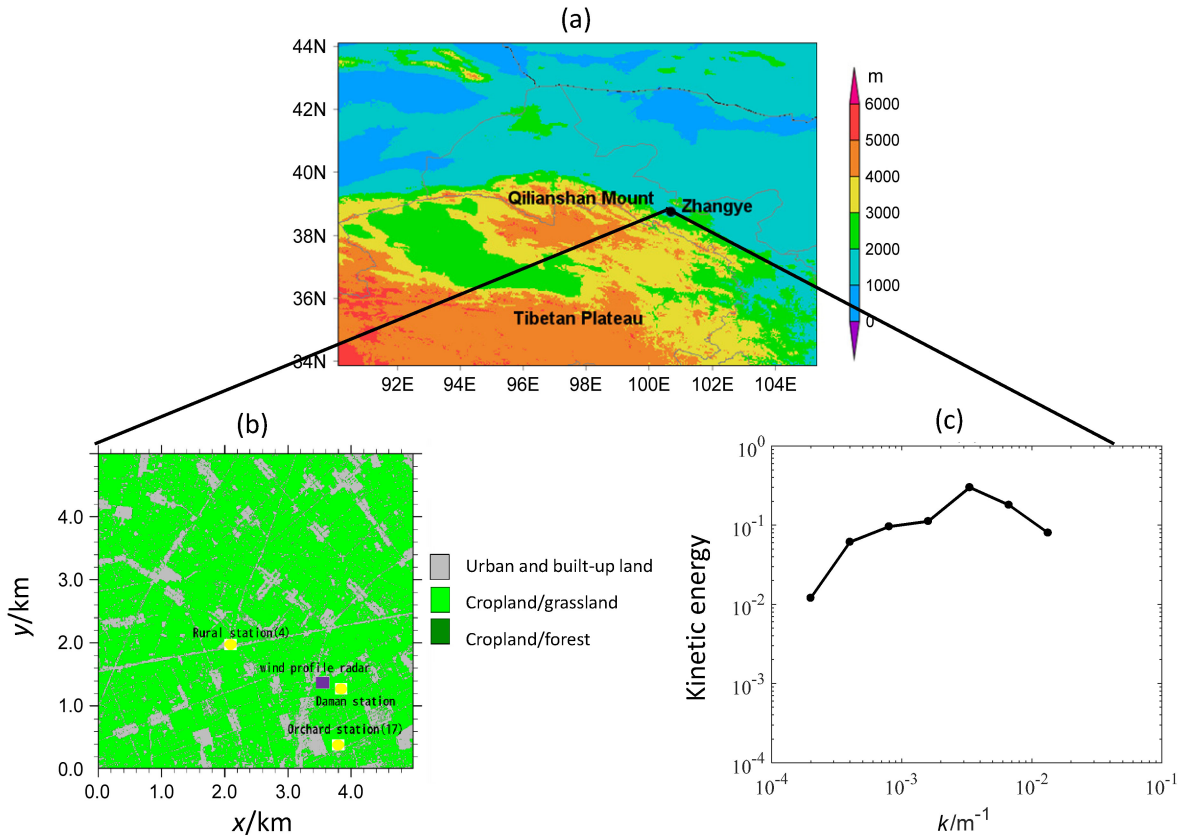

图 1 观测场（a）所在位置、（b）土地利用模态以及（c）小波能量谱分解非均匀地表为不同尺度的结果。（c）中横坐标 k 表示波数，单位：m^{-1}

Fig. 1 (a) Location of the observation site, (b) land use patterns, and (c) heterogeneous landscape decompositions on different scales by wavelet energy spectra analysis. The k in (c) means wave number, units: m^{-1}

和 14 个玉米站。本文使用其中的大满灌区站（38.85°N，100.37°E，海拔 1556.06 m）、果园站（38.84°N，100.36°E，海拔 1559.63 m）和村庄站（38.78°N，100.49°E，海拔 1594.00 m）的观测资料，包括涡动相关系统观测感热通量（H）和潜热通量（λE），自动气象站观测的气象要素。

CASI1500 成像光谱仪由加拿大 ITRES 公司制造，核工业北京地质研究院引进。其光谱范围为 380～1050 nm，每行像元数为 1500，连续光谱通道数为 288，光谱带宽为 2.3 nm，帧频（全波段）为 14，垂直航线方向视场角为 40°，光谱分辨率≤5 nm，空间分辨率为 1～5 m。2012 年夏季分 2 个时相各执行 1 架次有人机搭载 CASI 传感器；主要观测区域为盈科与大满灌区、平川灌区，可以获得生物物理参数、生物化学参数、植被分类、土地覆盖/土地利用类型、种植结构、反射率、反照率等数据。

对涡动相关仪的原始观测数据处理如下：采用 Edire 软件后处理观测频率为 10 Hz 原始观测数据，主要步骤包括：野点值剔除，延迟时间校正，角度订正，坐标旋转（二次坐标旋转），频率响应修正，超声虚温修正和密度（WPL）修正，大气平稳性（Δst）和湍流相似性特征（ITC）的检验等，得到 30 分钟数据。接下来对 Edire 软件输出的 30 分钟通量值进行筛选：（1）剔除仪器出错时的数据；（2）剔除降水前后 1 h 的数据；（3）剔除 10 Hz 原始数据每 30 分钟内缺失率大于 3% 的数据；（4）剔除夜间弱湍流的观测数据（摩擦速度 u_*小于 0.1 m s^{-1}）。最后对该 30 分钟的各通量值进行质量评价。自动气象站观测数据的处理与质量控制步骤包括：（1）峰值检验；（2）删除明显超出物理意义或超出仪器量程的数据。观测资料每 30 分钟采集一次，一天 48 个数据。

3 模式和模式设置

3.1 WRF-LES 和陆面模式（LSM）

选取 WRF-LES（Moeng et al., 2010）开展大涡

模拟试验（Cao et al., 2018）。模式选用 1.5 阶 TKE（Turbulent Kinetic Energy）闭合次网格尺度湍流参数化方案（Deardorff, 1980），其中动量和标量方程中的次网格（SGS）通量由格点解析变量和 SGS 湍动能求解得到。边界条件为周期边界条件。

为了寻找最优的 LSM，比较 Noah 陆面模式（以下简称为 Noah-LSM；Chen et al., 1997）和多参数 Noah 陆面模式（以下简称为 Noah-MP；Niu et al., 2011）。LSMs 模式中，2 m 深土壤分为 4 层，厚度分别为 0.1、0.3、0.6 和 1 m。Noah-MP 参数化方案选取为修正的二流辐射传输方案，Ball-berry 冠层气孔阻抗方案和 MO 感热输送系数方案，但是在Noah-LSM 中没有这些方案。Noah-LSM 和Noah-MP 的近地层方案都为 MM5 相似理论方案，它们可用于计算摩擦速度和热、湿度和动量交换系数。

3.2　试验设置

耦合 LES-LSM 水平区域大小为 5 km×5 km，并且垂直高度为 2.6 km。模式区域有 100×100×150 格点，Δx=Δy=50 m，Δz 从 10 m 增加到 40 m。时间步长为 0.4 s。离模式顶 500 m 设有 Rayleigh-阻尼层，用于阻尼重力波（Klemp et al., 2008）。如无特殊说明，后文的时间采用本地时间（Local time，简称 LT）。高分辨率的土地利用资料从 CASI 航空观测和地基观测获得。8 月 23 日发生灌溉，选取灌溉前 3 天（即 8 月 20 日）和灌溉后 1 天（即 8 月 24 日）的资料开展试验，每次运行 5 h。AI 表示灌溉后的个例；BI 表示灌溉前的个例。在耦合 LSM 模拟中，HiWATER 核心区中包含 USGS（United States Geological Survey）定义的三种土地利用，即庄稼地/林地、庄稼地/草地及城市/建筑用地。庄稼地/林地代表庄稼地和林地；城市/建筑用地代表农村区域（图 1b）。

初始位温和湿度廓线来自于 HiWATER 张掖站（39.08°N，100.27°E，海拔 1556.06 m）2012 年 8 月 20 日和 8 月 24 日 12:00 的探空观测。初始位温 925 m 以下为 29 K，925 m 以上为强逆温，在 150 m 的高度内增加 8 K，在其 1075 m 位温为 300 K。初始对流边界层（CBL）高度 z_i 为 1000 m。在 1000 m 以上，位温递减率为 3 K km^{-1}（图 2）。初始水汽混合比 900 m 以下为常值 11 g kg^{-1}，在经过 925 和 1075 m 之间的初始逆温层之后，迅速降低到 5 g kg^{-1}。初始风速为 1 m s^{-1}。模式由 800 W m^{-2} 太阳短波辐射和 350 W m^{-2} 向上的长波辐射进行强迫，其值通过大满站 10:00～16:00 观测平均值得出。由于没有选择大气辐射方案，向上的长波辐射、散射的短波辐射全部都辐散到天空。反照率由地表太阳辐射收支和陆面状况诊断得出。初始庄稼地/林地和城市/建筑用地土壤湿度采用大满站（38.78°N，100.49°E，海拔 1594.00 m）、果园站、村庄站当天 12:00 观测值（图 3）。初始土壤温度为大满站、果园站和村庄站的 12:00 土壤温度观测（表 2）。表 1 和表 2 表示不同个例的土壤温度和土壤湿度值，可以看出灌溉前（BI）和灌溉后（AI）的初始土壤温度几乎相同。这两个个例中天气背景是相同的。附近没有天气系统，高压和低压系统都相隔比较远（图略）。所以 AI 和 BI 中唯一的变量是土壤湿度。

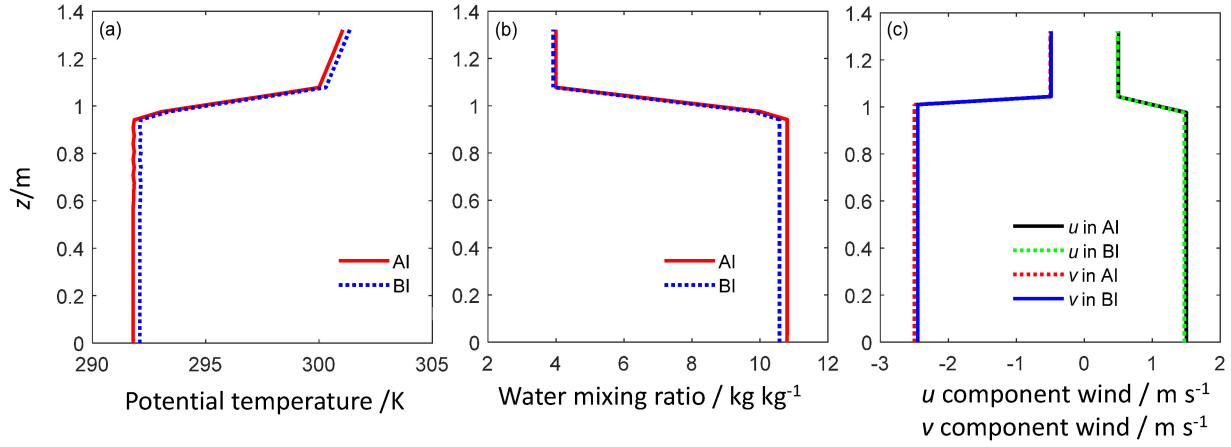

图 2　灌溉前和灌溉后试验（分别简称为 BI 和 AI）中 12:00（a）初始位温、（b）水汽混合比和（c）风速廓线

Fig. 2　(a) Initial potential temperature, (b) water vapor mixing ratio, and (c) wind speed profiles at 1200 LT (Local time) in AI (after irrigation) and BI (before irrigation) experiments

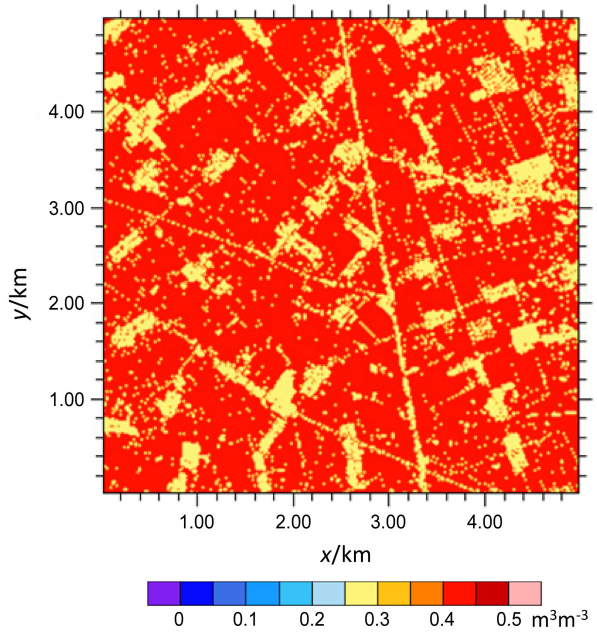

图 3 灌溉后试验（AI）的土壤湿度模态

Fig. 3 Soil moisture pattern in the experiment after irrigation (AI)

表 1 AI 和 BI 个例的初始土壤湿度值

Table 1 Initial soil moisture value of AI and BI

	初始土壤湿度值/cm^3 cm^{-3}					
	AI			BI		
土壤层	C/G	C/W	U/B	C/G	C/W	U/B
0.1 m	0.38	0.29	0.15	0.27	0.21	0.15
0.3 m	0.39	0.27	0.15	0.27	0.21	0.15
0.6 m	0.41	0.26	0.09	0.35	0.22	0.09
1 m	0.42	0.23	0.05	0.39	0.22	0.05

注：C/G代表庄稼地/草地，C/W代表庄稼地/林地，U/B代表城市/建筑用地，下同

表 2 AI 和 BI 个例的初始土壤温度值

Table 2 Initial soil temperature value of AI and BI

土壤层	初始土壤温度值/K					
	AI			BI		
	C/G	C/W	U/B	C/G	C/W	U/B
0.1 m	292.1	293.7	296.6	292.3	294.3	296.8
0.3 m	292.1	294.5	297.4	292.8	295.3	297.2
0.6 m	291.9	293.6	296.7	292.4	293.8	296.4
1 m	291.6	293.3	295.2	292.3	293.2	295.5

为了比较不同的 LSM 参数化方案估计值的优劣，均方根偏差（RMSE）计算如下：

$$\mathrm{RMSE}=[K^{-1}\sum_{i=1}^{N}(\phi-\widetilde{\phi})^2]^{1/2}, \tag{1}$$

其中，K 是积分时间次数，ϕ是估算值，$\widetilde{\phi}$是观测值，N为格点数目。为了比较 Noah-MP 相对于 Noah-LSM 模拟值的改进，RMSE 改进百分比（PRI）计算如下：

$$\mathrm{PRI}=[\mathrm{RMSE(Noah-LSM)}-\mathrm{RMSE(Noah-MP)}]/\mathrm{RMSE(Noah-LSM)}\times 100\%, \tag{2}$$

其中，RMSE(Noah-LSM) 是 Noah-LSM 中的均方根偏差，RMSE(Noah-MP) 是 Noah-MP 中的均方根偏差。

4 分析方法

4.1 小波分析方法

在本文研究中，小波分析方法用于估计非均匀尺度和模态分解。Haar 小波分析方法被用于计算各个尺度依赖的能量长度（Bertoldi et al., 2008）。详细过程如下：给定高度 z 和时间 t，平均量 $\bar{x}(x,y;z,\tau_m)$被分解为不同长度尺度的量：

$$\bar{x}(x,y;z,\tau_m)=\bar{x}(x,y;z,\tau_m,l_{N-1})+\cdots+\bar{x}(x,y;z,\tau_m,l_1)+\bar{x}(x,y;z,\tau_m,l_0). \tag{3}$$

其中，N 是长度数目，$\tau_{m-1}\ldots\tau_1$ 和 τ_0 为时间积分数组，$\tau_{m-1}=2\tau_m$。τ_0 为积分时间步长（试验中时间步长是 0.4 s），M 是模式最大尺度。小波分量选取 $l_n=1\Delta x$、$1.5\Delta x$、$3\Delta x$、$6\Delta x$、$12.5\Delta x$、$25\Delta x$、$50\Delta x$ 和 $100\ \Delta x$（Δx 是模式格点步长）。非均匀地表、大气变量和湍流热通量模态分解为不同的尺度块（Liu et al., 2017）。图 1c 表示小波谱（WES）分解非均匀地表为不同尺度的结果。图 4 表示 AI 中 14:00 瞬时二维平面垂直速度（单位：m s^{-1}；图 4a）以及在 Haar 小波变换后的结果（图 4b–i）。

4.2 平均地表通量

利用以下几种平均方法分析模式结果。假设平均长度为 L_A 和时间平均为 τ_A，时间平均$\phi_t(x,y,z,t)$和$\bar{\phi}_a(z,t)$分别计算为

$$\bar{\phi}_t(x,y,z)=1/I\sum_m\phi_m, \tag{4}$$

$$\bar{\phi}_a(z,t)=1/J\sum_n\phi_n, \tag{5}$$

其中，I 和 J 分别是时间步长和格点数目。最后，区域时间平均为

$$\bar{\phi}_{at}(z)=\frac{1}{I}\frac{1}{J}\sum_m\sum_n\phi_{n,m}. \tag{6}$$

4.3 空间滞后相关分析

空间滞后相关系数$\rho_{H_s,\phi}(\delta x,\delta y,z)$用于研究垂直

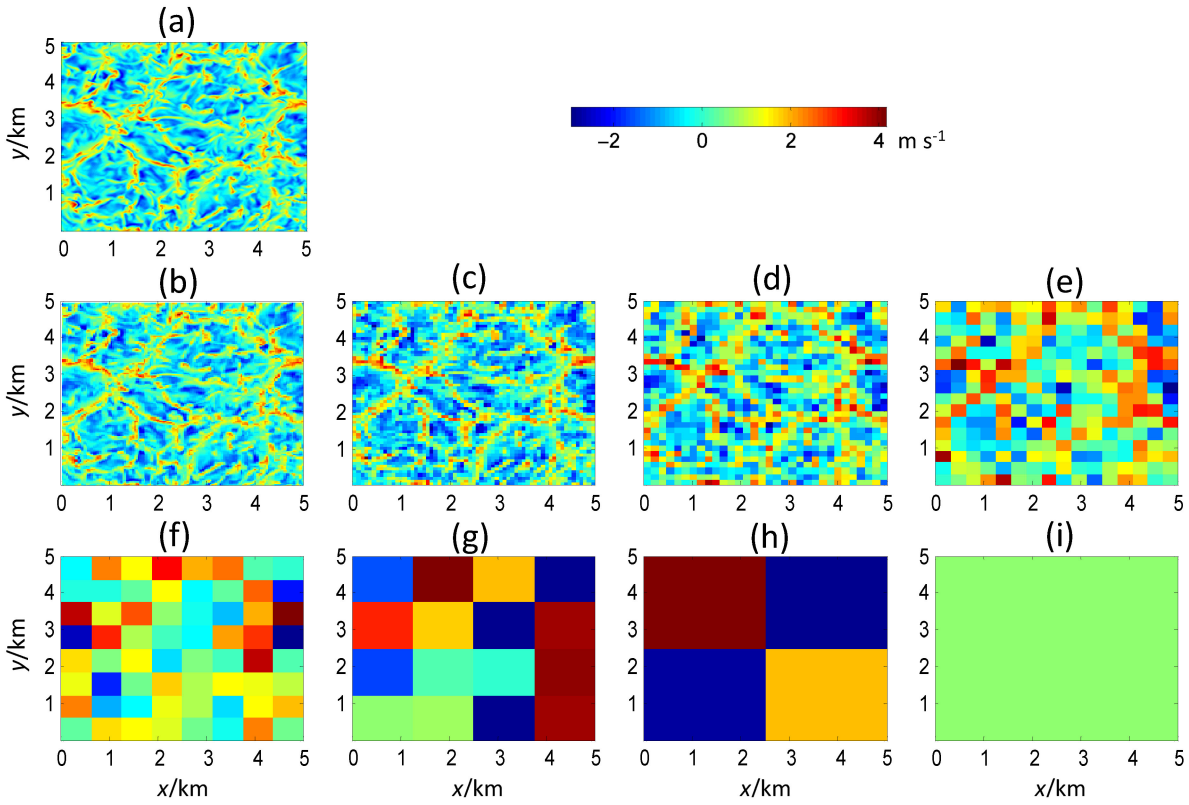

图 4　2012 年 8 月 24 日 14:00AI 中二维平面垂直速度（填色，单位：m s^{-1}）的（a）瞬时值以及（b–i）在 Haar 小波变换后的结果：小波能量谱（b）l_n=1Δx；（c）l_n=1.5Δx；（d）l_n=3Δx；（e）l_n=6Δx；（f）l_n=12.5Δx；（g）l_n=25Δx；（h）l_n=50Δx；（i）l_n=100Δx

Fig. 4　(a) Instantaneous two-dimensional vertical speed (shaded, units: m s^{-1}) estimated by the Haar wavelet transform at 1400 LT on 24 August, 2012 in AI with the wavelet energy components of l_n = (b) 1Δx, (c) 1.5Δx, (d) 3Δx, (e) 6Δx, (f) 12.5Δx, (g) 25Δx, (h) 50Δx, and (i) 100Δx

湍流通量对地表通量的响应：

$$\rho_{H_s,\phi}(\delta x,\delta y,z)=\frac{\int_{x_1}^{x_u}\int_{y_1}^{y_u}\widetilde{H}_s(x,y)*\phi(x+\delta x,y+\delta y,z)\mathrm{d}x\mathrm{d}y}{\sqrt{\int_{x_1}^{x_u}\int_{y_1}^{y_u}[\widetilde{H}_s(x,y)]^2dxdy\int_{x_1}^{x_u}\int_{y_1}^{y_u}[\phi(x,y)]^2\mathrm{d}x\mathrm{d}y}},\quad(7)$$

其中，ϕ 是垂直湍流通量，H_s 是地表通量。δx，δy 和 δz 是模式步长。$\rho_{H_s,\phi}(\delta x,\delta y,z)$表示 ϕ 和 H_s 的相关系数。x_l、x_u、y_l、y_u 是底部和顶层侧边界。上划波浪线代表格点水平平均值。详细请看 Lohou et al.（1998, 2000）及 Süring and Raasch（2013）。

5　结果讨论

5.1　WRF-LES 模式验证

在应用 WRF 模式之前，将模拟值与观测值进行比较以验证该模式的性能，其中观测点的 WRF 模拟结果由 WRF 中最近的格点位置进行插值得出。

首先，图 5 和图 6 给出 AI 和 BI 试验中庄稼地和农村区域的模拟值与观测值的比较结果。相比于观测值，Noah-LSM 耦合 WRF-LES 高估地表感热通量，然而 Noah-MP 耦合 WRF-LES 的结果更加逼近于观测值。相反，地表潜热通量被 Noah-LSM 低估，而 Noah-MP 结果逼近于观测值。

其次，为了将 Noah-LSM 和 Noah-MP 的估计值进行比较，表 3 和表 4 中列出两种方案通量估计值的 RMSE。对于庄稼地和村庄区域的地表感热通量，相比于 Noah-LSM，Noah-MP 的 RMSE 减小 48.9 和 35.5 W m^{-2}。对于地表潜热通量，Noah-MP 中的 RMSE 小于 Noah-LSM 的，减小 71.8 和 8.7 W m^{-2}，表明 Noah-MP 的热通量估计值比 Noah-LSM 的更加逼近于观测值。因此，Noah-MP 可能更适用于大涡模拟（LES）。

另外，图 7 表示庄稼地上估计的土壤温度、土壤湿度和净辐射。Noah-LSM 高估了净辐射，然而 Noah-MP 模拟值更加逼近于观测值（图 7a），其 RMSE 相比于 Noah-LSM 减小 35.5 W m^{-2}。对于土壤热通量，Noah-LSM 高估（图 7b），但是 Noah-MP 的 RMSE 相比于 Noah-LSM 减小 7.8 W m^{-2}。

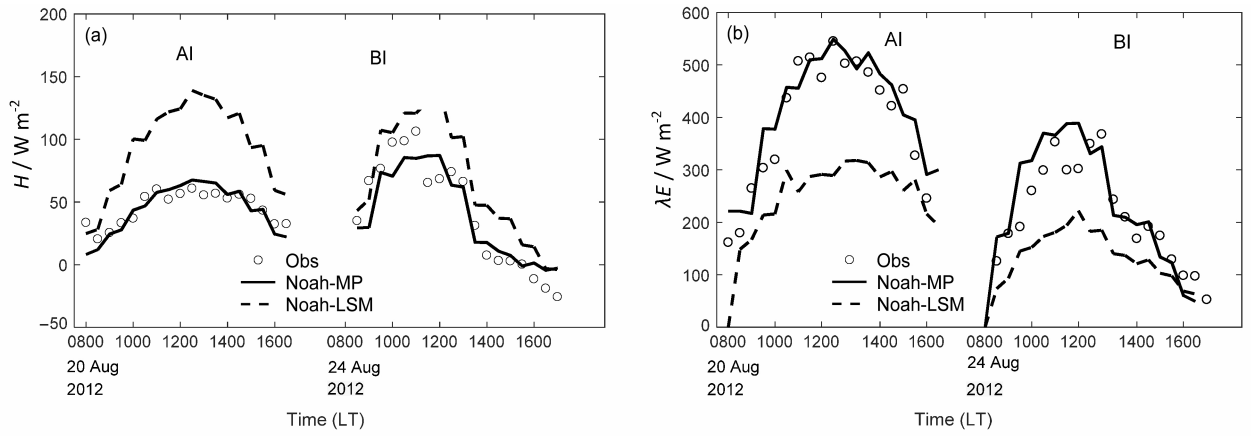

图 5 2012 年 8 月 20 日和 2012 年 8 月 24 日庄稼地 Noah-LSM（虚线）和 Noah-MP（实线）模拟的（a）感热通量（H）、（b）潜热通量（λE）与观测值（空心圆心，Obs）的比较

Fig. 5 Comparison between the values simulated by Noah-LSM (dashed line) and by Noah-MP (solid line) and the observed values (circles, Obs) of (a) sensible heat fluxes (H) and (b) latent heat fluxes (λE) for the cropland on 20 and 24 August, 2012

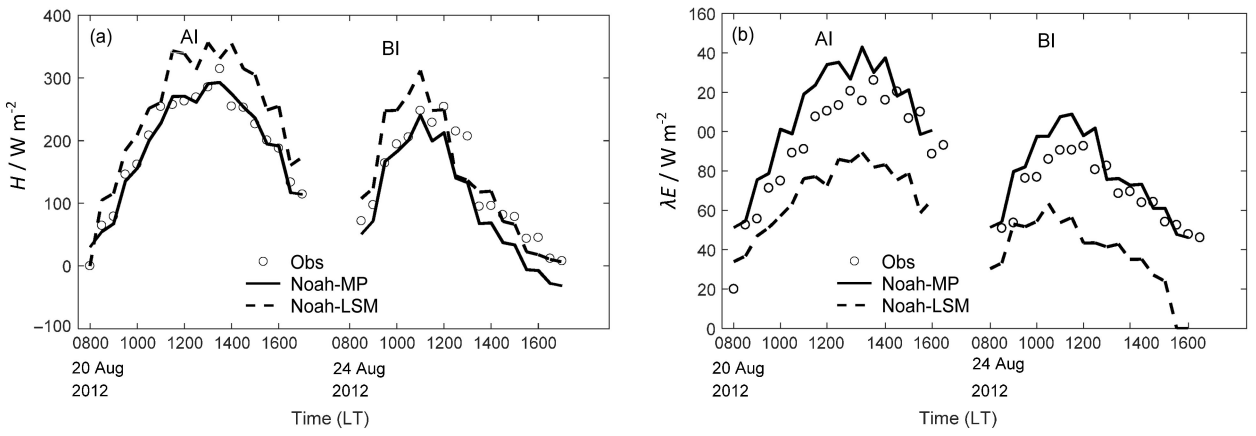

图 6 同图 5，但为农村区域

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the rural area

表 3 AI 和 BI 中 Noah-LSM 和 Noah-MP 估计的感热通量和潜热通量与观测值的 RMSE

Table 3 Comparison of RMSE of sensible heat flux and latent heat flux estimated by Noah-LSM and Noah-MP with observations in AI and BI

		RMSE(AI)/W m^{-2}		RMSE(BI)/W m^{-2}	
		CL	RL	CL	RL
Noah-LSM	H	62.3	67.9	65.6	63.6
	λE	113.6	33.8	122.4	32.4
Noah-MP	H	13.4	32.4	14.8	36.9
	λE	41.8	25.1	43.9	21.8

注：CL代表庄稼地，RL代表村庄地，下同

10 cm 土壤温度 Noah-LSM 高估，且比 Noah-MP 有 3.4 K 的高估（图 7c）。土壤湿度 Noah-LSM 比 Noah-MP 高估，Noah-MP 的 RMSE 减小了 0.02 m^3 m^{-3}，表明 Noah-MP 比 Noah-LSM 更加接近于观测值（图 7d）。

表 4 AI 和 BI 中 Noah-MP 中感热通量和潜热通量 RMSE 改进百分比（PRI）

Table 4 Percentage RMSE improvement (PRI) estimated by Noah-MP for sensible heat flux and latent heat flux in AI and BI

	PRI(AI)		PRI(BI)	
	CL	RL	CL	RL
H	78.5%	52.3%	50.8%	42.0%
λE	63.2%	25.7%	64.1%	32.7%

总体而言，Noah-LSM 高估了土壤温度，导致了感热通量的高估和潜热通量的低估；Noah-LSM

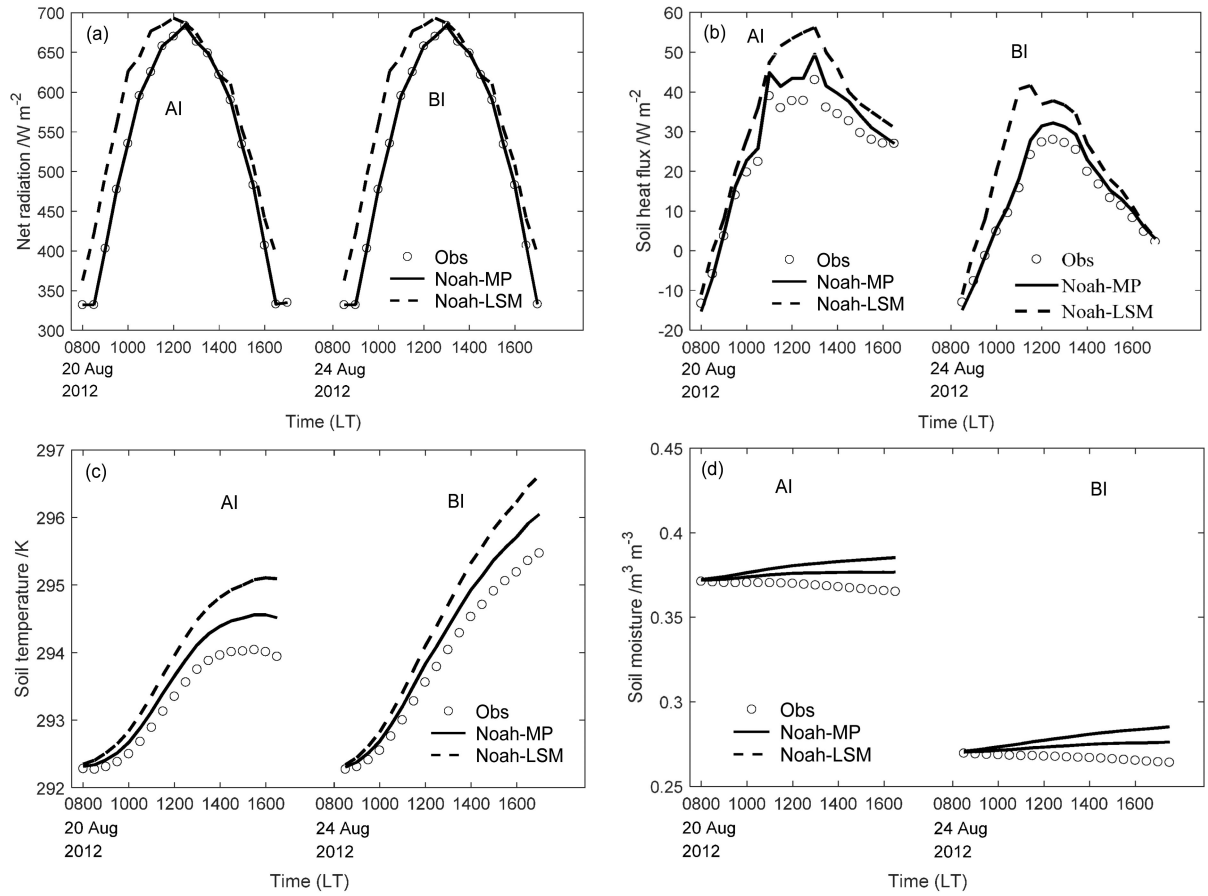

图 7　2012 年 8 月 20 日和 2012 年 8 月 24 日 Noah-LSM（虚线）和 Noah-MP（实线）估计的（a）净辐射、（b）土壤热通量、（c）10 cm 深土壤温度和（d）5 cm 土壤湿度与观测值（空心圆）的比较

Fig. 7　(a) Net radiation, (b) soil heat flux, (c) soil temperature at 10-cm depth, and (d) soil moisture at 5-cm depth estimated by Noah-LSM (dash-line) and Noah-MP (solid-line) compared with the measured values (circles) on 20 and 24 August 2012

高估土壤温度的原因可能与反照率估算不准有关，因为 Noah-LSM 是将反照率视为常数；相反，Noah-MP 估计的土壤热通量、土壤温度、地表感热通量和地表潜热通量，更加逼近于观测值。这可能是因为 Noah-MP 改进了反照率的估算。因此，LES 耦合 Noah-MP 的结果将会用于下面 AI 和 BI 个例的分析。

5.2　垂直热通量

首先，为了研究灌溉对垂直热通量的影响，图 8 表示 AI 和 BI 的位温廓线。在低层，BI 的位温比 AI 更大，因为灌溉前地表对大气的加热比灌溉后的更大。水汽廓线 AI 中比 BI 更大，由于灌溉后水汽更加充足。

其次，感热通量随高度减小（图 9a），这是因为热量交换发生在地表与大气之间，离地越远，其值越小；而潜热通量随着高度的增加而增加，在夹卷层存在一个极大值（图 9b），这说明水汽是向上输送的，边界层顶的夹卷运动向下卷入的是干空气而并非水汽。正是因为夹卷向下输送进入混合层的干空气，才增强了混合层上部水汽的向上输送，而且从灌溉 AI 个例中看出，由于灌溉增大了绿洲下垫面的非均匀性，可能增强了局地环流，进而增加了边界层顶的夹卷作用，使 AI 个例中水汽通量随高度增加更快。BI 中地表感热通量比 AI 高出 80 W m^{-2}（约 20%），但是 AI 地表潜热通量大于 BI，高出 80 W m^{-2}（约 20%）。

5.3　对垂直热通量模态的影响

采用 30 分钟平均的感热通量进行接下来的研究（图 10a）。在低层，AI 中的感热通量模态与土壤湿度模态相反（图 3）。感热通量随土壤湿度的增加而减小。选取 10 m、100 m、200 m 和 500 m 进行研究，给出这些层的感热通量场（图 10a）。

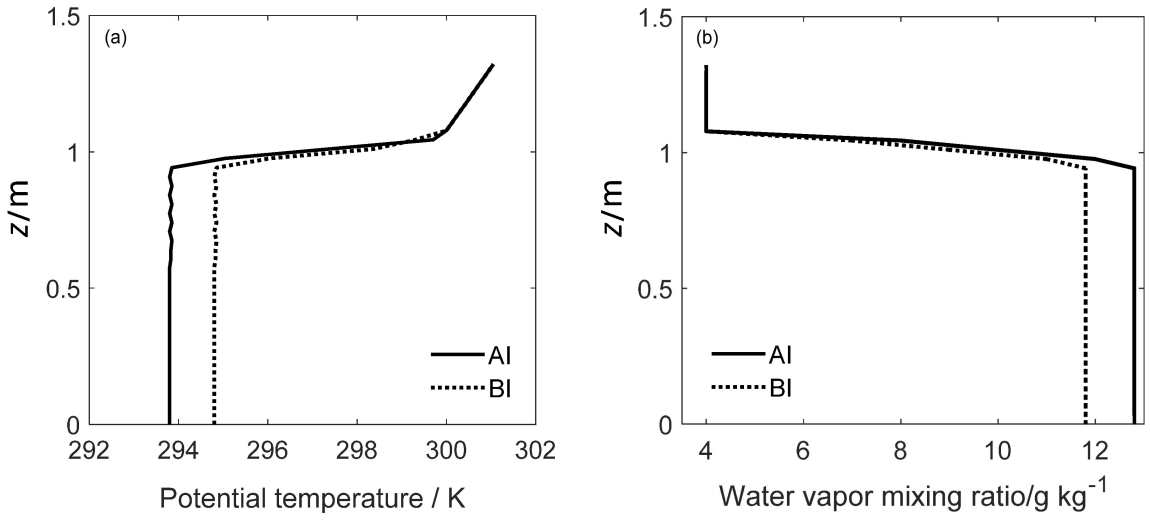

图 8　2012 年 8 月 24 日 AI 和 2012 年 8 月 20 日 BI 中 14:00～14:30 30 分钟平均（a）位温和（b）水汽混合比廓线

Fig. 8　(a) Potential temperature and (b) water vapor mixing profiles averaged over 30 min between 1400 LT–1430 LT in AI and BI on 20 and 24 August, 2012.

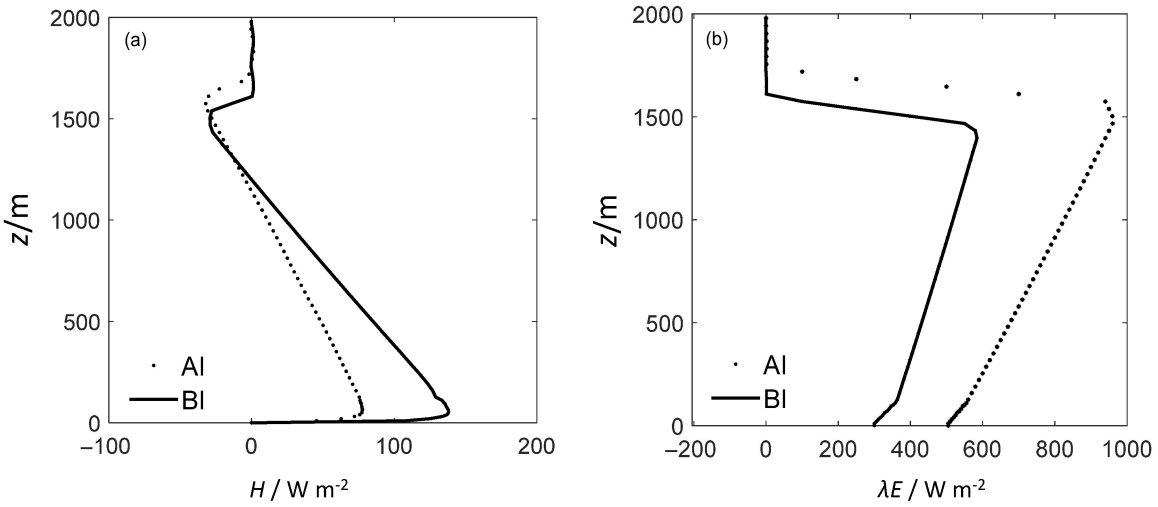

图 9　2012 年 8 月 24 日 AI 和 2012 年 8 月 20 日 BI 庄稼地中 14:00～14:30 时间平均的（a）垂直感热通量和（b）垂直潜热通量廓线

Fig. 9　Profile of (a) vertical sensible heat flux and (b) vertical latent heat fluxtime averaged between 1400 LT–1430 LT in AI on 24 August 2012 and BI on 20 August 2012 over the cropland.

在近地层的感热通量场，网状对流单元清晰可见，表明在低层受地表强迫影响较大，然而非均匀性在高层逐渐频散（图 10a–b），高层受地表强迫影响较小。

BI 的感热通量的强度大于 AI（图 10a–b）。AI 中在 100 m 高度几乎看不出地表的信息，而 BI 中清晰可辨地表信息，说明灌溉后感热通量随着非均匀性的增加而减小，频散高度也减小。随着湍涡往上发展，其受地表影响逐渐减弱，而演变为自组织的影响，随高度增加不断频散，至某一高度则完全频散。

对于小波能量谱，选取 $l_n = 1\Delta x$、$1.5\Delta x$、$3\Delta x$、$6\Delta x$、$12.5\Delta x$、$25\Delta x$、$50\Delta x$ 和 $100\,\Delta x$ 小波能量分量。10 m 高度处最大能量尺度为 150 m，它在高度 500 m 处增加到 2500 m，表明最大的能量尺度随着高度的增加而增加。随着高度增加，湍涡尺度增加，湍涡发生了频散。AI 中最大能量尺度与 BI 相同，表明 AI 的湍涡的形状与 BI 一样，灌溉并没有导致湍涡尺度增加。另外，BI 中小波能量谱大于 AI，例如在 100 m 高度上，它从 BI 中 6×10^{-1} J m^{-3} 减小

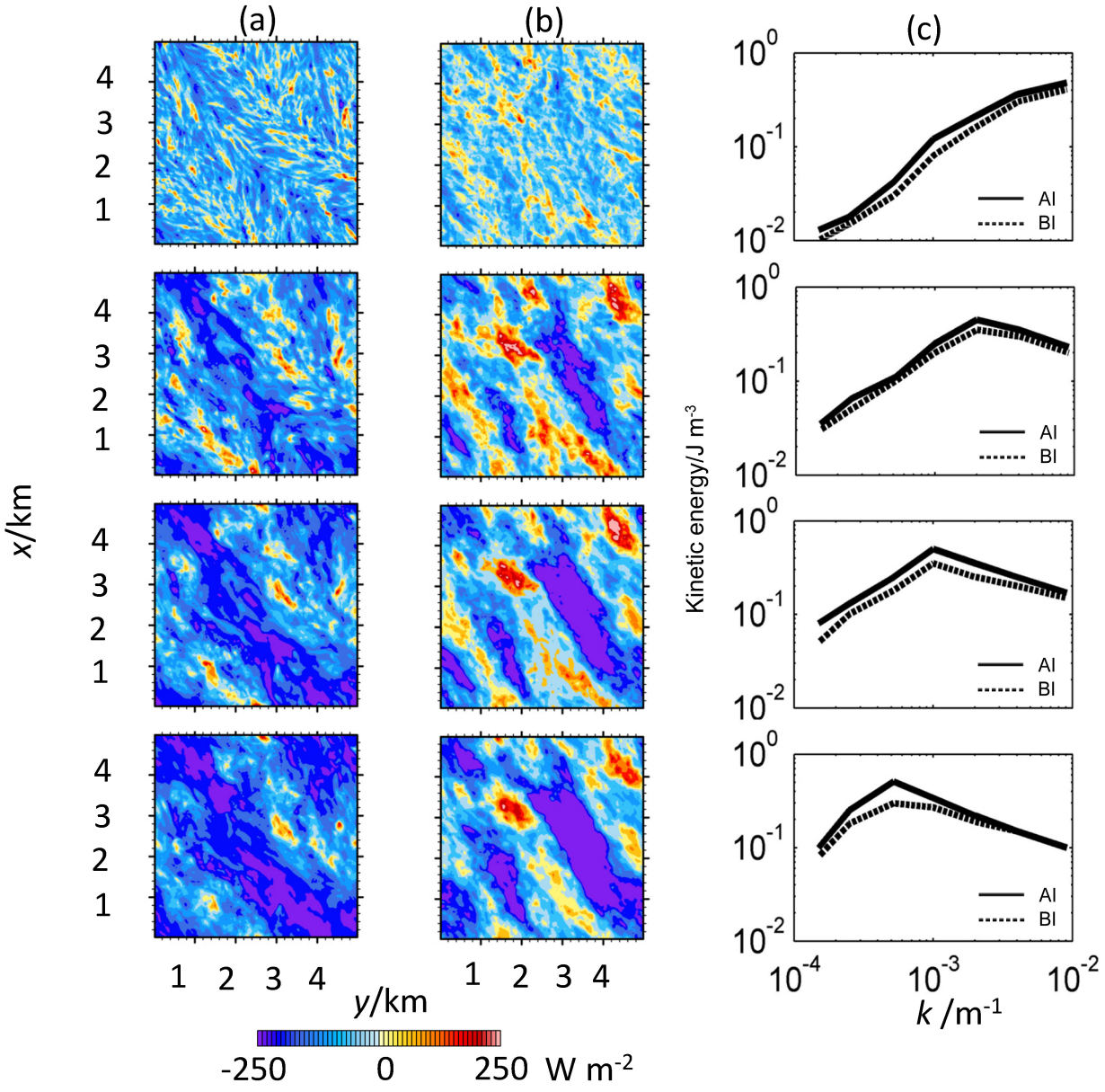

图 10　2012 年 8 月 24 日 AI（左列）和 2012 年 8 月 20 日 BI（中间列）中 10 m（第四行）、100 m（第三行）、200 m（第二行）和 500 m（第一行）高度 14:00～14:30 30 分钟平均感热通量模态（填色）及其对应的小波能量谱（右列）

Fig. 10　Patterns of sensible heat flux averaged (shaded) over 30 min between 1400 LT–1430 LT in AI (left column) on 24 August 2012 and BI (middle column) on 20 August 2012 at 10 m (bottom line), 100 m (third line), 200 m (second line), and 500 m (top line), corresponding wavelet energy spectra (right column)

到 AI 中的 5×10^{-1} J m^{-3}（图 10c），表明灌溉后的能量谱随着感热通量的减小而减小。因此，BI 中的湍涡与 AI 相似，但是它们的强度有区别。

AI 和 BI 中的潜热通量模态与土壤湿度一致，从 BI 到 AI 中潜热通量随着土壤湿度的增加而增加（图 11）。最大的能量尺度随着高度的增加而增加，10 m 高度最大能量尺度为 150 m，它在高度 500 m 处增加到 2500 m（图 11a、b），与感热通量的模态一致。潜热通量的频散高度随着感热通量的减小而减小，表明潜热通量的频散高度独立于潜热通量，而依赖于感热通量。另外，AI 中潜热通量能量谱强度大于 BI，例如 200 m 高度处从 BI 中 6×10^{-1} J m^{-3} 增加到 AI 中的 7×10^{-1} J m^{-3}（图 11c），这与感热通量相反。这可以从能量的角度解释。地面与大气之间的能量交换以感热通量为主，而不是潜热通量，但是感热通量在灌溉后减小；靠近地

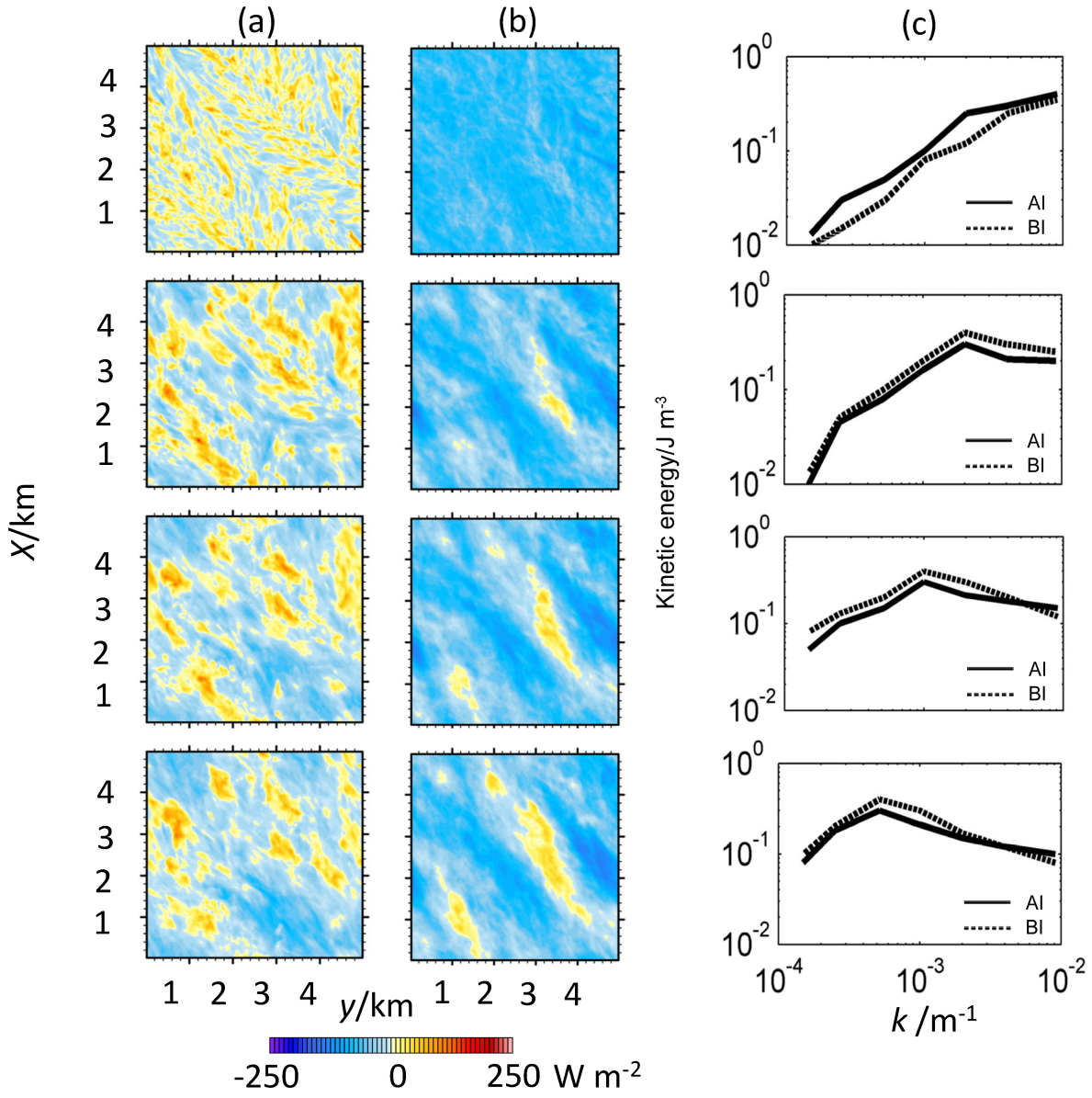

图 11 同图 10，但为潜热通量

Fig. 11 Same as for Fig. 10, but for the latent heat flux

表，感热通量模态受地表强迫为主，离地面越远，感热通量频散越大。潜热通量模态则依赖于感热通量。灌溉导致了混合高度随着感热通量的减小而减小。

图 12 表明了 AI 和 BI 的瞬时和 30 分钟平均垂直速度的剖面图。对于瞬时模态，湍涡的形状是网状结构，而且灌溉前（BI）、后（AI）基本一致。对于能量模态，AI 和 BI 中的向上的速度非常小。因此，在瞬时模态中，AI 和 BI 中的网状结构非常明显，但是 30 分钟平均最显著的湍涡是簇状结构，表明平均时间对湍涡有较大的影响。另外，从小波能量分析可知，最大的能量尺度从 BI 中 5×10^{-1} J m^{-3} 增加到 AI 中的 4×10^{-1} J m^{-3}，表明了湍涡的形状没有任何改变，但是灌溉后的能量减小。

5.4 空间滞后相关系数

本节将分析空间滞后相关系数，研究垂直湍流热通量对地表热通量的响应（图 13、图 14）。z_i 为 WRF-LES 计算的边界层高度。$\rho_{H_s,\phi}$ 与高度有关，最大的 $\rho_{H_s,\phi}$ 随着高度的增加而增加（图 13a、b）。AI 和 BI 中在整个边界层中 $\rho_{H_s,\phi}$ 大于 0，且 BI 中 $\rho_{H_s,\phi}$ 值大于 AI 中的值。另外，BI 中产生 $\rho_{H_s,\phi}$ 大于 0 的高度高于 AI，表明 BI 中边界层顶部产生了较

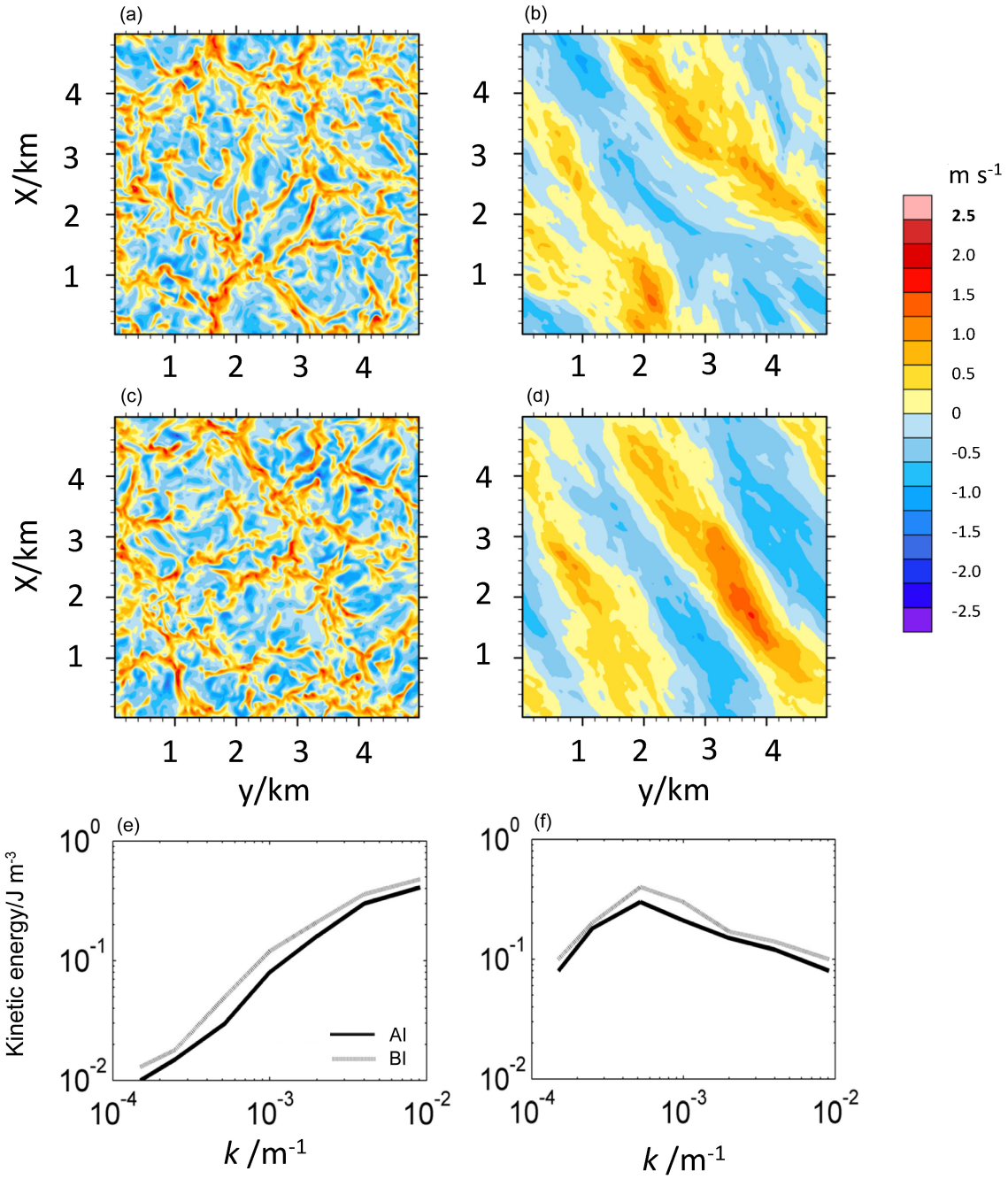

图 12　2012 年 8 月（a、b、e）24 日 AI 和（c、d、f）20 日 BI 中瞬时垂直速度及其 14:00～14:30 期间（b、d）30 分钟平均的垂直速度，以及（e、f）它们的小波能量谱分析

Fig. 12　Instantaneous vertical velocity (a, b, e) AI on 24 August and (c, d, f) BI on 20 August 2012 and (b, d) 30-min average vertical velocity AI and BI between 1400 LT and 1430 LT, and (e, f) their wavelet spectrum analysis, respectively

强的夹卷，由于 BI 中地表加热较强。进一步地，在 AI 和 BI 中$\rho_{H_s,\phi}$随着高度的减小而减小。

BI 中的$\rho_{\lambda E_s,\phi}$高于 AI 的，范围分布更宽。$\rho_{\lambda E_s,\phi}$的频散高度随着感热通量的减小而减小，进一步表明潜热通量的频散独立于潜热通量，却依赖于感热通量（图 14）。

6　结论与讨论

为了研究灌溉引起的非均匀强度对湍涡的影响，利用 WRF-LES 开展模拟试验。选择灌溉之前的个例（BI）和之后的个例（AI）进行大涡模拟试验。两组试验的结果表明灌溉对湍流热通量、

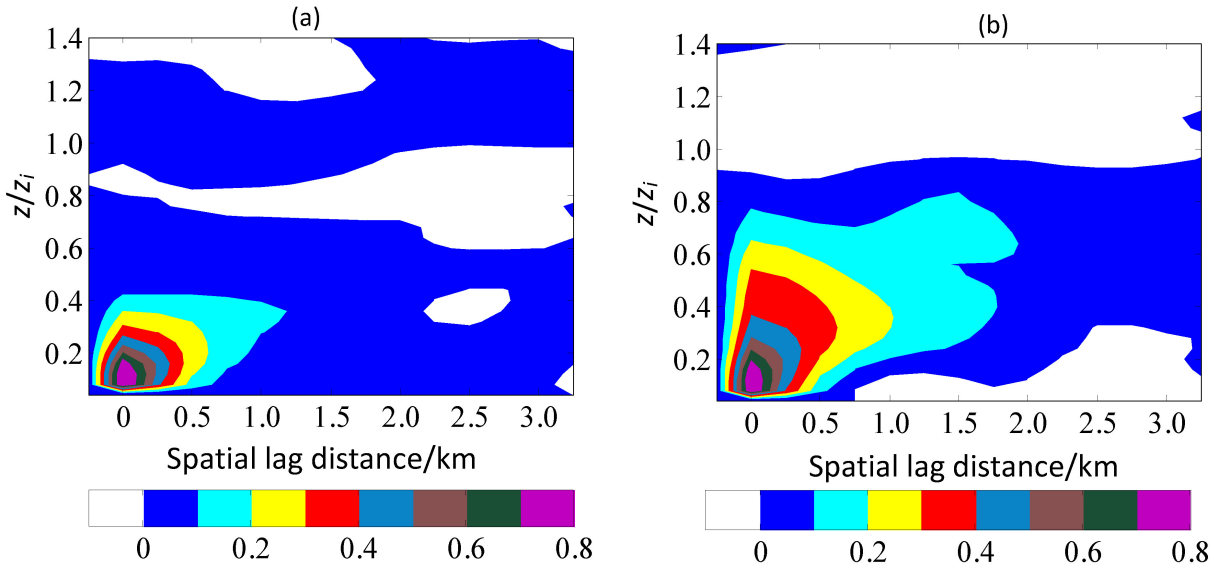

图 13 （a）2012 年 8 月 24 日 AI 和（b）2012 年 8 月 20 日 BI 中感热通量空间滞后相关系数随高度的变化

Fig. 13 Correlation coefficients of sensible heat flux spatial lag for (a) AI on 24 August 2012 and (b) BI on 20 August 2012 depending on the height

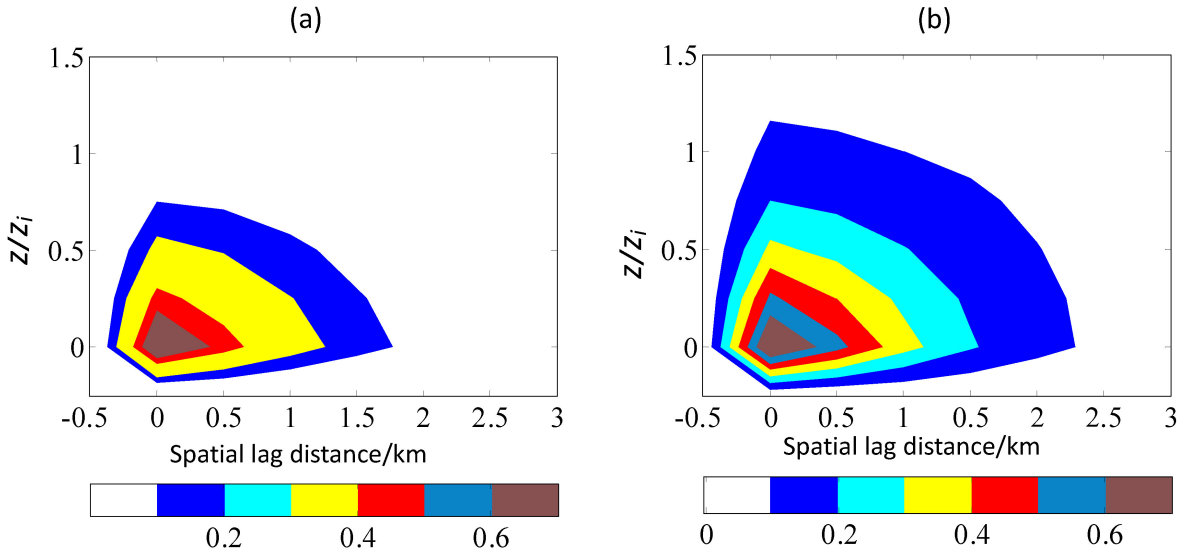

图 14 同图 13，但是为潜热通量

Fig. 14 Same as for Fig. 13, but for the latent heat flux

土壤湿度和土壤温度有较大影响。灌溉之后，土壤湿度增加，庄稼地上感热通量减小，潜热通量增加，然而村庄区不变，所以村庄区和庄稼地的非均匀区别增加。

灌溉不仅增加了非均匀强度，对频散也有较大影响。感热通量频散高度随着感热通量的减小而减小。然而，BI 中湍涡的形状与 AI 中的相似。另外，AI 中的潜热通量比 BI 中的大，潜热通量的频散高度独立于潜热通量，但是依赖于感热通量。

对于空间滞后相关系数，灌溉前的垂直热通量对地表通量的响应高度大于灌溉后的，这是由于灌溉后地表加热减小。因此，湿绿洲对湍流结构的贡献较大。灌溉后的绿洲应该对湍涡结构的变化给与更多关注。

最后，本文还存在一些不足之处，模拟区域应该增加，尽可能包括尺度更大的信息；观测区域中观测资料很多，未来可以利用更多的资料进行更深入的分析。

致谢　感谢兰州大学大气科学学院提供超级计算机，黑河联合遥感生态观测试验（HiWATER）提供观测资料，详情请见 http://westdc.westgis.ac.cn/zh-hans/data [2016-08-08].

参考文献（References）

Ament F, Simmer C. 2006. Improved representation of land-surface heterogeneity in a non-hydrostatic numerical weather prediction model[J].Bound.-LayerMeteor.,121(1):153−174.doi:10.1007/s10546-006-9066-4

Bertoldi G, Kustas W P, Albertson J D. 2008. Estimating spatial variability in atmospheric properties over remotely sensed land surface conditions [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 47(8): 2147−2165. doi:10.1175/2007JAMC1828.1

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]. J. Meteor. Res., 32(3): 421−432. doi:10.1007/s13351-018-7185-8

Chen F, Janjić Z, Mitchell K. 1997. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP Mesoscale Eta model [J]. Bound.-Layer Meteor., 85(3): 391−421. doi:10.1023/a:1000531001463

Chu P C, Lu S H, Chen Y C. 2005. A numerical modeling study on desert oasis self-supporting mechanisms [J]. J. Hydrol., 312(1-4): 256−276. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.02.043

Deardorff J W. 1980. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model [J]. Bound.-Layer Meteor., 18(4): 495−527. doi:10.1007/bf00119502

Dirmeyer P A, Wang Z Y, Mbuh M J, et al. 2014. Intensified land surface control on boundary layer growth in a changing climate [J]. Geophys. Res. Lett., 41(4): 1290−1294. doi:10.1002/2013GL058826

Huang H Y, Margulis S A. 2009. On the impact of surface heterogeneity on a realistic convective boundary layer [J]. Water Resour. Res., 45(4): W04425. doi:10.1029/2008WR007175

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 Qian, Wang Rong, Tian Wenshou, et al. 2014. Study of the impacts of wind shear on boundary layer convection based on the large eddy simulation [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 72(1): 100−115. doi:10.11676/qxxb2014.007

Kang S L, Lenschow D H. 2014. Temporal evolution of low-level winds induced by two-dimensional mesoscale surface heat-flux heterogeneity [J]. Bound.-Layer Meteor., 151(3): 501−529. doi:10.1007/s10546-014-9912-8

Kang S L, Ryu J H. 2016. Response of moist convection to multi-scale surface flux heterogeneity [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 142(698): 2180−2193. doi:10.1002/qj.2811

Klemp J B, Dudhia J, Hassiotis A D. 2008. An upper gravity-wave absorbing layer for NWP applications [J]. Mon. Wea. Rev., 136(10): 3987−4004. doi:10.1175/2008MWR2596.1

LeMone M A, Chen F, Alfieri J G, et al. 2007. Influence of Land Cover and Soil Moisture on the Horizontal Distribution of Sensible and Latent Heat Fluxes in Southeast Kansas during IHOP_2002 and CASES-97 [J]. J. Hydrometeor., 8(1): 68−87. doi:10.1175/JHM554.1

Li X, Cheng G D, Liu S M, et al. 2013. Heihe watershed allied telemetry experimental research (HiWATER): Scientific objectives and experimental design [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 94(8): 1145−1160. doi:10.1175/bams-d-12-00154.1

Liu S F, Shao Y P, Kunoth A, et al. 2017. Impact of surface-heterogeneity on atmosphere and land-surface interactions [J]. Environ. Modell. Softw., 88: 35−47. doi:10.1016/j.envsoft.2016.11.006

Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, et al. 2011. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem [J]. Hydrol. Earth Syst. Sci., 15(4): 1291−1306. doi:10.5194/hess-15-1291-2011

Lohou F, Druilhet A, Campistron B. 1998. Spatial and temporal characteristics of horizontal rolls and cells in the atmospheric boundary layer based on radar and in situ observations [J]. Bound.-Layer Meteor., 89(3): 407−444. doi:10.1023/a:1001791408470

Lohou F, Druilhet A, Campistron B, et al. 2000. Numerical study of the impact of coherent structures on vertical transfers in the atmospheric boundary layer [J]. Bound.-Layer Meteor., 97(3): 361−383. doi:10.1023/a:1002641728075

Maronga B, Raasch S. 2013. Large-eddy simulations of surface heterogeneity effects on the convective boundary layer during the LITFASS-2003 experiment [J]. Bound.-Layer Meteor., 146(1): 17−44. doi:10.1007/s10546-012-9748-z

Meng X, Lu S, Gao Y, et al. 2015. Simulated effects of soil moisture on oasis self-maintenance in a surrounding desert environment in Northwest China [J]. Int. J. Climatol., 35(14): 4116−4125. doi:10.1002/joc.4271

Moeng C H, Sullivan P P, Khairoutdinov M F, et al. 2010. A mixed scheme for subgrid-scale fluxes in cloud-resolving models [J]. J. Atmos. Sci., 67(11): 3692−3705. doi:10.1175/2010JAS3565.1

Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements [J]. J. Geophys. Res., 116(D12): D12109. doi:10.1029/2010JD015139

Patton E G, Sullivan P P, Moeng C H. 2005. The influence of idealized heterogeneity on wet and dry planetary boundary layers coupled to the land surface [J]. J. Atmos. Sci., 62(7): 2078−2097. doi:10.1175/JAS3465.1

Robinson K S. 1991. Coherent motions in the turbulent boundary layer [J]. Annual Review of Fluid Mechanics, 23: 601−639. doi:10.1146/annurev.fl.23.010191.003125

Shao Y P, Liu S F, Schween J H, et al. 2013. Large-eddy atmosphere-land-surface modelling over heterogeneous surfaces: Model development and comparison with measurements [J]. Bound.-Layer Meteor., 148(2): 333−356. doi:10.1007/s10546-013-9823-0

Süring M, Raasch S. 2013. Heterogeneity-induced heat-flux patterns in the convective boundary layer: Can they be detected from

observations and is there a blending height?— A large-eddy simulation study for the LITFASS-2003 experiment [J]. Bound.-Layer Meteor., 148(2): 309−331. doi:10.1007/s10546-013-9822-1

Vereecken H, Pachepsky Y, Simmer C, et al. 2016. On the role of patterns in understanding the functioning of soil-vegetation-atmosphere systems [J]. J. Hydrol., 542: 63−86. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.08.053

王介民, 王维真, 刘绍民, 等. 2009. 近地层能量平衡闭合问题——综述及个例分析 [J]. 地球科学进展, 24(7): 705−713. Wang Jiemin, Wang Weizhen, Liu Shaomin, et al. 2009. The problems of surface energy balance closure - An overview and case study [J]. Adv. Earth Sci. (in Chinese), 24(7): 705−713. doi:10.3321/j.issn:1001-8166.2009.07.003

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 Rong, Huang Qian, Tian Wenshou, et al. 2015. Study of a large eddy simulation of the effects of boundary layer convection tracer uplift and transmission [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39(4): 731−746. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14155

Xu, Z. W., Liu, S. M., Li, X., Shi, S. J., Wang, J. M., Zhu, Z. L., Xu, T. R., Wang, W. Z. and Ma, M. G 2013. Intercomparison of surface energy flux measurement systems used during the HiWATER-MUSOEXE [J]. J. Geophys. Res., 118(13): 140−157. doi:10.1002/2013JD020260

Zhang S W, Cao B J, Zhang W D, et al. 2016. A variational method for estimating surface turbulent heat fluxes with a consideration of energy storage [J]. J. Hydrometeor., 17(10): 2575−2590. doi:10.1175/JHM-D-15-0193.1