

徐慧燕, 徐亚钦, 王智, 等. 2017. WRF 模式中 QNSE 方案的湍流长度尺度系数的调整试验研究 [J]. 大气科学, 41 (2): 357-371. Xu Huiyan, Xu Yaqin, Wang Zhi, et al. 2017. Modification tests for the coefficient of turbulent mixing length scale in QNSE scheme in the WRF model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (2): 357-371, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16108.

WRF 模式中 QNSE 方案的湍流长度尺度系数的调整试验研究

徐慧燕¹ 徐亚钦³ 王智² 朱佩君¹ 李小凡¹ 翟国庆¹

¹ 浙江大学地球科学学院, 杭州 310027

² 上海市气象局, 上海 200030

³ 金华市气象局, 浙江金华 321099

摘要 边界层参数化方案中湍流混合对数值模拟起着重要的作用, 湍流混合作用的恰当描述对于温度、湿度、风场以及降水的准确模拟至关重要。我国长江中下游流域人口密集, 暴雨灾害频发, 很有必要寻找一种适合该地区降水模拟的边界层参数化方案。本文运用 WRF (Weather Research and Forecasting) 中尺度数值模式, 以 QNSE (Quasi-Normal Scale Elimination) 边界层参数化方案为基础, 将其中湍流混合长度尺度系数调整为可变参数。本文将 Noh et al. (2003) 提出的 Prandtl 公式与 Janjić 提出的修正湍流长度尺度系数的方法相结合, 通过考虑非局地项的强迫、地表稳定度与边界层高度对湍流长度尺度系数的影响, 强调大气的动力结构特征与热力结构特征对湍流混合的共同影响, 从而提高 QNSE 边界层参数化方案在不同地理环境下的模拟能力。文章通过进行长江中下游地区的典型暴雨试验, 将调整参数后的 QNSE 方案与原方案进行比较, 重点分析调整参数后的方案与原方案对关键基本气象要素场、边界层结构特征以及降水的模拟能力, 并将模拟结果与观测结果进行对比, 结果表明: 调整参数后的方案一定程度上改进了地表温度、边界层结构以及降水的模拟效果。进一步研究表明, 调整参数后的方案主要通过改变边界层混合缓解水汽混合比、位温模拟方面的误差。

关键词 WRF 模式 边界层参数化方案 湍流长度尺度 长江中下游 暴雨

文章编号 1006-9895(2017)02-0357-15

中图分类号 P435

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16108

Modification Tests for the Coefficient of Turbulent Mixing Length Scale in QNSE Scheme in the WRF Model

XU Huiyan¹, XU Yaqin³, WANG Zhi², ZHU Peijun¹, LI Xiaofan¹, and ZHAI Guoqing¹

¹ School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027

² Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai 200030

³ Jinhua Meteorological Bureau, Jinhua Zhejiang 321099

Abstract Appropriate description of turbulence in PBL (planetary boundary layer) is essential for numerical weather

收稿日期 2016-01-08; **网络预出版日期** 2016-08-24

作者简介 徐慧燕, 女, 1988年出生, 博士研究生, 主要研究方向为中尺度数值模拟、降水方程的定量估测。E-mail: 11538020@zju.edu.cn

通讯作者 翟国庆, E-mail: zhaigq@zju.edu.cn.

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2013CB430104, 国家自然科学基金 41575042、41175047, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201006014

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program)(Grant 2013CB430104), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41575042, 41175047), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201006014)

prediction and simulation. Proper treatment of turbulence may have an important influence on the simulation of meteorological fields, such as temperature, moisture, wind speed and precipitation. Heavy rainfall event is frequent in the lower reaches of the Yangtze River and it is necessary to obtain a suitable PBL scheme for this region due to its dense habitability. In this study, based on the QNSE (Quasi-Normal Scale Elimination) planetary boundary layer scheme in the WRF (Weather Research and Forecasting) Model, the coefficients of the TLS (turbulent mixing length scale) in the Mellor-Yamada formulation were modified to be varying based on the application of the Prandtl formula. The MCTLS (modified coefficients of TLS) are dependent on the PBL height and surface stability, and a nonlocal term was imposed on MCTLS, thereby emphasizing the comprehensive impacts of the atmospheric dynamic and thermal structures on turbulent mixing. WRF model simulations using the original PBL scheme and the PBL scheme with the MCTLS were conducted over the lower reaches of the Yangtze River and results were compared to measurements. Improvements in the near-surface temperature, the planetary boundary layer structure and the rainfall simulations have been found. More specifically, the simulations with the MCTLS were shown to alleviate biases in the potential temperature and water vapor mixing ratio by altering turbulent mixing.

Keywords WRF model, Planetary boundary layer parameterization scheme, Turbulent mixing length scale, Lower reaches of the Yangtze River, Heavy rainfall

1 引言

行星边界层一般指对流层低层的大气层,其厚度一般从 100 m 到 3 km 的范围内变化,这一高度内主要通过动量输送、热量输送、水汽输送、摩擦与地形影响等物理过程响应天气系统的发生与变化 (Stull, 1991)。湍流混合是边界层重要的物质输送过程。近几年来,大气模式获得迅速发展,边界层参数化作为大气模式的一个重要组成部分,是描述边界层物理过程的重要内容。到目前为止,大气模式中至少存在 5 种以上的边界层参数化方案,主要包括非局地化方案与湍流动能闭合方案。其中非局地化方案主要包括 YSU (Yonsei University) 参数化方案 (Hong et al., 2006) 与 ACM2 非对称对流模式 (Pleim, 2007a)。湍流动能闭合方案主要包括: MYJ (Mellor-Yamada-Janjić) 湍流动能 2.5 阶闭合方案 (Janjić, 2002)、MYNN2.5 (Mellor-Yamada Nakanishi and Niino Level 2.5) 方案 (Nakanishi and Niino, 2004) 与 MYNN3 (Mellor-Yamada Nakanishi and Niino Level 3) 方案 (Pagowski, 2008; Nakanishi and Niino, 2009)、Bougeault (Bougeault-Lacarrere) 方案 (Bougeault and Lacarrere, 1989) 以及 QNSE (Quasi-Normal Scale Elimination) 边界层参数化方案 (Sukoriansky, 2008)。学者们在提高边界层参数化方案的模拟能力方面做了卓有成效的工作 (Monin and Obukhov, 1954; Priestley, 1959; Mellor and Yamada, 1982; Pleim and Chang, 1992; Hong and Pan, 1996; Janjić, 2002; Noh et al., 2003; Hong et al., 2006; Pleim, 2007a, 2007b; Sukoriansky, 2008;

Sukoriansky and Galperin, 2008)。但是,在模式的模拟过程中,与边界层参数化方案相关联的不确定性依旧存在 (Pleim, 2007a, 2007b; Hu et al., 2010a, 2010b)。近几年,学者们逐渐意识到:边界层参数化方案中参数的合理选择对边界层参数化方案的模拟效果起着重要的作用,边界层方案对参数的敏感程度有赖于地理环境,参数通过影响边界层湍流混合,进而对大气物理过程的模拟产生较为明显的影响 (Nielsen-Grammon et al., 2010)。据此,有学者提出通过同化实况资料的方法每 6 小时一次改变参数的选择,使得参数的选择更加接近大气真实状况,从而提高模式的预报能力 (Tong and Xue, 2008a, 2008b; Hu et al., 2010b; Jung et al., 2010)。另外一种改进参数的方法是:考虑大气热力结构与动力结构对参数的影响。比如,通过一些方式改进控制湍流混合的湍流长度尺度系数 (Nakanishi, 2001; Janjić, 2002)。由于湍流动能闭合方案中的动量扩散系数以及热量扩散系数的大小随着湍流长度尺度增大 (即湍流产生混合的能力) 而增大的,湍流长度尺度可以表征湍流产生混合的能力。因而通过改变湍流长度尺度可以影响湍流混合,进而影响边界层热动力结构。有研究表明,通过修正湍流混合长度尺度或者增加湍流活动相关的参数,模拟结果可以得到一定程度的改进 (Janjić, 2002; Sušelj and Sood, 2010)。

长江中下游地区人口密集、经济发达、暴雨多发,改进该地区的降水模拟具有重大意义。先前的研究中,通过对 WRF 模式中的七种边界层参数化方案进行了评估,结果表明, QNSE 参数化方案在

该地区的降水模拟中表现略优于其他方案(徐慧燕等, 2013)。此外, 通过对特定地区(长江中下游地区)的降水进行湍流混合长度尺度系数的敏感性试验, 结果表明: 选择不同的湍流长度尺度系数, QNSE 方案的模拟结果存在较明显的差异(Xu et al., 2015), 而模式中默认的参数选择并不能始终保持长江中下游梅雨期都是最优的结果, 这可能与 WRFV3.1 中的 QNSE 在不稳定层结下采用 MYJ 局地闭合参数化方案有关, 局地闭合方案模拟的边界层湍流混合与实况偏差相对较大(Xie et al., 2012)。为了缓解这一问题, 本文将 QNSE 方案的湍流长度尺度系数调整为来自非局地参数化方案中物理量的函数, 间接增加非局地项的强迫。基于这一思想, 本文将 Noh et al. (2003) 采用的 Prandtl 数公式与 Janjić (2002) 提出的调整湍流长度尺度系数的方法相结合, 考虑 Prandtl 数与方案中的湍流长度尺度系数的关系, 强调了大气的动力结构特征与热力结构特征对湍流混合的共同影响。Noh et al. (2003) 采用的 Prandtl 数公式来源于 Troen and Mahrt (1986) 提出的非局地 K-廓线方案, 该公式包含了非局地项, 且包含了边界层高度与反映大气稳定度的 Monin-Obukhov 数。因而, 通过将湍流长度尺度系数调整为 Prandtl 数的函数, 间接考虑了非局地项、大气稳定度以及边界层高度对湍流混合的影响。

本文首先介绍了 WRF 模式中的 QNSE 参数化方案及其涉及的湍流长度尺度系数、Prandtl 数公式以及调整湍流长度尺度系数的方法。通过长江中下游地区 2009 年 7 月的一次典型暴雨过程, 运用调整湍流长度尺度系数后的方案进行了模拟试验(简称 MCTLS 试验), 并且深入细致地比较调整湍流长度尺度系数后的 QNSE 方案对基本要素场以及降水的模拟效果, 统计检验调整参数后的方案是否有利于长江中下游的模拟试验, 并且简要分析了原因, 为今后用 QNSE 参数化方案进行长江中下游流域降水模拟提供一些参考。

2 QNSE 方案及其湍流长度尺度系数简介

QNSE 边界层参数化方案是应用于长江中下游降水模拟中较好的方案(徐慧燕等, 2013), 是一种湍流动能闭合方案(Sukoriansky et al., 2005; Sukoriansky, 2008; Sukoriansky and Galperin, 2008; Skamarock et al., 2008)。边界层参数化方案在不稳

定层结情况下也采用 MYJ (Mellor and Yamada, 1982; Janjić, 2002) 湍流动能闭合方案。QNSE 边界层参数化方案在稳定层结下采用湍流谱闭合模式发展而来的 $K-\varepsilon$ 模式(Sukoriansky et al., 2005; Sukoriansky, 2008), 该模式主要是对 MYJ 方案的动量以及热量扩散系数表达式进行了改进, 其优点是保留了更加符合实际大气的物理过程, 它不仅显式地区分了由于层结引起的质量水平与垂直输送的差别, 而且考虑了湍流与波的共同作用(Sukoriansky, 2008; Sukoriansky and Galperin, 2008)。QNSE 还考虑了稳定层结下气流的一些重要特征, 比如, 气流的各向异性与强稳定层结下垂直扩散系数的减小(Sukoriansky et al., 2005; Sukoriansky, 2008; Sukoriansky and Galperin, 2008)。关于该方案的具体内容可参考相关研究(Sukoriansky and Galperin, 2008)。

考虑到 WRFV3.1 模式中 QNSE 参数化方案在不稳定层结下采用 MYJ 方案, 且该方案中的湍流长度尺度系数采用 MYJ 方案中的湍流长度尺度系数, 由于这组参数对模拟结果有较明显的影响(Xu et al., 2015), 故 QNSE 方案很可能保留了 MYJ 局地参数化方案湍流混合与实况偏差相对较大的问题(Holtslag et al. 1995; Ayotte et al., 1996; Pagowski, 2004; Hu et al., 2010a)。可喜的是, WRFV3.4 版本以后, 在浅对流的情况下可以选择调用 EDMF (Eddy-Diffusivity-Mass-Flux) 参数化方案, 说明该方案已获得一定改进, 但是, 仍然可以选择原来的 QNSE 方案选项, 且 QNSE 方案中的湍流长度尺度系数仍然沿用 MYJ 参数化方案的湍流长度尺度系数。Janjić (2002) 曾经将湍流长度尺度系数作为 Prandtl 数的函数, 进而通过改变 Prandtl 数的取值来改变湍流长度尺度系数来改进模拟结果(Janjić, 2002)。Noh et al. (2003) 通过增加非局地项改进了边界层参数化方案的模拟。因此, 我们拟将 Janjić (2002) 的方法与 Prandtl 数公式(Troen and Mahrt, 1986; Hong and Pan, 1996; Noh et al., 2003) 相结合, 考虑大气稳定度、边界层高度对湍流混合的影响, 鉴于 Prandtl 数公式(Troen and Mahrt, 1986; Hong and Pan, 1996; Noh et al., 2003) 的推导过程中考虑了非局地项的技术方案, 本研究通过考虑 Prandtl 数公式, 对 QNSE 参数化方案间接增加了非局地的强迫。下面给出了与湍流长度尺度系数相关的公式, 并且介绍了本文调整湍流长度尺度系数的

方法。

二阶湍流闭合理论假设所有的长度尺度与主长度尺度成比例 (Mellor and Yamada, 1982), 相应的表达式如下:

$$(l_1, \Lambda_1, l_2, \Lambda_2) = (A_1, B_1, A_2, B_2) \cdot l, \quad (1)$$

$$\varepsilon = q^3 / \Lambda_1, \quad (2)$$

$$\langle wu \rangle = \frac{3l_1}{q} \left[-\langle w^2 \rangle - C_1 q^2 \right] \frac{\partial U}{\partial z} + \beta g \langle u\theta \rangle, \quad (3a)$$

$$\langle w\theta \rangle = \frac{3l_2}{q} \left[-\langle w^2 \rangle \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \beta g \langle \theta\theta_v \rangle \right], \quad (3b)$$

$$\langle \theta^2 \rangle = -\frac{\Lambda_2}{q} \langle w\theta \rangle \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (3c)$$

其中, l 是主长度尺度, $l_1, l_2, \Lambda_1, \Lambda_2$ 是与动量通量、热通量、湍流通量、位温方差相关的湍流长度尺度, A_1, B_1, A_2, B_2, C_1 是湍流长度尺度系数。 θ 是湍流扰动位温, θ_v 是湍流扰动虚位温, u, w 是与湍流混合相关的湍流扰动风速, U 是模式格点可分辨的风速。湍流长度尺度可决定湍流产生混合的能力 (Stull, 1991), 湍流输送与气流辐合、辐散相联系 (Hu and Zuo, 2003), 因而湍流长度尺度系数的合理选择有助于提高数值模拟的能力。

根据 Mellor-Yamada Level 2.5 阶模式 (Janjić, 2002) 中的公式, 湍流长度尺度系数的表达式如下:

$$A_1 = \frac{1}{2} \left(\frac{R_B F_B^2}{P_r} \right)^{\frac{3}{2}} \left(\frac{1}{3} - \gamma_1 \right), \quad (4a)$$

$$A_2 = \frac{1}{3\gamma_1} \left(\frac{1}{P_r R_B F_B^2} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (4b)$$

$$B_1 = \left(\frac{R_B F_B^2}{P_r} \right)^{\frac{3}{2}}, \quad (4c)$$

$$B_2 = \left(\frac{R_B F_B^6}{P_r^3} \right)^{\frac{1}{2}}, \quad (4d)$$

$$C_1 = \gamma_1 - \frac{2}{1 - 3\gamma_1} \frac{P_r^2}{R_B^2 F_B^4}, \quad (4e)$$

其中, $F_B^2 = [u^*]^2 < \theta^2 > / H^2$, $R_B = B_1 / B_2$ 是经验常数, H 是热通量, γ_1 是经验常数 (Janjić, 2002)。运用公式 (4a) 至 (4e), 可以建立 Prandtl 数与湍流长度尺度系数 A_1, B_1, A_2, B_2, C_1 的一一对应关系。图 1 给出了湍流长度尺度系数随 Prandtl 数的变化趋势, 从图中可以看出, 随着 Prandtl 数的变化, 其中 B_1, B_2 发生较明显的变化。Prandtl 数是边界层高度与 Monin-Obukhov 长度尺度的函数, 边界层高度可以反映边界层湍流活动状况, Monin-Obukhov 长

度尺度与大气稳定度有关, 因而, 随着湍流活动状况以及大气稳定度的变化, 湍流长度尺度系数 B_1, B_2 发生较明显的变化; 反之, 随着湍流长度尺度系数的变化, 湍流产生混合的能力也发生变化。此外, 来自 YSU 参数化方案的 Prandtl 数包含了湍流非局地变化的信息, 通过公式 (4a) 至 (4e), 湍流长度尺度包含了湍流非局地输送的信息。

Prandtl 数的定义如下:

$$P_r^{-1} = \frac{K_h}{K_m}, \quad (5a)$$

其中 K_m 是动量扩散系数, K_h 是热量扩散系数。

Troen and Mahrt (1986) 运用以下公式

$$u_* \theta_* = K_h \left(\frac{\partial \Theta}{\partial z} - \gamma \right), \quad (5b)$$

$$u_*^2 = K_m \frac{\partial U}{\partial z}, \quad (5c)$$

$$\gamma = C \frac{\overline{(w'\theta')_0}}{w_s h}, \quad (5d)$$

推导了近地面的 Prandtl 数公式, 其中, $\theta_* = -\overline{(w'\theta')_0} / u_*$, u_* 是地表摩擦速度, $\overline{(w'\theta')_0}$ 是地表热通量, γ 是逆梯度非局地混合项。因而修正参数后的湍流长度尺度系数增加了非局地项的强迫。 C 是比例常数, w_s 风速尺度, h 边界层高度, z 是离开地面的高度, Θ 是模式格点可分辨的位温。

通过运用上述近地面 Prandtl 数公式 (Troen and Mahrt, 1986) 以及边界层 Prandtl 数公式 (Hong and Pan, 1996), Noh et al. (2003) 得到了以下 Prandtl 数公式:

$$P_r = 1 + (P_{r0} - 1) \exp[-3(z - \varepsilon h)^2 / h^2], \quad (6)$$

$$P_{r0} = \frac{\varphi_h}{\varphi_m} + b_0 \varepsilon k, \quad (7)$$

其中, $\varepsilon = 0.1, k = 0.4, b_0 = 0.78$, 在不稳定与中性层结下, φ_h 与 φ_m 表达式如下:

$$\varphi_m = \left(1 - 16 \frac{0.1h}{L} \right)^{-\frac{1}{4}} \quad (\text{对于 } u \text{ 和 } v), \quad (8a)$$

$$\varphi_h = \left(1 - 16 \frac{0.1h}{L} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (\text{对于 } \theta, q), \quad (8b)$$

在稳定层结下 ($\overline{(w'\theta'_v)_0} < 0$), φ_h 与 φ_m 表达式如下:

$$\varphi_m = \varphi_h = \left(1 + 5 \frac{0.1h}{L} \right), \quad (9)$$

式中, h 为边界层高度, L 是 Monin-Obukhov 长度尺度, 其表达式如下:

$$L = \frac{u_*^3 \overline{\theta'_v}}{kg(w'\theta')_s} = \frac{u_*^2 \overline{\theta'_v}}{kgT_*} = \frac{u_*^3}{-k \frac{g}{T} \frac{H}{c_p \rho}}, \quad (10)$$

$$\overline{w'\theta'_v} = \overline{w'\theta'} + 0.61T \overline{w'q'}, \quad (11)$$

其中, θ 是位温, $\overline{\theta'_v}$ 是平均虚位温, $(w'\theta')_s$ 是地表热通量, $\overline{w'\theta'_v}$ 是与虚位温对应的地表热通量, T 是绝对温度, q 是相应的比湿, T_* 是摩擦温度, g/T 为浮力参数, $H/(c_p \rho)$ 为热通量, u_* 是摩擦速度, k 为卡曼常数。

将 Prandtl 公式 (6) 代入公式 (4a) ~ (4e), 即可得到湍流长度尺度系数的关系式, 将该关系式植入 QNSE 方案相应的模块中, 就得到了调整湍流长度尺度系数后的方案。

3 模拟试验设置以及统计方法

本次模拟采用 NCEP1°×1°再分析资料作为初始场, 每 6 小时更新一次边界条件, 同时模拟采用双向三重嵌套(图 2), 试验中心位于(30°N, 110°E), 水平格距分别为: 45 km, 15 km, 5 km。其中 15 km 的区域包含了长江中下游地区(图 2a)。模式所有区域垂直层共 43 个 σ 层, 模式顶层设为 50 hPa, 边界层内所包含的 sigma 层包括: 1.000、0.999、0.998、0.996、0.995、0.993、0.9922、0.991、0.989、0.987、0.985、0.982、0.978、0.975、0.965、0.955、0.945、0.935、0.924、0.914、0.904、0.899 与 0.848。模式所有区域的物理参数化方案包括: RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997), Dudhia 短波辐射方案 (Dudhia, 1989), WSM5 (WRF Single-Moment 5-class) 云微物理参数化方案 (Hong et al., 2004), GS (Modified Grell) 积云对流参数化方案 (Grell and Dévényi, 2002), Thermal diffusion 陆地面过程 (Dudhia, 1996)。

为了检验调整参数后的 QNSE 方案的模拟效果, 本文分别用原方案(控制试验)与 MCTLS 对长江中下游流域的一次典型暴雨过程进行了模拟。用自动站资料与探空资料作为实况, 与模拟结果进行比较。图 2b 为自动站资料与探空站资料的站点分布示意图。控制试验与 MCTLS 试验积分初始时刻均为 2009 年 7 月 23 日 00 时(协调世界时, 下同), 模拟连续积分 36 小时, 积分时间步长为 120

秒, 每一个积分步长均调用边界层参数化方案, 模拟试验设计如表 1 所示。

表 1 模拟试验方案设计

Table 1 Design summary of different numerical experiments

试验	边界层参数化方案	地面层参数化方案
MCTLS 试验	湍流长度尺度系数调整后的 QNSE 方案	QNSE 方案
控制试验	QNSE 方案	QNSE 方案

本文用到的统计方法主要有: 绝对平均误差、平均误差和均方根误差: 平均误差的公式:

$$B = \sum_{i=1}^n (s(i) - o(i)), \quad (12)$$

平均绝对误差的公式:

$$A = \sum_{i=1}^n |s(i) - o(i)| \quad (13)$$

均方根的误差公式:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (s(i) - o(i))^2} \quad (14)$$

其中, B , A , $RMSE$ 分别表示平均偏差, 平均绝对偏差, 均方根误差, $s(i)$ 是模拟结果, $o(i)$ 是实况。 n 是所有样本站点总和。

4 模拟试验

4.1 个例简介

2009 年 7 月 23 日 00 时, 从 500 hPa 高空环流形势来分析, 贝加尔湖为高压脊, 西西伯利亚为低压(巴尔喀什湖为低涡), 黑龙江及其东北地区为低涡, 低涡控制我国东北、华北等地, 即高纬呈现两低一高的形势, 长江中下游地区的有一低空急流为此次降水提供了充足的水汽。从 2009 年 7 月 23 日 12 时到 2009 年 7 月 24 日 12 时的累计降水图(图略)可见, 强降水主要发生在湖北南部、安徽的大别山南部、江西北部以及浙江的西北部, 强降水主要集中在 2009 年 7 月 23 日 20 时到 24 日 02 时这段时间内, 多地的 24 小时累计降水超过 100 mm。本次暴雨给长江中下游多地造成了巨大的经济损失。

4.2 地面气象要素的模拟检验

为了检验调整参数化的试验的模拟效果, 本文将地面气象要素的模拟结果插值到图 2b 的 6965 个站点上, 并且与自动站实况资料进行比较。图 3 分

别给出了控制试验(虚线)与 MCTLS 试验(实线)模拟的地面温度(图 3a, b, c)与地面温度露点差(图 3d, e, f)的平均误差(图 3a, d)、平均绝对误差(图 3b, e)、均方根误差(图 3c, f), 其中露点温度的模拟结果由模拟的地面气压和水汽混合比计算得到。从 7 月 23 日 12 时到 24 日 12 时, 控制试验与 MCTLS 试验模拟的地面温度与温度露点差具有一定日变化特征, 且不同积分时刻, 模拟结果均较实况偏冷(图 3a, d)。MCTLS 试验通过增加地面温度减小了平均绝对误差与均方根误差(图 3b, c), 而且, 随着积分时间的推移, 尤其是最后几个积分时次, MCTLS 试验的优势更加明显。

上述的分析结果表明, WRFV3.1 中的 QNSE 参数化方案模拟的近地面温度偏小, 近地面湿度偏大,

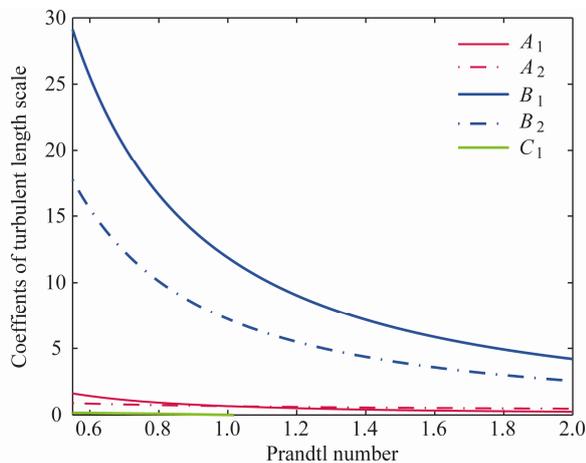


图 1 湍流长度尺度系数随 Prandtl 数的变化趋势

Fig. 1 Variations of the coefficients of turbulent mixing length scale as a function of Prandtl number

先前学者研究所提及的 MYJ 方案模拟的近地面状况存在偏冷偏干的问题(Brown, 1996; Hu et al., 2010a), 这可能与 QNSE 方案在不稳定层结下采用 MYJ 方案有关, 而调整湍流长度尺度系数后的 QNSE 方案模拟的地面温度与温度露点差得到了一定的改进。可能的原因是: 通过将湍流混合长度尺度系数调整为 Prandtl 数的函数, MCTLS 方案增加了非局地项的强迫, 同时考虑了大气稳定度与边界层高度对模拟结果的影响, 导致边界层湍流混合更加符合实际情况, 从而缓解控制试验模拟存在的问题, 为了验证这一可能性, 下面分析了模拟区域内的边界层结构特征。

4.3 边界层结构

边界层中的位温廓线、水汽混合比廓线以及风廓线能够反映边界层内热量与水汽的混合情况, 从而反映动力与热力结构特征。为了分析调整参数化后的方案对边界层结构的模拟情况, 图 4 分别给出了 2009 年 7 月 24 日 00 时(图 4a, d)、06 时(图 4b, e)与 12 时(图 4c, f)控制试验与 MCTLS 试验模拟的(24°N~35°N, 110°E~122°E)区域平均位温廓线、水汽混合比廓线, 并且与实况进行了比较, 其中实况资料为(24°N~35°N, 110°E~122°E)区域内所有探空站(图 2b)资料的平均。

图 4 表明, 不管是白天还是夜间, 从 990 hPa 到 920 hPa, 控制试验模拟的位温(蓝色虚线)较实况(黑色实线)低, MCTLS 试验的模拟结果(红色点线)与实况更加接近(图 4a, b, c)一些, 尤其从图 4b 可以看出, MCTLS 试验增加了非局地的湍

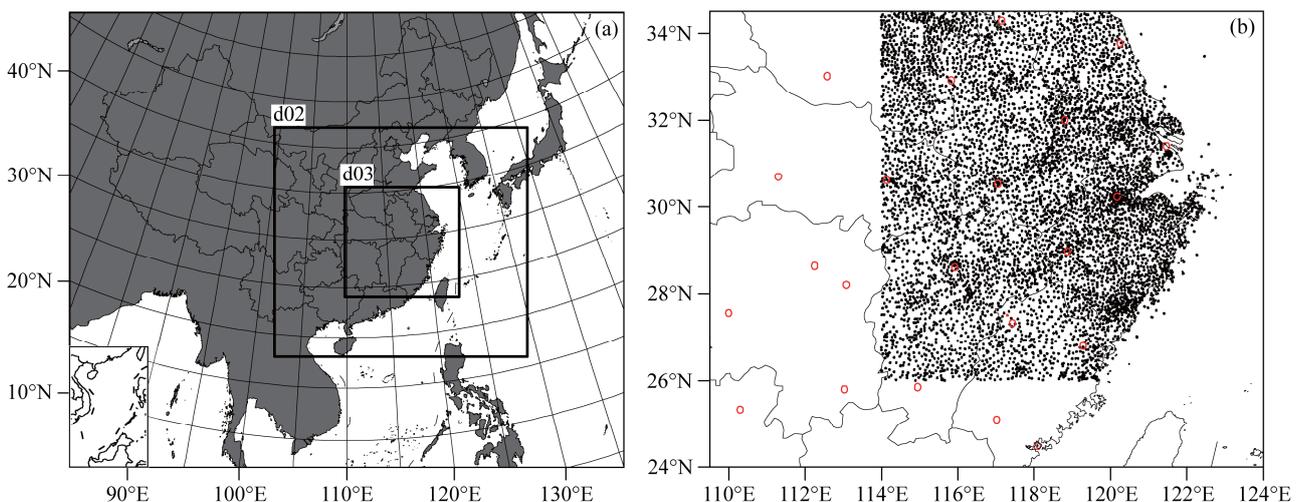


图 2 模拟区域设置以及站点分布: (a) Lambert 投影下的三重嵌套区域; (b) 华东部分地面自动站(实心点)和高空探空站(空心圆)

Fig. 2 (a) Model domains in the Lambert projection and (b) locations of national weather stations (NWS) (dots) and sounding stations (hollow circles) in eastern China.

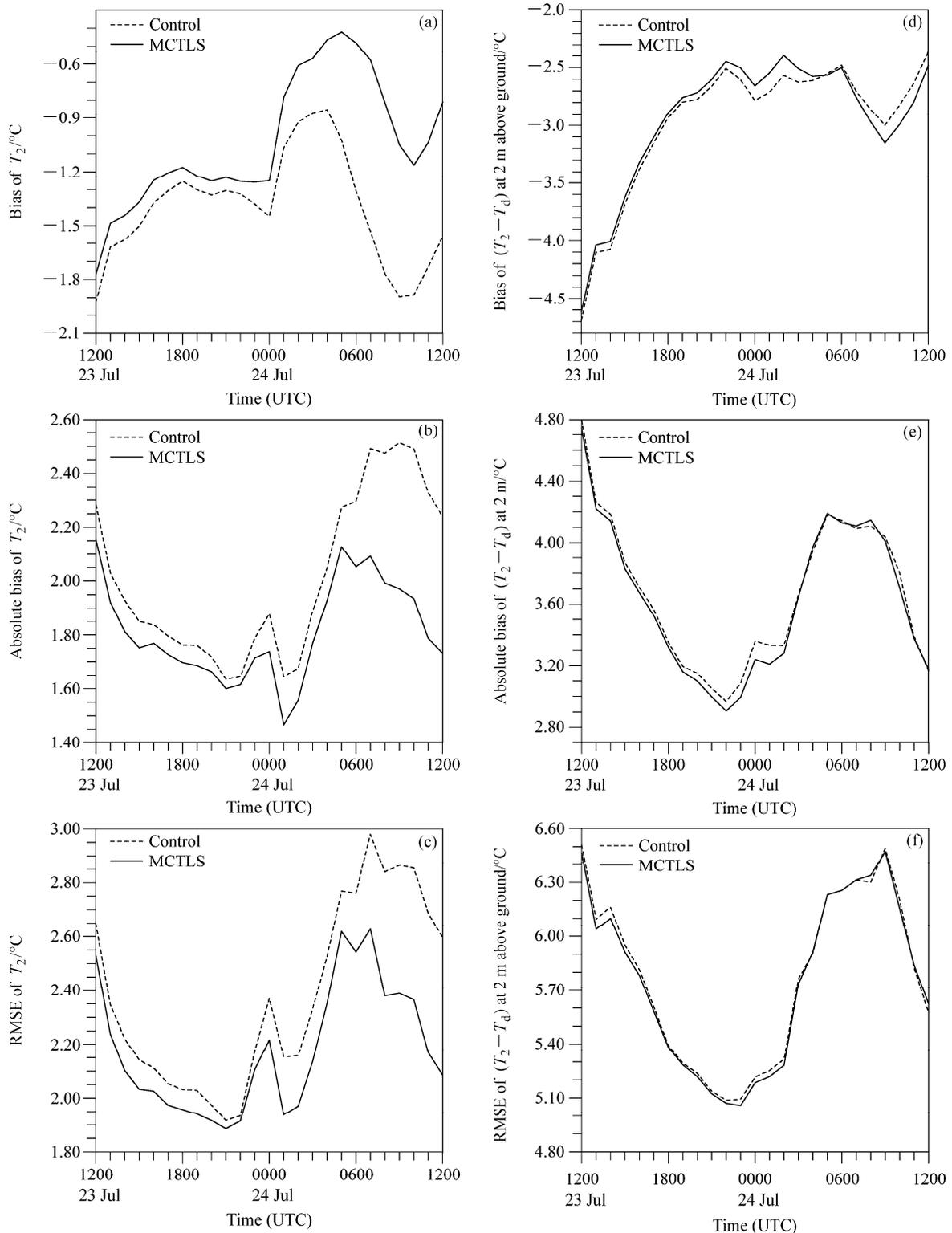


图3 调整参数化后的方案 (MCTLS 试验) 与原方案模拟的 (a, b, c) 地面温度、(d, e, f) 地面温度露点差的统计检验结果: (a, d) 平均偏差; (b, e) 平均绝对偏差; (c, f) 均方根误差随积分时间 (从 2009 年 7 月 23 日 12 时到 7 月 24 日 12 时) 的变化情况。虚线是控制试验, 实线是 MCTLS 试验, 横坐标为积分 12~36 小时, 纵坐标是偏差值, T_2 和 T_d 分别代表地面温度与地面露点

Fig. 3 Statistical tests of (a, b, c) surface temperature and (d, e, f) surface dew point depression: (a, d) Biases; (b, e) absolute biases; (c, f) RMSEs (root-mean-square errors) between measurements and WRF simulations at national weather stations (NWS) during the 12–36 h forecast period from 1200 UTC 23 July to 1200 UTC 24 July 2009. Dashed lines indicate control run, solid lines indicate MCTLS run. Horizontal ordinate is integration time from 12 to 36 h, T_2 and T_d denote surface temperature and surface dew point, respectively

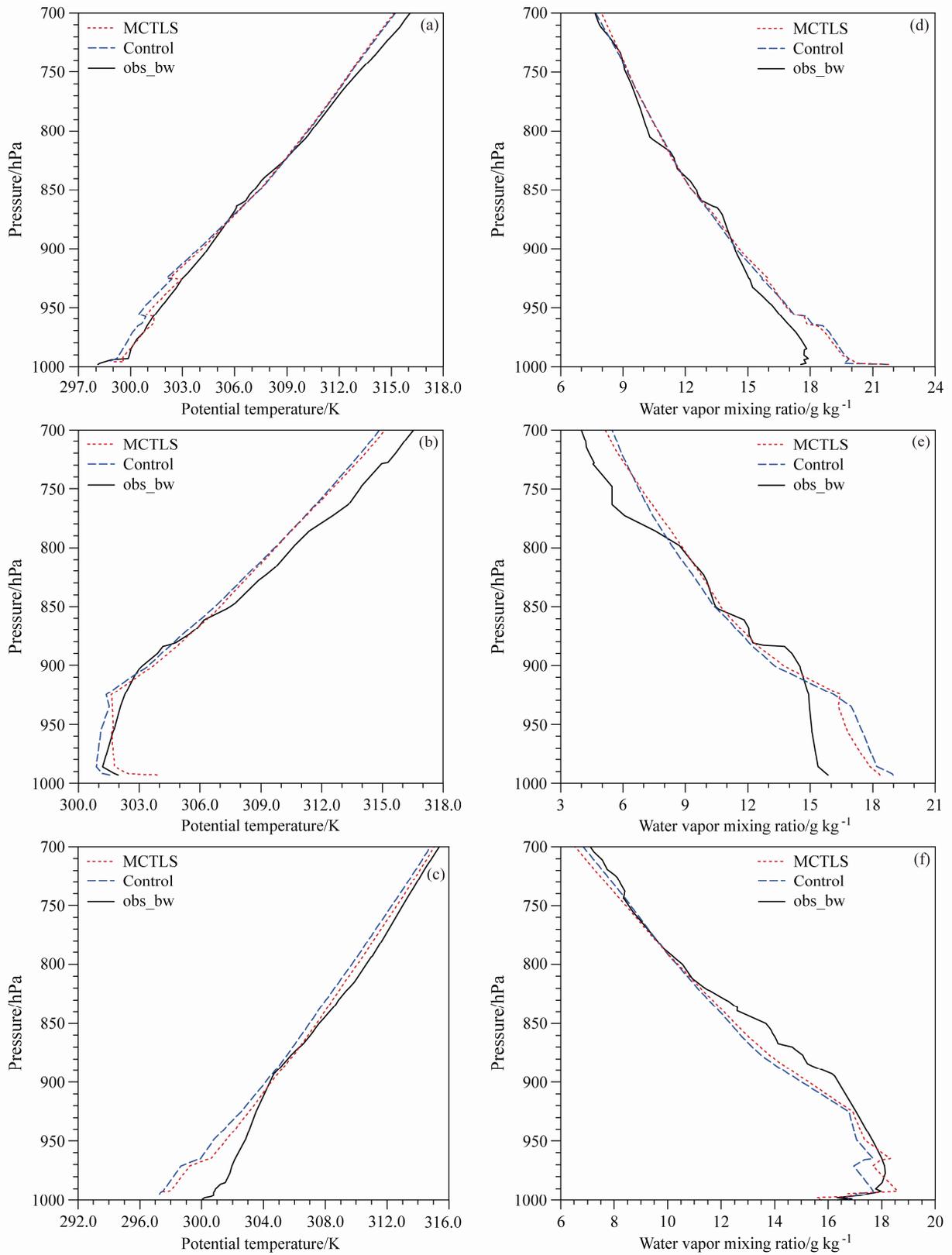


图4 (a, b, c) 区域平均位温与 (d, e, f) 水汽混合比廓线: (a, d) 2009年7月24日00时(协调世界时, 下同); (b, e) 2009年7月24日06时; (c, f) 2009年7月24日12时

Fig. 4 Profiles of (a, b, c) potential temperature and (d, e, f) water vapor mixing ratio averaged over the sounding sites: (a, d) At 0000 UTC 24 July 2009; (b, e) at 0600 UTC 24 July 2009; (c, f) at 1200 UTC 24 July 2009

流混合,使得不稳定边界层的湍流混合更加充分。而从水汽混合比的模拟情况来看,白天与夜间的情况略有不同。与实况相比,在白天,控制试验在 910 hPa 以下模拟的水汽混合比偏湿(图 4b),而在 900 hPa 以上,控制试验模拟偏干(图 4d, e);在夜间,控制试验模拟的水汽混合比偏小,且在边界层低层(990 hPa~950 hPa)水汽混合比的负偏差较边界层顶(925 hPa~950 hPa)更加明显(图 4f)。无论是白天还是夜间, MCTLS 试验通过改变湍流混合使得模拟结果得到了一定程度的改进。有研究表明 MYJ 参数化方案由于湍流局地混合与实况偏差相对较大导致模拟结果偏冷偏湿(Bright and Mullen, 2002; Jankov et al., 2007), QNSE 方案在不稳定层结下采用 MYJ 方案,故可能一定程度上保留了 MYJ 方案局地湍流混合与实况偏差相对较大的问题。针对 MYJ 参数化方案的这一问题,不少研究对此进行了改进(Nakanishi and Niino, 2004, 2009), Hong and Pan (1996)则提出了非局地边界层参数化方案,一定程度上克服了局地参数化方案湍流混合与实况偏差相对较大的问题。而本文 MCTLS 试验通过将 QNSE 方案中的湍流长度尺度系数表达为来自非局地方案的 Prandtl 数的公式,间接增加了非局地项的强迫,导致湍流混合与实际情况更加接近,从而使得原方案的模拟误差得到了一定的缓解。MCTLS 试验的改进有限,或许仅仅通过改变湍流混合长度尺度系数,并不能从根本上解决原方案模拟湍流混合不够真实的问题。

为了分析调整参数化后的方案对动力结构的模拟能力,下面将自动站风场资料插值到格点场上,并且计算插值结果与模拟结果的均方根误差。图 5 比较了 MCTLS 试验、控制试验模拟的地面风速与实况的均方根误差(图 5a, b)。控制试验模拟的地面风速与实况存在明显的偏差(图 5b),尤其是 850 hPa 切变线附近(大约 28°N~29°N),但是 MCTLS 试验模拟一定程度上减小了偏差(图 5a)。为了分析 MCTLS 模拟的风速偏差减小的原因,运用上海风廓线资料,给出了 2009 年 7 月 23 日 09 时嘉定站(图 5c)与 13 时嘉定站的风廓线(图 5d)。

图 5c 表明,在 1700 m 以下,控制试验(虚线)与 MCTLS 试验(点线)模拟的风速随高度递增,1700 m 以下,平均每上升 1 km,实况风速平均递增率为 3.75 m s^{-1} ,控制试验平均递增率为 4.3 m s^{-1} ,较实况增长偏快, MCTLS 试验平均递增率

为 3.6 m s^{-1} ,更加接近实况(3.75 m s^{-1})。此外,控制试验模拟的低空急流强度偏强, MCTLS 试验模拟结果与实况更加接近。有研究表明, MYJ 方案模拟的低空急流增速偏快,非局地参数化方案缓解了这一问题(Hu et al., 2010a)。图 5d 表明控制试验与 MCTLS 试验模拟的低空急流较实况偏强,边界层动量垂直混合偏弱导致动量聚集在低层,可使边界层风速增加过快,从而导致低空急流偏强(Hu et al., 2010a)。MCTLS 试验增加了非局地项的强迫,通过改变湍流混合缓解了风速增加过快的问题,一定程度上减小风速的模拟偏差,使得模拟结果更加接近实况。

4.4 降水模拟

为了评估 MCTLS 对于降水的模拟能力,图 6 给出了调整参数后的方案与原方案模拟的 24 小时累计降水与实况降水分布情况。

从 2009 年 7 月 23 日 12 时至 24 日 12 时的 24 小时累计降水的分布图中(图 6a)可以看出,雨带呈东西向分布在长江中下游流域,分别有三个强降水中心,一个位于安徽南部的黄山附近,记为 H,一个位于湖北东南部幕阜山附近,记为 M,此外,位于浙江北部天目山附近也存在一个强降水中心,记为 T。从模拟结果与实况的对比图中可以看出,调整参数后的方案较好地模拟了强降水中心 M 与 H,且强降水中心 T 也有一定的体现(图 6c),但是强降水中心 M 的位置偏北,强降水中心 T 的范围明显偏小;原方案模拟出了强降水中心 H,但是未能模拟出强降水中心 M 与 T,而且强降水中心 H 的位置偏南,范围也偏小(图 6b)。总体来看,调整参数化后的方案对于 24 小时累计雨量的模拟有一定的改进。

为了进一步分析 MCTLS 试验对降水的模拟效果,图 7 给出了 2009 年 7 月 23 日 12 时至 24 日 12 时(积分 12~36 小时)降水区(28°N~32°N, 114°E~121.5°E)区域平均的逐小时与逐 3 小时雨量随时间变化情况。从 2009 年 7 月 23 日 18 时到 24 日 03 时,图中控制试验(虚线)与 MCTLS 试验(实线)模拟的强降水均偏弱,从给出的相应实况降水(点实线)来看,随着时间的变化,3 种情况都有降水的峰值。相对而言, MCTLS 试验(实线)的降水峰值出现时间更接近实况,而 7 月 24 日 03 时之后,两个试验模拟的降水均较实况偏强(图 7a 右端)。尽管如此, MCTLS 试验模拟的降

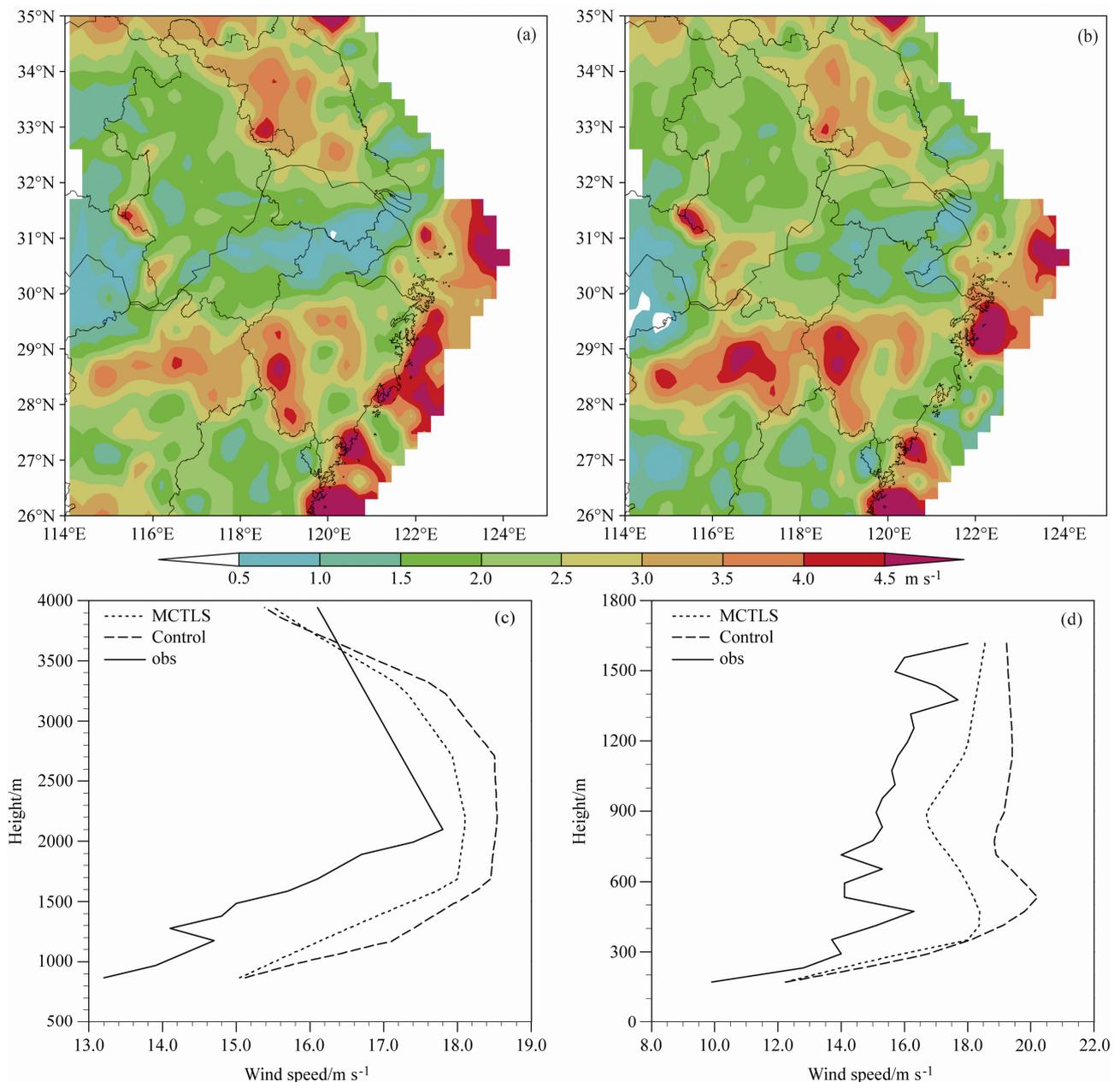


图5 (a, b) 地面风速的均方根误差(单位: m s^{-1})与(c, d)上海嘉定站风廓线(单位: m s^{-1})。(a) MCTLS 试验与(b)原方案模拟的地面风速与实况在积分第24~36小时的均方根误差;(c)2009年7月23日09时;(d)2009年7月23日13时

Fig. 5 Comparisons of root-mean-square error (RMSE) of 10-meter wind speed and PBL wind speed between observations and simulations (units: m s^{-1}). (a) RMSE between observations and MCTLS run, (b) RMSE between observations and control run for the 24–36 h forecast period from 0000 UTC 24 July to 1200 UTC 24 July 2009, (c) wind speed profile at Jiading of Shanghai at 0900 UTC 23 July 2009, (d) wind speed profile at Jiading of Shanghai at 1300 UTC 23 July 2009

水峰值出现的时间以及不同时间段的雨量值都更加接近实况。为了分析原因,下面比较雨区的热动力结构特征。

为了分析强降水区 MCTLS 试验逐 3 h 降水模拟相对接近实况的原因,运用强降水区域 ($28^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 121.5^{\circ}\text{E}$) 内的探空站点资料(图 2b),得到了位温与水汽混合比廓线。对应图 7 的强降水

区域 ($28^{\circ}\text{N}\sim 32^{\circ}\text{N}$, $114^{\circ}\text{E}\sim 121.5^{\circ}\text{E}$), 与实况相比,控制试验(蓝色虚线)在雨区模拟的位温偏小(图 8a),而水汽混合比(蓝色虚线)偏大(图 8b)。MCTLS 试验通过增大位温,减小水汽混合比(图 8a, 8b),使得模拟结果与实况更加接近(图 7a, 7b)。另外,以 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料作为实况,将图 2(b)中各个探空站分为无降水站、小雨站、中雨

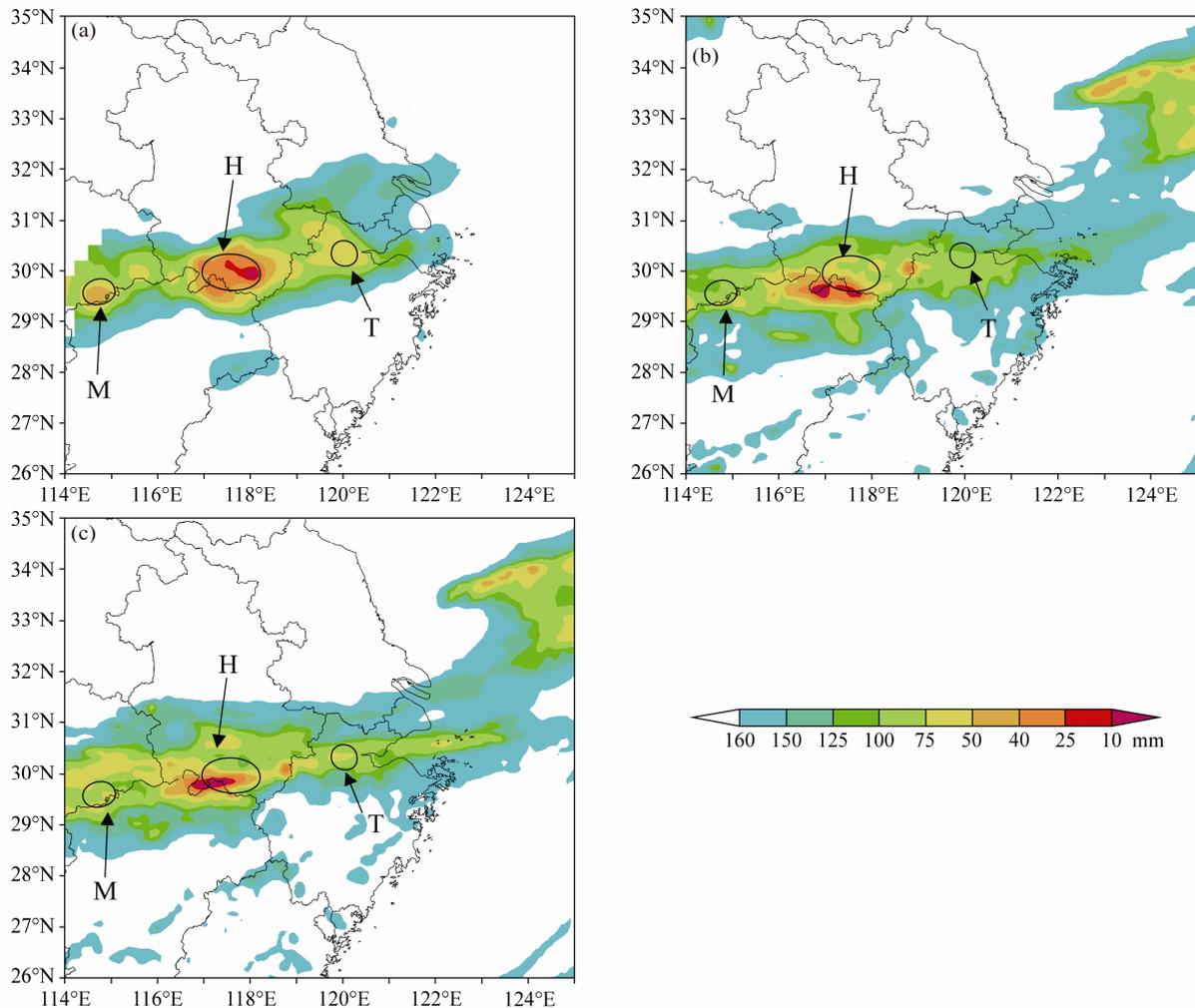


图6 2009年7月23日12时至7月24日12时模拟的累计降水与实况(单位: mm): (a) 实况; (b) 控制试验; (c) MCTLS 试验模拟结果

Fig. 6 Observed and simulated 24-hour accumulated rainfall in the lower reaches of Yangtze River for the 12–36 h forecast period of the 23 Jul 2009 run initiated at 0000 UTC (units: mm): (a) Observations; (b) control run; (c) MCTLS run

以上两区, 比较各个雨区的平均边界层高度。由于 NCEP FNL $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料是逐 6 小时的, 模拟结果使用了插值函数进行光滑处理, 结果表明 MCTLS 试验模拟的边界层高度总体与实况更加接近(图 9a, 9b, 9c)。此外, 考虑到湍流动能峰值的出现往往有利于强降水的发生(Xu et al., 2015), 而由图 10 可知, MCTLS 试验湍流动能最大值大约 $0.65 \text{ m}^2/\text{s}^2$, 出现在 7 月 24 日 03 时左右, 而控制试验湍流动能最大值约为 0.75, 出现在 7 月 24 日 03 时之后, 也就是 MCTLS 试验湍流动能最大值出现时间略微早于控制试验。MCTLS 试验的降水峰值较控制试验出现的略早, 这与 MCTLS 试验模拟的边界层湍流动能峰值出现时间比控制试验略早有关(图 10)。

5 结论与讨论

基于 WRFV3.1 模式中的 Quasi-Normal Scale Elimination 边界层参数化方案, 本文将 Y.Noh 提出的 Prandtl 数公式与 Janjić 提出的调整参数化后的湍流长度尺度系数的方法相结合, 通过近地面非局地项计算得到近地面 Prandtl 数, 结合 Monin-Obukhov 长度尺度与边界层高度, 最终得到 Prandtl 数的计算公式。本文通过考虑 Prandtl 数与方案中的湍流长度尺度系数的关系, 间接增加了非局地项的强迫, 考虑了大气稳定度、边界层高度的影响, 强调了大气的动力结构特征与热力结构特征对湍流混合的共同影响, 一定程度上提高 QNSE 边界层参数化方案在不同地理环境下的模拟能力。通过进行长江中下

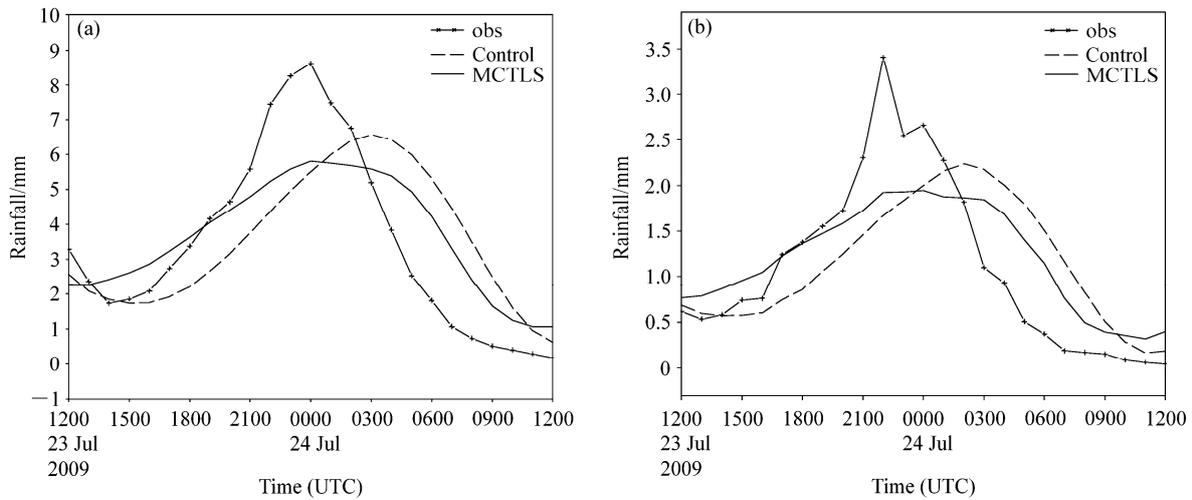


图7 2009年7月23日12时至24日12时降水区(28°N~32°N, 114°E~121.5°E)区域平均降水(单位: mm)的时间序列: (a) 区域平均逐3小时降水量; (b) 区域平均逐小时降水量

Fig. 7 Time series of simulated and observed domain-average rainfall (units: mm) over the strong rainfall region (28°N~32°N, 114°E~121.5°E) from 1200 UTC 23 Jul to 1200 UTC 24 Jul 2009: (a) Time series of 3-hour accumulated rainfall; (b) time series of hourly rainfall

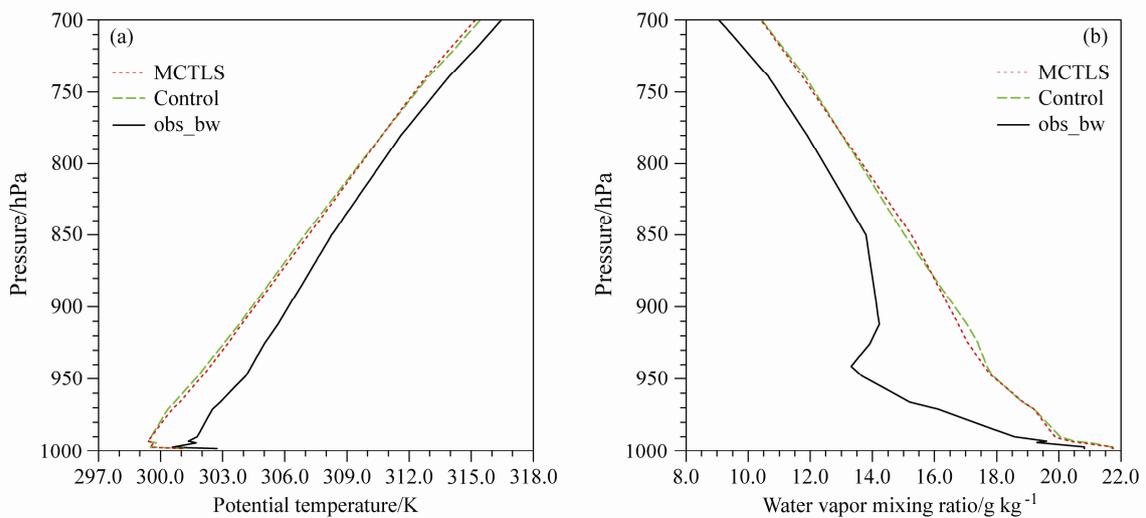


图8 对应图7雨区的位温(单位: K)与水汽混合比(单位: $g\ kg^{-1}$)廓线: (a) 位温; (b) 水汽混合比

Fig. 8 (a) Potential temperature (units: K) and (b) water vapor mixing ratio (units: $g\ kg^{-1}$) profiles corresponding to the rainfall region in Fig. 7

游的一次典型暴雨试验研究, 调整参数后的试验较好地模拟了气象要素场与降水分布。

本文重点分析了调整参数后的方案与原方案对关键基本气象要素场、边界层结构特征以及降水的模拟能力, 并将模拟结果与观测结果进行了对比, 得到以下结论:

(1) 从模拟与实况的平均偏差、平均绝对偏差以及均方根误差图来看, 原方案模拟的地表温度较实况低, 调整参数化后的方案减小了模拟与实况之间的偏差, 特别是积分最后几个时次, 调整参数化

后的方案的改进比较明显; 而原方案模拟的地表温度露点差较实况小, 调整参数化后的方案对此也略有改进。

(2) 运用探空资料分析调整参数化后的方案与原方案模拟的位温廓线与水汽混合比廓线, 结果表明: 在边界层低层, 原方案模拟的位温偏小, 而在边界层高层, 原方案模拟的位温偏大, 调整参数化后的方案缓解了这一问题, 改进了边界层热力结构特征的模拟。从水汽混合比廓线图可见, 在白天, 控制试验模拟的边界层低层水汽偏多, 边界层高层

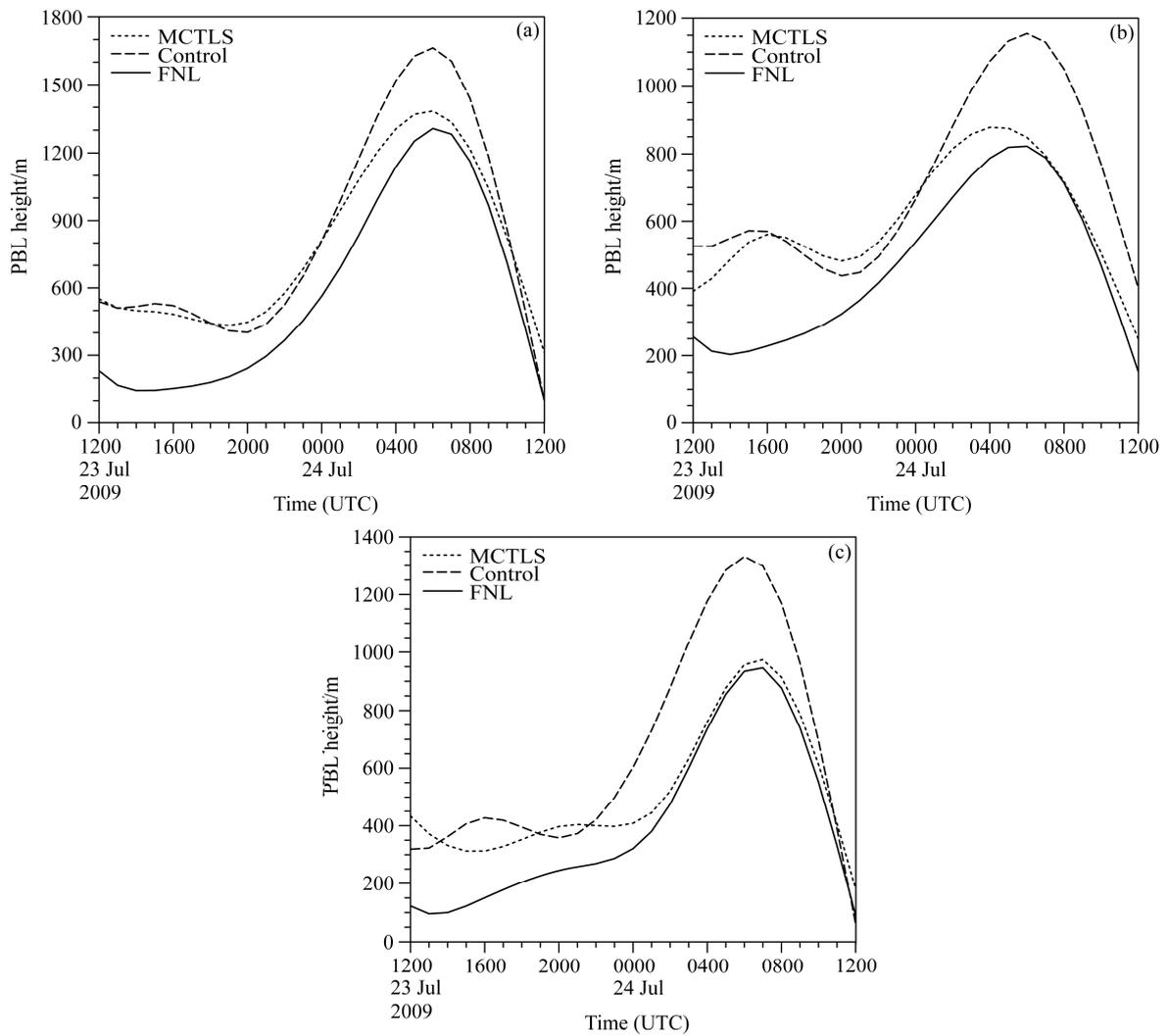


图 9 不同雨区的平均边界层高度 (单位: m): (a) 无降水站平均边界层高度; (b) 小雨站点平均边界层高度; (c) 中雨以上站点平均边界层高度

Fig. 9 Planetary boundary layer heights (units: m) in the (a) non-rainfall areas, (b) small rainfall areas, and (c) medium rainfall areas

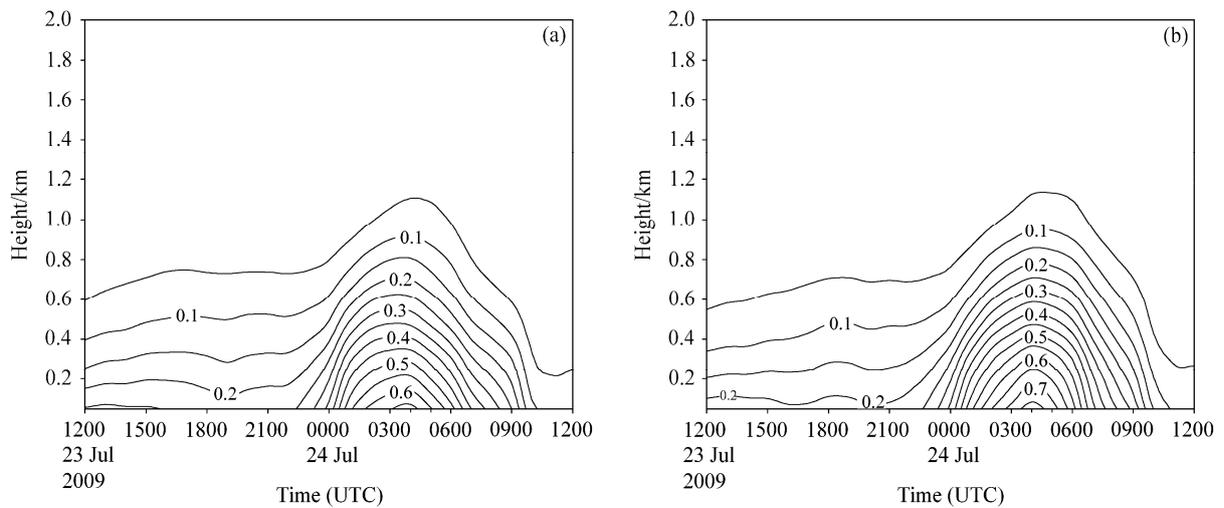


图 10 强降雨区 (28°N~32°N, 114°E~121.5°E) 平均湍流动能随时间演变情况 (单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$): (a) MCTLS 试验模拟的湍流动能; (b) 控制试验模拟的湍流动能

Fig. 10 Temporal variations of turbulence kinetic energy (TKE, units: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) averaged over the strong rainfall region (28°N~32°N, 114°E~121.5°E): (a) MCTLS test; (b) control test

水汽偏少, 整个边界层供应的水汽较实况多; 在夜间, 边界层低层水汽较高层多, 整个边界层水汽的供应较实况少, 调整参数化后的方案缓解了上述问题, 由于调整参数化后的方案增加了非局地项的强迫, 从而使得边界层湍流混合更加接近实况。

(3) 运用地面风场资料与上海的风廓线资料检验了调整参数化后的方案对动力结构特征的模拟情况, 结果表明, 对于地面风速的模拟, 原方案与实况存在较明显的偏差, 尤其在低空切变线附近, 风速偏差更加明显, 而调整参数后的方案一定程度上改进了地面风场的模拟效果, 尤其是低空切变线附近的风速模拟效果改进比较明显。从风廓线的检验情况来看, 调整参数后的试验主要通过改变边界层湍流混合使得边界层风速模拟更加接近实况。MCTLS 试验增加了非局地湍流混合的强迫, 有利于缓解低层风速增长过快的问题。

(4) 通过对 24 小时雨量分布与 3 小时雨量随时间演变情况的检验可知, 调整参数化后的方案通过考虑边界层高度与稳定度参数的反馈, 增加了湍流非局地混合的强迫, 从而减小位温偏差与水汽混合比偏差, 更好地模拟边界层湍流混合状况与边界层热动力结构特征, 最终较好地模拟了雨量的时空分布特征, 一定程度上改进了降水的模拟。

最后要指出的是, 由于计算条件以及资料的限制, 本文只进行了一例典型梅雨暴雨两个例的模拟试验, 得到的结果是初步的。今后随着计算条件改进以及观测资料的增加, 有必要在不同大气层结下进行试验, 通过进行一个月甚至更长时间的模拟, 对模拟结果进行深入分析, 以得到更有价值的研究结果。最后, 需要指出的是, 调整湍流长度尺度系数后的试验的改进有限, 或许仅仅通过改变湍流混合长度尺度系数, 并不能从根本上解决原方案模拟所存在的问题。

致谢 本文工作是在“国家气象局局校合作大气科学实践中心平台”上完成。

参考文献 (References)

- Ayotte K W, Sullivan P P, Andr n A, et al. 1996. An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 79 (1-2): 131-175, doi:10.1007/BF00120078.
- Bougeault P, Lacarrere P. 1989. Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117 (8): 1872-1890, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1872:POOITI>2.0.CO;2.
- Bright D R, Mullen S L. 2002. The sensitivity of the numerical simulation of the southwest monsoon boundary layer to the choice of PBL turbulence parameterization in MM5 [J]. *Wea. Forecasting*, 17 (1): 99-114, doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0099:TSOTNS>2.0.CO;2.
- Brown A R. 1996. Evaluation of parametrization schemes for the convective boundary layer using large-eddy simulation results [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 81 (2): 167-200, doi:10.1007/BF00119064.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077-3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2.
- Dudhia J. 1996. A multi-layer soil temperature model for MM5 [C]// *Proceedings of the 6th PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop*. Boulder, CO, PSU/NCAR, 49-50.
- Grell G A, D v nyi D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (14): 38-1-38-4, doi:10.1029/2002GL015311.
- Holtstlag A A M, Van Meijgaard E, De Rooy W C. 1995. A comparison of boundary layer diffusion schemes in unstable conditions over land [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 76 (1-2): 69-95, doi:10.1007/BF00710891.
- Hong S Y, Dudhia J, Chen S H. 2004. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (1): 103-120, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2.
- Hong S Y, Pan H L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 124 (10): 2322-2339, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2322:NBLVDI>2.0.CO;2.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (9): 2318-2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Hu X M, Nielsen-Gammon J W, Zhang F Q. 2010a. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 49 (9): 1831-1844, doi:10.1175/2010JAMC2432.1.
- Hu X M, Zhang F Q, Nielsen-Gammon J W. 2010b. Ensemble-based simultaneous state and parameter estimation for treatment of mesoscale model error: A real-data study [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (8): L08802, doi:10.1029/2010GL043017.
- Hu Y Q, Zuo H C. 2003. The influence of convergence movement on turbulent transportation in the atmospheric boundary layer [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (5): 794-798, doi:10.1007/BF02915404.
- Janjic Z I. 2002. Nonsingular implementation of Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP MESO model [R]. NCEP Office Note No. 437, 61pp.
- Jankov I, Schultz P J, Anderson C J, et al. 2007. The impact of different physical parameterizations and their interactions on cold season QPF in the American river basin [J]. *J. Hydrometeorol.*, 8 (5): 1141-1151, doi:10.1175/JHM630.1.
- Jung Y, Xue M, Zhang G F. 2010. Simultaneous estimation of microphysical parameters and the atmospheric state using simulated polarimetric radar data and an ensemble Kalman filter in the presence of an observation operator error [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (2): 539-562, doi:10.1175/2009MWR2748.1.
- Mellor G L, Yamada T. 1982. Development of a turbulence closure model

- for geophysical fluid problems [J]. *Rev. Geophys.*, 20 (4): 851–875, doi:10.1029/RG020i004p00851.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated- k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Monin A S, Obukhov A M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground [J]. *Tr Akad Nauk SSSR Geofiz Inst*, 24 (151): 163–187.
- Nakanishi M. 2001. Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 99 (3): 349–378, doi:10.1023/A:1018915827400.
- Nakanishi M, Niino H. 2004. An improved Mellor-Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 112 (1): 1–31, doi:10.1023/B:BOUN.0000020164.04146.98.
- Nakanishi M, Niino H. 2009. Development of an improved turbulence closure model for the atmospheric boundary layer [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87 (5): 895–912, doi:10.2151/jmsj.87.895.
- Nielsen-Gammon J W, Hu X M, Zhang F Q, et al. 2010. Evaluation of planetary boundary layer scheme sensitivities for the purpose of parameter estimation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 138 (9): 3400–3417, doi:10.1175/2010MWR3292.1.
- Noh Y, Cheon W G, Hong S Y, et al. 2003. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 107 (2): 401–427, doi:10.1023/A:1022146015946.
- Pagowski M. 2004. Some comments on PBL parameterizations in WRF [C]//*Proceedings of the Joint 5th WRF/14th MM5 Users' Workshop*. Boulder, CO: National Center for Atmospheric Research.
- Pagowski M. 2008. Nakanishi and Niino improved Mellor-Yamada 1.5 and 2-order closures (2004, 2006) implementation in WRF & 1D WRF PBL model as a tool for development and testing [C]//*WRF Users' Workshop, PBL Group Meeting*. Boulder, CO, USA.
- Pleim J E, Chang J S. 1992. A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer [J]. *Atmos. Environ.*, 26 (6): 965–981, doi:10.1016/0960-1686(92)90028-J.
- Pleim J E. 2007a. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing [J]. *J Appl. Meteorol. Climatol.*, 46 (9): 1383–1395, doi:10.1175/JAM2539.1.
- Pleim J E. 2007b. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part II: Application and evaluation in a mesoscale meteorological model [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46 (9): 1396–1409, doi:10.1175/JAM2534.1.
- Priestley C H B. 1959. *Turbulent Transfer in the Lower Atmosphere* [M]. Chicago: The University of Chicago Press, 130pp.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the advanced research WRF version 3 [R]. NCAR NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 113pp, doi:10.5065/D68S4MVH.
- 斯塔尔. 1991. *边界层气象学导论* [M]. 北京: 气象出版社, 738pp.
- Stull R B. 1991. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology* [M]. Yang C X, Trans. Beijing: China Meteorological Press, 738pp.
- Sukoriansky S. 2008. Implementation of Quasi-Normal Scale Elimination model of stably stratified turbulence in WRF [R]. Report on WRF-DTC Visit of Semion Sukoriansky-June.
- Sukoriansky S, Galperin B. 2008. A quasi-normal scale elimination (QNSE) theory of turbulent flows with stable stratification and its application in weather forecast systems [C]//6th IASME/WSEAS International Conference on Heat Transfer, Thermal Engineering and Environment (THE'08). Rhodes, Greece, 376–380.
- Sukoriansky S, Galperin B, Perov V. 2005. Application of a new spectral theory of stably stratified turbulence to the atmospheric boundary layer over sea ice [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 117 (2): 231–257, doi:10.1007/s10546-004-6848-4.
- Sušelj K, Sood A. 2010. Improving the Mellor-Yamada-Janjić parameterization for wind conditions in the marine planetary boundary layer [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 136 (2): 301–324, doi:10.1007/s10546-010-9502-3.
- Tong M J, Xue M. 2008a. Simultaneous estimation of microphysical parameters and atmospheric state with simulated radar data and ensemble square root Kalman filter. Part II: Parameter estimation experiments [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136 (5): 1649–1668, doi:10.1175/2007mwr2071.1.
- Tong M J, Xue M. 2008b. Simultaneous estimation of microphysical parameters and atmospheric state with simulated radar data and ensemble square root Kalman filter. Part I: Sensitivity analysis and parameter identifiability [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136 (5): 1630–1648, doi:10.1175/2007mwr2070.1.
- Troen I B, Mahrt L. 1986. A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 37 (1): 129–148.
- Xie B, Fung J C H, Chan A, et al. 2012. Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 117 (D12), doi:10.1029/2011JD017080.
- 徐慧燕, 朱业, 刘瑞, 等. 2013. 长江下游地区不同边界层参数化方案的试验研究 [J]. *大气科学*, 37 (1): 149–159. Xu Huiyan, Zhu Ye, Liu Rui, et al. 2013. Simulation experiments with different planetary boundary layer schemes in the lower reaches of the Yangtze River [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 37 (1): 149–159, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12021.
- Xu H Y, Zhai G Q, Wang D H, et al. 2015. An evaluation of the Mellor-Yamada-Janjić formulation parameters for the QNSE scheme in the WRF model over the lower Yangtze River valley [J]. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 26 (3): 283–299, doi:10.3319/TAO.2014.11.24.01(A).