暴雨灾害
Torrential Rain and Disasters
中国科技核心期刊
中国科技论文统计源期刊

一次华南飑线过程的边界层湍流通量输送及动能收支分析

张笑妍 姚昊昕 沈新勇 黄伟 张晓晨 李畅

Analyse of turbulent flow conveyance and kinetic energy budget in the boundary layer during the process of a South China squall line

ZHANG Xiaoyan，YAO Haoxin，SHEN Xinyong，HUANG Wei，ZHANG Xiaochen，LI Chang

在线阅读 View online: https://doi.org/10.12406/byzh.2024-003

您可能感兴趣的其他文章 Articles you may be interested in

盛夏苏北地区一次飑线过程的数值模拟研究

Numerical simulation and study of a squall in the north of Jiangsu in midsummer

暴雨灾害. 2022, 41(1): 15-23 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2022.01.002

初值场水汽含量对华南飑线升尺度增长过程的影响研究

Impact of initial water vapor on the upscale growing process of a squall line in South China

暴雨灾害. 2023, 42(6): 628-639 https://doi.org/10.12406/byzh.2022-241

雷达资料同化对一次飑线过程的次公里尺度数值模拟影响研究

Impact of radar data assimilation on sub-kilometer-scale numerical simulation of a squall line

暴雨灾害. 2023, 42(2): 188-199 https://doi.org/10.12406/byzh.2022-084

“利奇马”(2019)台前飑线过程演变和异常特征分析

Analysis of evolution and abnormal characteristics on the pre-TC squall line of typhoon Lekima (2019)

暴雨灾害. 2022, 41(2): 192-203 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2022.02.010

一次弱垂直风切变环境下飑线发展维持的成因分析

Development and maintenance of squall line in a weak vertical wind shear environment

暴雨灾害. 2021, 40(5): 466-473 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2021.05.003

一次罕见强飑线10级大风的雷达回波特征分析

Analysis of radar echo characteristics of rare force 10 gale with a strong squall line event in Jiangxi

暴雨灾害. 2019, 38(2): 135-143 https://doi.org/10.3969/j.issn.1004-9045.2019.02.005

关注微信公众号，获得更多资讯信息

张笑妍,姚昊昕,沈新勇,等.2025.一次华南飑线过程的边界层湍流通量输送及动能收支分析[J].暴雨灾害,44(2):186−196. ZHANG Xiaoyan, YAO Haoxin, SHEN Xinyong, et al. 2025. Analyse of turbulent flow conveyance and kinetic energy budget in the boundary layer during the process of a South China squall line [J]. Torrential Rain and Disasters,44(2):186−196 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2024−003

一次华南飑线过程的边界层湍流通量输送及动能收支分析

张笑妍[1], 姚昊昕[2], 沈新勇[2], 黄伟[3], 张晓晨[4], 李畅[2]

(1. 武汉市江夏区气象局, 武汉 430200; 2. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044; 3. 浙江省岱山县气象局, 岱山 316200; 4. 中国民用航空局空中交通管理局航空气象中心, 北京 100081)

摘　要: 为探究飑线过程中边界层湍流运动变化及其原因, 利用中尺度数值模式 WRF 模拟了 2020 年 5 月 11—12 日华南地区一次飑线过程, 在模拟结果与实况较为吻合的基础上, 用高分辨率模式输出资料对飑线过程的边界层结构和湍流通量输送特征进行了分析, 并基于湍流动能收支方程分析了该过程的湍流动能特征。结果表明: (1) 根据雷达回波演变特征及观测资料将飑线过程分为形成、发展、成熟、消亡四个阶段。其中, 形成阶段有较强的环境不稳定能量积累; 发展阶段地面假相当位温 (θ_{se}) 陡立分布, 地面气旋增强, 触发不稳定能量释放, 对流后向新生, 飑线水平尺度增加; 随后飑线向东南移动与分散对流合并, 进入成熟阶段, 此时飑线后部中层干冷空气入流加强了下沉运动并在地面形成冷池, 随着飑线中部断裂, 进入消亡阶段。(2) 此次飑线的边界层湍流活动较强, 对流新生过程中湍流动能 (TKE) 积累, 随后耗散减小; 随着飑线与分散对流合并进入成熟阶段, TKE 又迅速增强至异常大值; 入夜后飑线减弱, TKE 降至最低。(3) 飑线形成过程中, 强湍流运动使新生对流中的较大潜热通量向上输送水汽, 形成强不稳定环境; 到成熟阶段, 飑线后部层状云中的潜热通量达最大, 飑线进一步发展, 强度达最强。(4) 飑线过程中的湍流动能变化主要受风切变项和浮力项影响, 对流初始阶段, 地面涡旋使风切变项加强达到负浮力项的 2~3 倍, 同时受前方地形抬升影响, TKE 增加。飑线形成后, 冷池使 TKE 减小, 到成熟阶段飑线移动至复杂地形区, 正风切变项和冷池带来的负浮力项均达最大, 风切变项达到浮力项的 10 倍以上, 使 TKE 增大, 湍流通量输送达最大。

关键词: 飑线; 湍流; 数值模拟; 边界层; 冷池

中图法分类号: P444　　**文献标志码**: A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2024−003

Analyse of turbulent flow conveyance and kinetic energy budget in the boundary layer during the process of a South China squall line

ZHANG Xiaoyan[1], YAO Haoxin[2], SHEN Xinyong[2], HUANG Wei[3], ZHANG Xiaochen[4], LI Chang[2]

(1. *Meteorologic Bureau of Jiangxia District*, *Wuhan* 430200; 2. *Key Laboratory of Meteorological Disaster*, *Ministry of Education / Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change / Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters*, *Nanjing University of Information Science and Technology*, *Nanjing* 210044; 3. *Daishan Meteorological Bureau*, *Daishan* 316200; 4. *Aviation Meteorological Center Air Traffic Management Bureau CAAC*, *Beijing* 100081)

Abstract: To investigate the changes and the underlying causes of turbulence movement in the boundary layer during the growth of squall lines, this study uses the Weather Research and Forecasting (WRF) model to simulate a squall line event in South China from May 11 to 12, 2020. Based on the agreement between simulated and observed data, high-resolution model output is used to analyze the boundary layer structure and turbulence flux transportation characteristics of the squall line process, with turbulence kinetic energy (TKE) features analyzed through the turbulence kinetic energy budget equation. The results are as follows. (1) Based on radar echo evolution and

收稿日期: 2024−01−01; **定稿日期**: 2024−07−25

资助项目: 国家自然科学基金项目 (41930967, 41975054); 国家重点研发计划项目 (2019YFC1510400); 中国科学院战略性先导科技专项 (XDA20100304)

第一作者: 张笑妍, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: zxy1047620409@163.com

通信作者: 沈新勇, 主要从事中尺度气象学研究。E-mail: shenxy@nuist.edu.cn

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY−NC−ND 4.0

observational data, the squall line process is divided into four stages: formation, development, maturation, and dissipation. During the formation stage, there is a significant accumulation of environmental instability energy. In the development stage, a steep gradient of surface equivalent potential temperature (θ_{se}) is observed. The intensified surface cyclogenesis, triggers the release of instability energy, leading to the growth of the convective monomer merging with the back of the convection cell and an increase in the horizontal scale of the squall line. Then the squall line moves southeast and merges with dispersed convection. During the maturation stage, the mid-level dry and cold air influx strengthens subsidence and forms a cold pool at the surface. As the squall line breaks at the middle part, it enters the stage of dissipation. (2) The boundary layer turbulence during the squall line event is intense, with TKE accumulating during convective initiation and subsequently decreasing. As the squall line merges with dispersed convection and reaches maturity, TKE rapidly increases to an unusually high value. Then it decreases to a minimum during nighttime weakening of the squall line. (3) During the formation stage, strong turbulence facilitates the upward motion of substantial latent heat flux, creating a highly unstable environment. In the maturation stage, the latent heat flux reaches its maximum in the stratiform cloud region behind the squall line with the squall line further intensifying to its peak. (4) TKE variations are primarily influenced by wind shear and buoyancy terms. During the convective initiation stage, ground vortices amplify the wind shear to be 2-3 times the negative buoyancy term, with terrain-induced uplift increasing TKE. After the formation of the squall line, the cold pool reduces TKE. During the maturation stage, the squall line moves into a complex terrain region where both positive wind shear and negative buoyancy terms reach their peaks, with wind shear exceeding buoyancy terms by more than ten times, resulting in an increase of TKE and enhanced turbulence flux transport to its maximum.

Key words: squall line; turbulent; numerical simulation; the boundary layer; cold pool

引　言

中尺度对流中的飑线通常由一些深对流有组织地线状排列而成, 可能持续至少几个小时, 其尺度可达到 100 km 以上, 所经之处可能产生强风、降雨, 甚至冰雹等强天气 (Robert and Houze, 2004)。数值模式的应用使有关飑线的研究聚焦在其迅速发展的机理分析上, 低层垂直风切变与冷池强度达到平衡时最有利于飑线的发展 (Parker and Johnson, 2004)。中层干入侵会增强大气不稳定性, 利于飑线的发展 (崔强等, 2016)。水汽也影响着飑线的尺度增长 (高彦青等, 2022)。目前有关研究主要集中在自由大气环境条件对飑线的影响上, 而边界层作为地表与自由大气的连接纽带, 对中尺度对流系统发展也有着重要作用 (Dang et al., 2016)。

边界层是指地球表面直接接触到的空气层, 一般距离地面 1~2 km。边界层作为大气层中最低的部分, 可以通过湍流向上层与自由大气进行热量、水分甚至污染物的垂直交换, 从而影响一些强对流天气过程, 如飑线等 (Wakimoto and Murphey 2010)。一些学者进行观测研究发现, 边界层高度通常与地表温度、感热通量正相关 (Dang et al., 2016; Guo et al., 2016)。Bezerra 等 (2021) 分析发现巴西北部海岸产生的飑线向西进入亚马逊地区时对边界层结构产生影响, 飑线系统的存在使湍流动能的风切变项和耗散项增大。而边界层内部的湍流运动也为对流的发展提供能量和水汽。纪彬等 (2020) 对比两条线状对流下山增强过程, 发现边界层高温高湿环境带来的不稳定能量使对流强度增强。陶局等 (2019) 通过填海敏感性试验发现夜间渤海水面边界层高度低, 湍流活动弱, 阻碍飑线的发展。边界层还通过地表通量输送影响华南地区对流系统的形成, 蔡斐和潘益农 (2010) 利用数值模式试验发现一次飑线过程中, 潜热通量使边界层湿度增加, 感热通量可以增强低层辐合抬升, 释放不稳定性。沈新勇等 (2017) 分析表明, 边界层湍流动能及热通量变化与飑线系统发展演变密切相关。由于边界层具有相似性特点, 往往采用“梯度输送 K 理论”(迟妍妍和张惠远, 2007) 对湍流通量进行计算。

上述研究主要集中在边界层热、动量及水汽通量输送对飑线中对流发展的影响, 但由于缺乏边界层内准确的观测资料及计算推导过程复杂, 边界层内能量输送的研究受到很多限制, 对于飑线过程中边界层湍流能量的具体变化及收支情况研究较少。我国华南地区受季风影响, 通常低层伴随着充足的水汽, 常有飑线产生, 并在短时间内尺度迅速增长。为了研究飑线能量增强过程中边界层湍流能量变化, 本文选取 2020 年 5 月发生在华南地区一次短时间内水平尺度迅速增长的飑线过程, 此次飑线过程湍流活动较强, 根据雷达回波特征及结构特点将其过程分为形成、发展、成熟及消亡阶段。并利用中尺度数值模式 WRF 模拟分析各阶段边界层内湍流动能变化及收支情况, 研究边界层内热量、水汽通量输送变化, 以期加深对飑线增强过程机理的认识。

1　资料说明与模拟方案设计

本文使用的资料包括: (1) 2020 年 5 月 11 日 08:00—12 日 08:00(北京时, 下同) 每 6 min 间隔的华

南雷达组合反射率数据，用于分析飑线雷达回波强度特征；(2) 同期 6 h 间隔的美国国家环境预报中心 (NCEP) 1°×1°全球再分析资料 FNL (Final Reanalysis Data)，用其作为初始场，对飑线进行数值模拟，以分析飑线的精细结构。

采用中尺度非静力天气预报模式 Weather Research and Forecasting model (WRF) 4.0 版本。模式的初始场及边界条件为 1°×1°的 6 h 间隔全球再分析资料 FNL，水平方向为四层双向嵌套，分辨率从最外层到最内层分别取 27、9、3、1 km。每层的格点数为 100×90、226×190、514×430、1 198×838。模拟中心为 (111.81°E, 24.76°N)，模拟区域见图 1。由于边界层内物理过程尺度较小，为了更精细化研究边界层内能量变化，模拟时在垂直方向上设置了 55 个不等距的 σ 层，其中在 2 000 m 以下设置 20 层。数值模式模拟设置的参数化方案如下：微物理过程方案采用 WSM6 类冰雹方案，积云参数化方案外两层采用 Betts-Miller-Janjic 方案，内两层不使用积云参数化方案，陆面过程采用 Noah Land Surface Model 方案，长波辐射方案采用 RRTM 方案，短波辐射方案采用 MM5 shortwave(Dudhia) 方案，边界层方案采用 MYNN 3 方案。模式积分时间为 5 月 11 日 02:00—12 日 02:00，共积分 24 h，前 6 h 为模式 Spin-up 的时间。

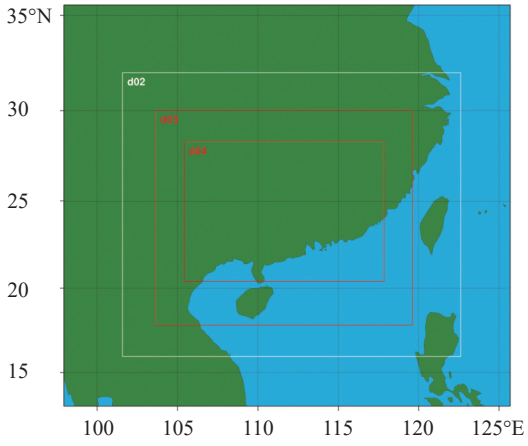


图 1 选取的模拟嵌套区域

Fig. 1 Simulation nested regional selection

2 诊断分析方法

2.1 湍流参数

湍流参数包括湍流的感热和潜热通量，可用来表示地表向大气中进行的水汽、能量输送，是表征边界层过程对对流活动影响的重要物理量，通过涡动相关法计算感热通量 H 及潜热通量 LE (记为 E_L) 的公式(Businger J A, Wyngaard J C, et al., 1971; 张述文和曹帮军, 2013)为

$$H = \rho C_p \overline{T_v' w'} \tag{1}$$

$$E_L = \rho \lambda \overline{w' q'} \tag{2}$$

其中，ρ 为空气密度，C_p 为空气恒压比热，T_v 为虚位温，q 为比湿，λ 代表水的汽化潜热，w'、T_v'、q' 为垂直风速、虚位温和比湿的脉动量。

边界层感热、潜热通量随高度数值的变化可用公式 (3) 计算。其中 z 为海拔高度，被积分项 $\frac{\partial q}{\partial t}$ 表示模式中由于边界层感热、潜热释放使得变量 q(温度、水汽等) 产生的时间变化率。

$$F(z) = F(z=0) - \int_{z=0}^{z} \frac{\partial q}{\partial t} \mathrm{d}z' \tag{3}$$

2.2 湍流动能收支方程

为了分析飑线形成过程中边界层内的湍流动能变化的原因，通过湍流动能收支方程分析湍流动能的增减项及收支情况(Bezerra et al.,2021)。

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\overline{u'w'}\frac{\partial u}{\partial z} - \overline{w'v'}\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}\left(\overline{w'e'}\right) - \varepsilon + \frac{g}{\theta}\overline{w'\theta'} \tag{4}$$

按照 Bryan 等 (2003) 将湍流动能 e (turbulent kinetic energy, TKE) 定义为

$$e(x,y,z) = \frac{1}{2}[(u')^2 + (v')^2 + (w')^2] \tag{5}$$

其中，u'、v'、w' 为水平风速和垂直风速的脉动量。湍流动能收支方程 (4) 中左边为湍流动能 e 随预报时间 t 的变化；右边 1, 2 项定义为风切变项，为风切变产生的 TKE，u、v 为平均风速，z 代表海拔高度；第 3 项湍流输送项为湍流输送引起的 TKE 变化值，其中 e'为湍流动能的脉动项；第 4 项为耗散项，表示由于分子扩散导致的 TKE 消耗；第 5 项为浮力项，表示浮力作用造成的 TKE 增加或耗散，$w'\theta'$代表位温通量，g 为重力。

如引言所述，边界层 K 理论是通过计算平均场的导数，并结合湍流参数表示湍流脉动通量的湍流半经验理论，可以通过边界层 K 理论，利用湍流交换系数计算湍流运动中的脉动量，因此是研究边界层湍流运动的重要方法。本文使用 WRF 模式输出的动量湍流交换系数 K_m，利用湍流 K 理论计算湍流动能收支方程中的湍流相关量$\overline{v'w'}$、$\overline{u'w'}$，计算公式组为

$$\overline{v'w'} = -K_m \times \frac{\partial V}{\partial z} \tag{6}$$

$$\overline{u'w'} = -K_m \times \frac{\partial U}{\partial z} \tag{7}$$

3 飑线个例与环流背景

2020 年 5 月 11 日的强飑线过程主要发生在华南地区，飑线的尺度在短时间内迅速增长并向东南

方向移动, 共历时 9 h, 给广西、广东等地带来严重灾害。已有研究具体分析了此次飑线的环流背景及过境站点的探空特征 (沈新勇, 2023), 此次飑线发生在“上干下湿”的不稳定层结中, 中低层水汽含量充足, 高空急流与低层切变相互配合为对流的触发提供抬升条件, 飑线途径清远站和河源站, 5 月 11 日 14:00 探空图 (图略) 呈现出明显的“喇叭口”形态, 地面风向发生逆转。通过分析探空资料及雷达回波特征将此次飑线过程分为形成阶段 (11:00—13:00)、发展阶段 (14:00—15:00)、成熟阶段 (16:00—18:00)、消亡阶段 (19:00—21:00) 四个阶段。图 2 为本次对流过程的实况雷达回波图, 可见 13:00 在广西东北部有几个中心强度在 45 dBz 以上的对流块线状排列, 形成 β 中尺度飑线 (图 2a), 随着其南部不断有新生单体生成合并, 15 时飑线水平尺度增长至接近 600 km, 成为 α 中尺度飑线 (图 2b)。同时广西广东沿海一带有暖区分散对流发展, 随后飑线迅速向东南移动, 与南部分散的对流单体合并 (图 2c), 飑线水平尺度进一步增长, 系统达到强盛状态 (图 2d)。19:00 飑线系统两端发生断裂, 进入消亡阶段, 强度减弱 (图 2e), 随着时间进入夜间, 对流单体入海后逐渐消散。

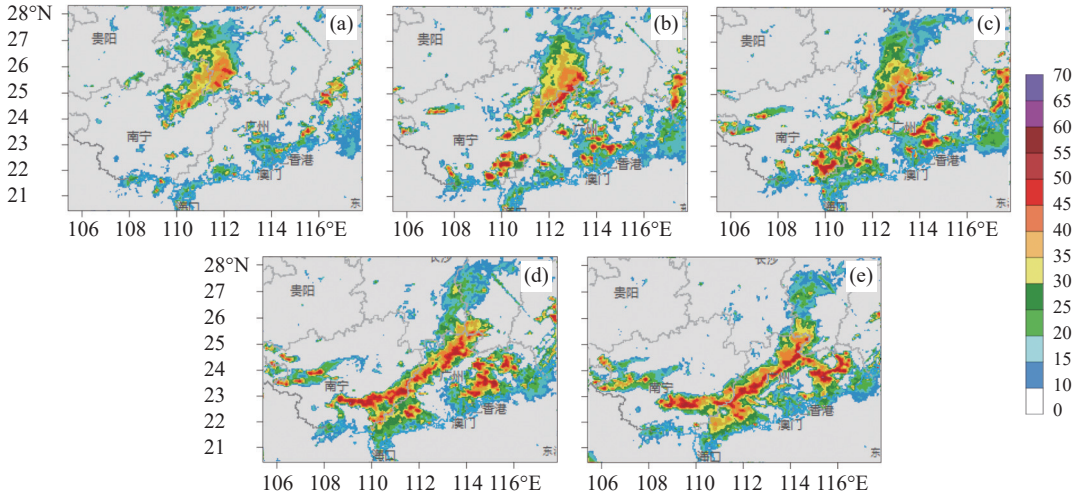


图 2 2020 年 5 月 11 日 13:00 (a)、15:00 (b)、16:00 (c)、17:00 (d)、19:00 (e) 华南地区雷达组合反射率拼图 (色斑, 单位: dBz)

Fig. 2 Radar composite reflectivity observed (shaded, units: dBz) in South China at (a) 13:00 BT, (b) 15:00 BT, (c) 16:00 BT, (d) 17:00 BT, (e) 19:00 BT on May 11, 2020

4 边界层特征分析

4.1 模拟结果检验

本文采用 WRF4.0 中尺度数值模式对飑线进行模拟, 模拟结果如图 3 所示, 可见本次模拟很好地展示了此次飑线过程的尺度增长过程。11:00 (图 3a) 模拟的飑线也形成于广西东北部, 比实况提前 2 h, 且移动和发展速度比实况更快。14:00 (图 3b) 进入发展阶段, 对流后向新生, 飑线水平尺度第一次增长。15:00 (图 3c)飑线进一步南移, 强度持续增强。前部的暖区分散对流也在发展, 对流单体位置主要集中在广东省中部, 与实况略有差异。17:00 (图 3d) 飑线已经与分散对流合并, 达到成熟状态, 位置较实况更偏南, 但总体强度和移动路径基本一致。19:00 (图 3e), 飑线系统断裂, 进入消亡阶段。此次飑线水平尺度增长过程中经历了后向新生和与暖区分散对流合并的两个阶段, 模拟试验较好还原了此次飑线各个阶段的演变特征, 可以基于此继续进行边界层过程分析。

4.2 垂直结构特征

在大气的干、湿绝热过程中, 假相当位温 (θ_{se}) 始终保持守恒, 表征大气中的潜在能量分布, 是大气对流不稳定性的重要指标, θ_{se} 大值区为高温高湿能量区 (张桂莲, 2019, 朱娟等, 2022)。图 4 为沿图 3 中飑线系统的移动方向 (黑色直线) 所作的假相当位温及雷达回波垂直剖面, 用于分析飑线系统的三维结构。分析可知, 图 4a 飑线处于形成阶段。θ_{se} 随高度的增加减小, 形成对流不稳定性层结。在边界层内有 346 K 的 θ_{se} 高值中心, 为 θ_{se} 高能区。图 4b 14:00 低层对流中心 θ_{se} 陡立分布, 形成 θ_{se} 的强水平梯度区, 有利于涡度倾斜发展, 促进地面涡旋形成增强 (Wu and Liu, 1998; 曾勇和杨莲梅, 2018)。地面辐合上升运动增强, 促进不稳定能量的释放。飑线后部逐渐有对流新生, 飑线强度增强, 回波顶达到 16 km 处, 回波中心强度也达到 50 dBz 以上。对流后部等 θ_{se} 低舌向上延伸至 7 km 处, 干冷空气叠加风速大值区, 在此处存在较强的后部干冷入流

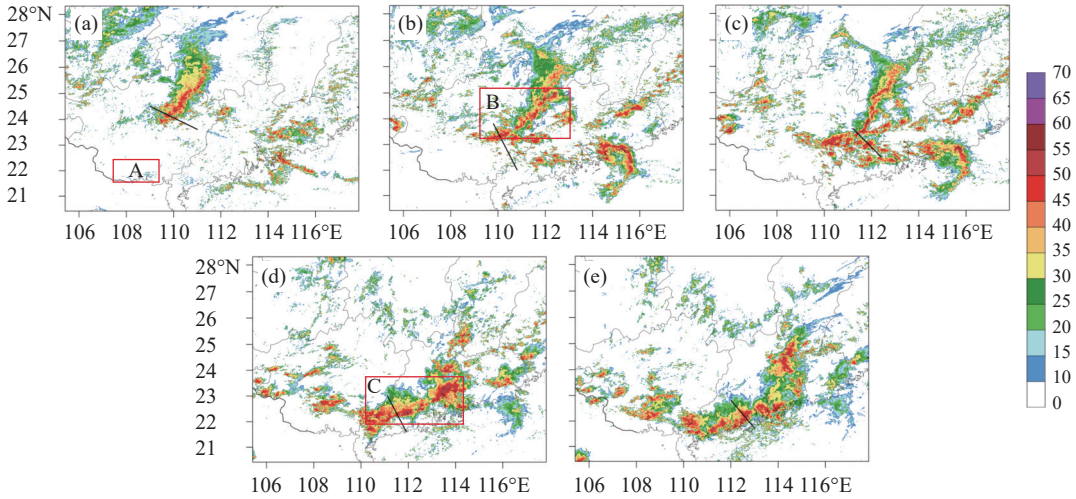


图 3 模拟 2020 年 5 月 11 日 11:00 (a)、14:00 (b)、15:00 (c)、17:00 (d)、19:00 (e) 的雷达组合反射率 (色斑, 单位: dBz, A、B、C 区域分别为无对流区域、后向新生及对流合并区域, 黑色直线代表下文中剖面线位置)

Fig. 3 Simulated radar composite reflectivity (shaded, unit: dBz) at (a) 11:00 BT, (b) 14:00 BT, (c) 15:00 BT, (d) 17:00 BT, and (e) 19:00 BT on May 11, 2020. (Regions A, B, and C represent non-convective, rear-inflow, and convective-merge areas, respectively. The black lines denote the locations of the vertical profile lines)

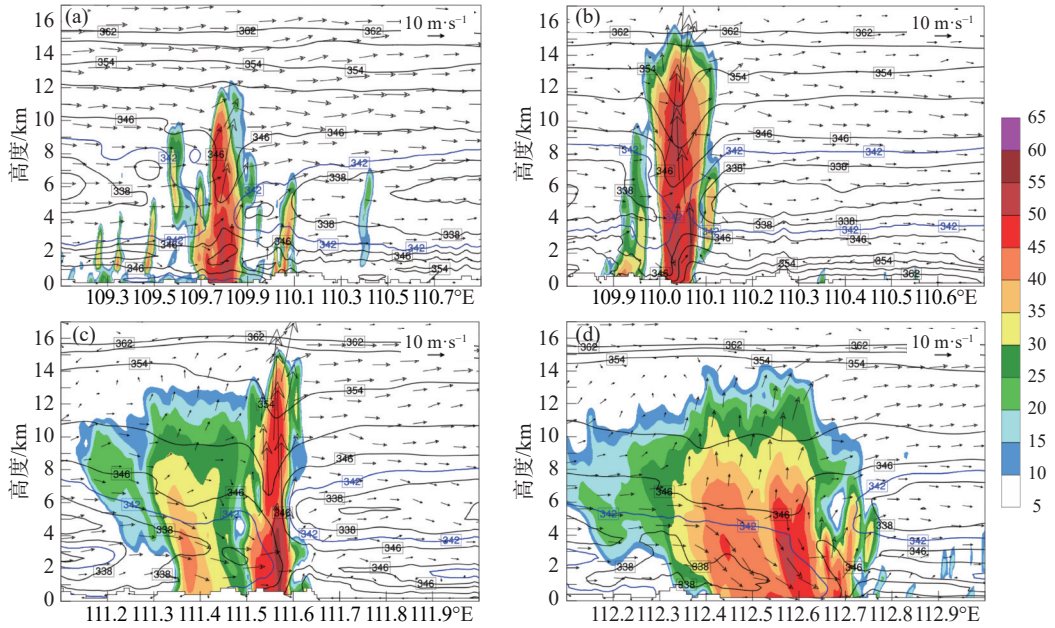


图 4 模拟 2020 年 5 月 11 日 11:00 (a)、14:00 (b)、17:00 (c)、19:00 (d) 沿图 3 中黑线方向的雷达组合反射率 (色斑, 单位: dBz), 风场 (矢量, 垂直速度扩大为 20 倍, 下同, 单位: m·s^{-1}) 和假相当位温 (实线, 单位: K) 的垂直剖面 (位置见图 3, 下同)

Fig. 4 Simulated vertical section of radar composite reflectivity (shaded, unit: dBz), wind field (vector, vertical velocity magnified by a factor of 20, same hereinafter, unit: m·s^{-1}), and pseudo-equivalent potential temperature (dashed line, unit: K) along black line in Fig. 3 at (a) 11:00 BT, (b) 14:00 BT, (c) 17:00 BT, and (d) 19:00 BT on May 11, 2020 (locations as shown in Fig. 3, same hereinafter)

急流。干冷空气进入对流系统, 加强云体中水汽的蒸发, 空气迅速冷却, 在对流前部形成小范围冷池。冷池前沿有反气旋式空气流动, 在地面附近与流出下沉气流辐合, 激发新对流生成。图 4c 为飑线成熟阶段, 飑线系统中降水增强, 后方层状云区范围扩大。此时对流中垂直运动增强, 且上升运动保持直立。后部 θ_{se} 低舌强度减弱, 高度也减小至 5 km 左右, 后部入流减弱, 对流中低层为下沉运动。图 4d 飑线内垂直运动减弱, 回波高度降低, 对流进入消亡阶段。

综上所述, 结合假相当位温和雷达回波来看, 飑线过程中温湿条件较好, 环境对流不稳定能量积累。发展阶段中地面边界层内垂直涡度增强, 促进不稳定能量的释放, 随后对流不断新生发展。同时飑线中后部存在强干冷空气入流, 又加强了系统内部下沉运动, 在地面形成冷池。

4.3 湍流通量输送特征

图 5 为模式模拟图 3 中相应时刻沿黑色直线方向潜热通量和感热通量随高度变化情况。华南地区充沛的水汽含量会给飑线系统内部提供较好的潜热输送, 从而增强环境的不稳定性, 给对流的形成及飑线的发展提供充足的不稳定能量。飑线发展过程中地表附近潜热通量较大, 潜热通量大值中心一直位于边界层顶的上方, 而感热通量普遍为负值。11:00 飑线处于形成阶段, 此时边界层以下潜热通量普遍为较小的正值 (图 5a), 飑线对流中心潜热通量输送几乎为零, 同时边界层高度接近地面。但飑线前方 1.2 km 处存在潜热通量正负中心的辐合, 突起的山脉上方存在潜热通量最大值, 最大超过 500 W·s^{-1}, 此时感热通量对应为负值区 (图 5b)。14:00 (图 5c) 发展阶段对流前部 110.1°E 处 1.2 km 高度弱回波区存在潜热通量大值中心, 最大能达到 800 W·s^{-1} 以上。飑线前方晴空区边界层高度普遍较高, 潜热通量为大范围正值, 中低层含量较高水汽向上输送, 增强降水的产生, 同时使得大气不稳定性增加, 对流继续向前发展。感热通量以边界层为界, 边界层内为大范围正值区, 边界层以上感热通量转为负值。对流最强的区域内几乎没有感热通量输送 (图 5d)。17:00 飑线进入成熟阶段, 对流中心及后部层状云区产生大范围降水, 降水区水汽含量充足, 此时边界层内较强的湍流混合作用使潜热通量达到 900 W·s^{-1} 以上, 源源不断地持续给飑线系统输送能量和水汽 (图 5e)。此时的感热通量向下输送, 对流及对流后部感热通量达到最大, 在−200 W·s^{-1} 以上 (图 5f)。19:00 飑线进入消亡阶段 (图略), 对流减弱同时湍流通量输送也降至最低。

综上, 飑线过程中热量通量以潜热为主, 发展阶段后向新生的对流中心有较大的潜热通量输送, 使得环境不稳定性较强, 有利于新生对流的发展。成熟阶段潜热通量最大, 飑线后部的层状云区中甚至达到 900 W·s^{-1} 以上的异常大值, 持续释放潜热加热中高层大气, 为新对流单体的发展提供能量储备。

4.4 湍流动能特征

4.4.1 时空变化特征

湍流动能 TKE 是湍流运动强度的具体量化方式之一, 利用 TKE 分析飑线发展过程中后向新生和分散对流合并两个关键过程中边界层湍流活动的变化。分别选取无对流活动的 A 区域、发展阶段广西东北部飑线发生后向新生过程的 B 区域, 成熟阶段飑线与分散对流合并的 C 区域。图 6 为图 3 中 A、B、C 三个区域内的湍流动能随时间的变化。A 区域内没有对流活动, TKE 具有日循环特征, 随着日照强度增强, TKE 逐渐增大, 至下午 13:00 在近地面附近形成 1 m^2·s^{-2} 以上的大值区 (图 6a)。飑线在 B 区域内形成并经历后向新生过程。11:00飑线开始形成, 与 A 区域相比边界层内 TKE 更小, 大值区只达到 0.8 m^2·s^{-2}。随着 B 区域内飑线发展增强, 14:00 地面附近 TKE 异常耗散, 湍流活动减弱 (图 6b)。进入夜

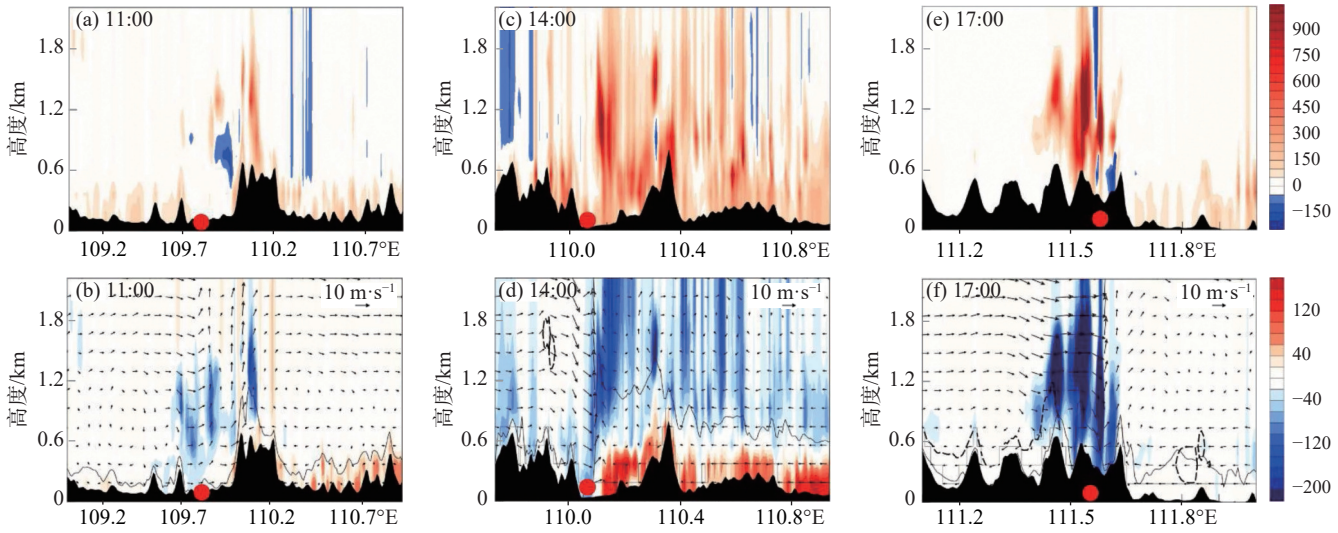


图 5 模拟 2020 年 5 月 11 日 11:00 (a, b)、14:00 (c, d)、17:00 (e, f) 沿图 3 中黑色直线方向的潜热通量 (a, c, e, 色斑, 单位: W·s^{-1}) 和感热通量 (色斑, 单位: W·s^{-1})、风场 (矢量, 单位: m·s^{-1})、−1 K 等位温线 (黑色虚线, 单位: K) 合成 (b, d, f) 的垂直剖面 (红色圆点为对流中心位置, 下同)

Fig. 5 Simulated vertical cross sections of (a, c, e) latent heat flux (shaded, unit: W·s^{-1}) and composite diagrams of (b, d, f) sensible heat flux (shaded, unit: W·s^{-1}), wind field (vectors, unit: m·s^{-1}) , −1 K negative isallotherm (dashed line, unit: K) along black line in Fig .3 at (a, b) 11:00 BT, (c, d) 14:00 BT and (e, f) 17:00 BT on May 11, 2020 (The red dots represent the positions of the convection centers, hereafter)

间后，在距离地面 0.8 km 处出现不同于日变化的 TKE 大值区，越靠近地面 TKE 减小，可能与夜间降水过程有关 (马铮, 2017)。飑线系统移至 C 区域内，到了 16:00 经历第二次尺度增长过程，飑线系统进入成熟阶段，此时 TKE 快速增长后迅速降到最低。进入夜间，飑线逐渐消散，TKE 恢复减小的趋势。飑线发展阶段中新的对流产生时 TKE 较大，飑线强度增强，TKE 慢慢耗散减小；与分散对流合并达到成熟阶段时 TKE 迅速增强至异常大值 (图 6c)。

对比三个区域的 TKE 变化可见，在相同高度下，对流活动会使 TKE 发生变化，即形成阶段 TKE 积累，随着飑线进入发展阶段开始耗散减小；飑线与分散对流合并达到成熟阶段，边界层的 TKE 又迅速增强达到最大；进入夜间飑线减弱，TKE 降至最低。

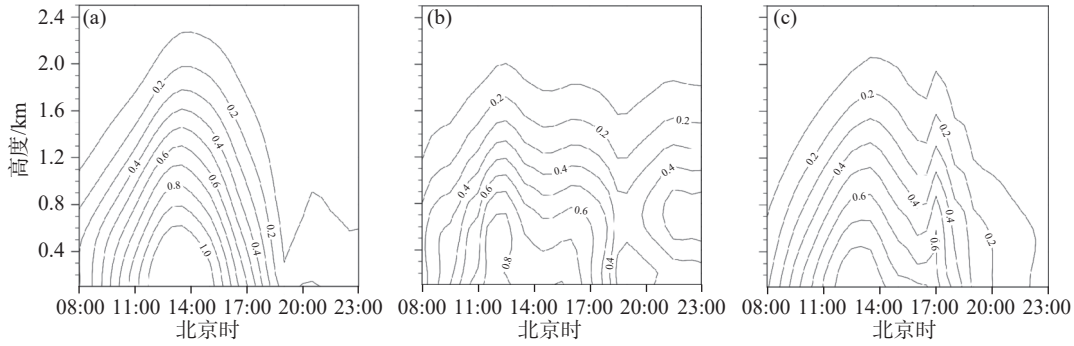


图 6 模拟 2020 年 5 月 11 日 A 区域 (a)、B 区域 (b)、C 区域 (c) 平均湍流动能 TKE (单位: $m^2 \cdot s^{-2}$) 随时间和高度的分布

Fig. 6 Simulated time-height distribution of average turbulent kinetic energy (TKE) (unit: $m^2 \cdot s^{-2}$) for regions (a) A, (b) B, and (c) C on May 11, 2020

4.4.2 湍流动能收支

对湍流动能收支方程 (4) 右端耗散项 QDISS、风切变项 QSHEAR、浮力项 QBUOY、湍流输送项 QWT 在模拟区域 2 km 以下的平均值进行分析 (图 7)，可见 QDISS 和 QSHEAR 基本为正值，是 TKE 的主要提供项，其中日间 QDISS 一直维持在 $(3\sim4)\times10^{-3}$ $m^2 \cdot s^{-2}$ 之间，飑线的发展对其影响不大，到夜间才开始减小，而对流发生前的 QSHEAR 则处于较低的水平，随着对流的发展开始增大直至 17:00 对流发展成熟时才达到最大，与 QDISS 相当，达到 4×10^{-3} $m^2 \cdot s^{-2}$。正午时分 QBUOY 为较大的正值，随着太阳辐射的积累，QBUOY 应当相应增加，但此时却为异常的下降趋势，直至下午 14:00 对流单体形成飑线，QBUOY 减小至接近 0。而 QWT 一直维持较小的水平，对 TKE 的贡献最低。

4.4.3 飑线发展过程中浮力项和风切变项的变化

对方程各项变化分析可知，中小尺度对流发生过程对边界层内空气浮力项和风切变项影响比较大，因此计算风切变项和浮力项的数值，对对流过程中 TKE 变化的来源进行分析。

华南地区地形复杂，有利地形促进气流抬升。分析无对流 A 区域、对流后向新生 B 区域及对流合并成熟 C 区域中风切变项和平均浮力项随时间和高度的变化 (图 8) 可知，受地形的影响，无对流区域 1 km 左右存在风切变项大值区，并随高度减小 (图 8a)；浮力项密集分布在近地面处 (图 8d)；随着日出，太阳辐射使温度升高，浮力项也逐渐增大。B 区域在飑线形成阶段 11:00—14:00 经历了对流后向新生，该区域受对流发展活动的影响，内部低层产生垂直风切变，在 0.6 km 处风切变项迅速增大至 0.05 $m^2 \cdot s^{-2}$。随着飑线移出，风切变项减小 (图 8b)。0.8 km 上下由于对流的发展，出现较大的浮力项负值区，达−0.00 6 $m^2 \cdot s^{-2}$，不利于 TKE 的增加 (图 8e)。C 区域的飑线在 16:00—19:00 和暖区分散对流合并，进入成熟阶段，可以看出 17:00 垂直方向上 0.6 km 处存在风切变项密集区，成熟阶段的飑线使该处的风切变项迅速增大。成熟阶段飑线中的风切变项远大于飑线发展阶段的切变

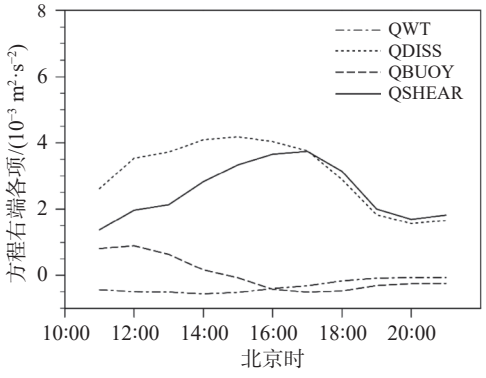


图 7 2020 年 5 月 11 日 2 km 以下模拟区域平均湍流动能收支方程右端耗散项 QDISS、风切变项 QSHEAR、浮力项 QBUOY、湍流输送项 QWT 随时间的变化

Fig. 7 Temporal variation of average turbulent kinetic energy prediction equation right items of the dissipation of TKE into heat QDISS, vertical wind shear QSHEAR, buoyancy QBUOY, the turbulent and pressure correlation of TKE QWT under 2 km regional on May 11, 2020

(图 8c)。C 区域飑线成熟阶段中已进入夜间, 太阳辐射带来的地面正浮力减小为 0, 飑线系统中的负浮力占主导, 为−0.00 4 $m^2 \cdot s^{-2}$, 小于发展阶段中的负浮力数值 (图 8f)。

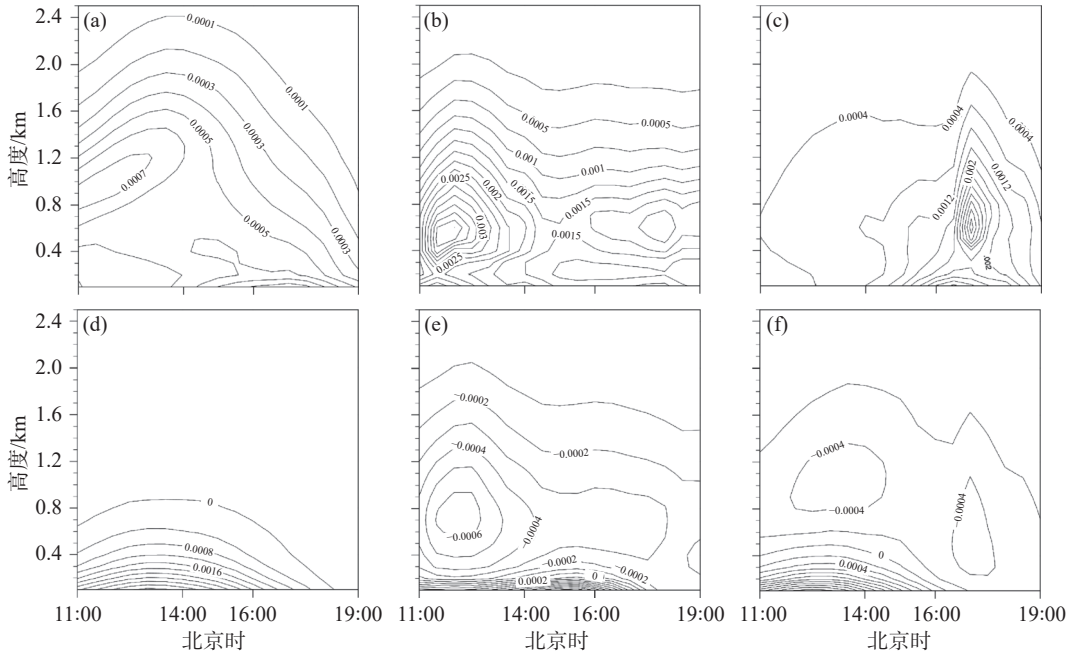


图 8 模拟 2020 年 5 月 11 日图 3 中 A 区域 (a、d) 、B 区域 (b、e) 、C 区域 (c、f) 平均风切变项 (a—c, 单位: $m^2 \cdot s^{-2}$) 和平均浮力项 (d—f, 单位: $m^2 \cdot s^{-2}$) 时间-高度分布图

Fig. 8 Simulated time-height distribution of (a-c) mean wind shear term (unit: $m^2 \cdot s^{-2}$) and (d-f) mean buoyancy term (unit: $m^2 \cdot s^{-2}$) for regions (a, d) A, (b, e) B, and (c, f) C in Fig .3 on May 11, 2020

对日间飑线形成、发展、成熟过程中风切变项和浮力项的垂直剖面分布 (图 9) 分析可知, 11:00 对流中心前方的浮力项为 (−0.00 2~−0.00 4) $m^2 \cdot s^{-2}$ 之间 (图 9a) , 但此处低层风切变项 (图 9b) 达 0.00 8 $m^2 \cdot s^{-2}$ 以上, 给对流区带来 TKE 的积累。同时在 110.1°E, 高度约 1.2 km 处存在 0.04 $m^2 \cdot s^{-2}$ 以上的风切变项最大值区, 浮力项则不到 0.01 $m^2 \cdot s^{-2}$, 此处湍流动能主要来自于风切变, 且有对流单体新生发展。14:00 (图 9c、d) 为飑线发展阶段, 由于降水的拖曳作用, 1.2 km 处浮力项为较大的负值, 系统内部为较强的下沉运动, 对应的风切变项也较小, 体现为 TKE 异常耗散减小 (参见图 6b)。但由于正午时分太阳长波辐射较强, 对流前部晴空区有少量积云覆盖, 下垫面加热作用使得此处的浮力项为较大正值, 热力湍流运动较强, 利于前部的新生对流发展。随着飑线南移与前部暖区对流合并, 系统进入成熟阶段 (图 9e、f), 边界层上方 1.2 km 处湍流动能达 40 $m^2 \cdot s^{-2}$ 以上, 此时对流区域内风切变项近乎达到浮力项的 10 倍, 因此此处湍流动能最大, 湍流运动也达到鼎盛状态。19: 00 时进入消亡阶段, 湍流活动逐步减弱 (图略)。

由上述分析可知, 飑线形成阶段湍流活动较强, 风切变项抵消了负浮力项的消耗作用使 TKE 增加, 发展阶段负浮力项占主导, TKE 减小; 成熟阶段后风切变项达到最大, 此时湍流活动最为强盛。

4.4.4 湍流动能变化原因

此次飑线成熟阶段中边界层内形成冷池, 冷池与低层环境风切变及垂直速度有着密切关系, 从而影响边界层湍流活动。2020 年 5 月 11 日 11:00 对流单体线性排列, 已经形成飑线结构。分析飑线升尺度阶段中各个时期浮力项和风切变项的垂直分布 (图 10) 可知。飑线形成阶段 11:00 (图 10a), 对流低层形成气旋式涡旋, 风切变较强。同时飑线后方已形成大范围冷池区域, 扰动位温达到-4 K, 冷池上方对应形成负浮力区。此时对应的风切变项和浮力项都比较大。110.1°E 处有山脉存在, 迎风区风速辐合抬升使得风切变项增大至 0.5 $m \cdot s^{-1}$, 有利于 TKE 的积累。14:00 飑线处于发展阶段 (图 10b), 飑线中为强烈上升运动, 后部干空气入流向上延伸至 5 km 处, 强不稳定能量释放, 产生较强下沉运动, 对应为浮力项负值区, 此时飑线中 TKE 耗散。成熟阶段 17:00 (图 10c), 飑线后方形成冷池, 同时中层后部干冷入流的增强及受降水拖曳作用也加强了下沉气流的强度, 此时负浮力项加大。雷达图 (图 3d) 显示, 飑线系统此时已经移动至广东省东南部, 经过了天露山、云雾山等, 接连的山脉形成复杂地形环境, 飑线中低层下沉气流又受山峰的辐合抬升作用在前方形成气旋式环流, 低层风场湍流加强, 风切变项达到最

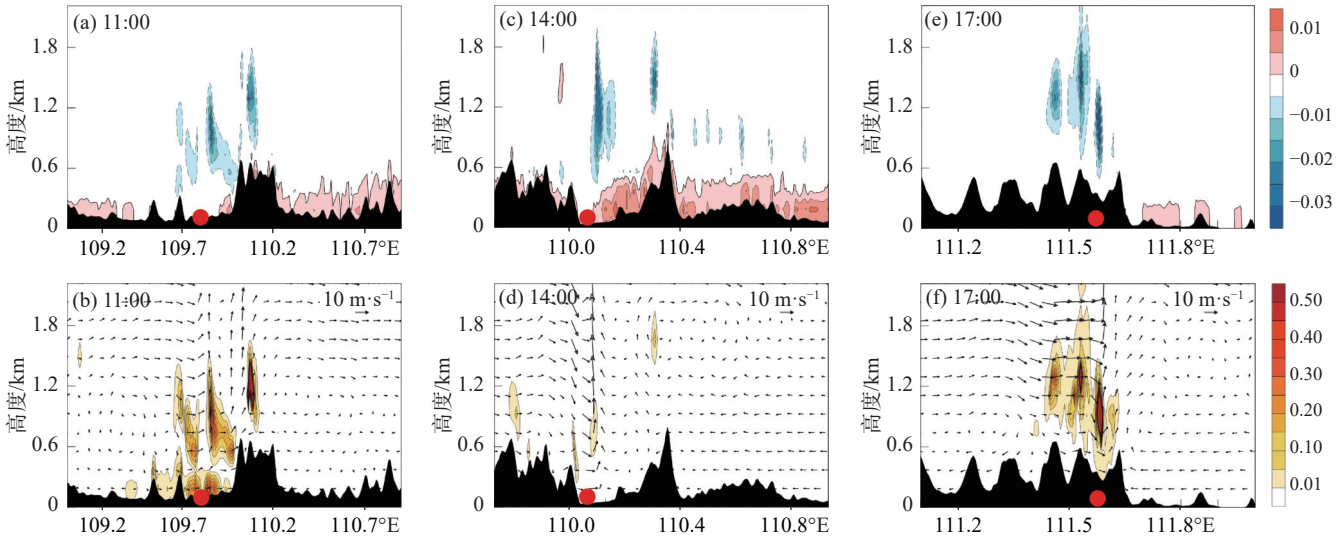


图 9 模拟 2020 年 5 月 11 日 11:00 (a, b)、14:00 (c, d)、17:00 (e, f) 沿图 3 中黑色直线方向的浮力项 (a, c, e, 色斑, 单位: $m^2 \cdot s^{-2}$) 和风切变项 (b, d, f, 色斑, 单位: $m^2 \cdot s^{-2}$) 及风场 (矢量, 单位: $m \cdot s^{-1}$) 纬向垂直剖面

Fig. 9 Simulated meridional vertical cross sections of (a, c, e) buoyancy term (shaded, unit: $m^2 \cdot s^{-2}$), (b, d, f) wind shear term (shaded, unit: $m^2 \cdot s^{-2}$) and wind field (vector, units: $m \cdot s^{-1}$) along black line in Fig .3 at (a, b) 11:00 BT, (c, d) 14:00 BT, and (e, f) 17:00 BT on May 11, 2020

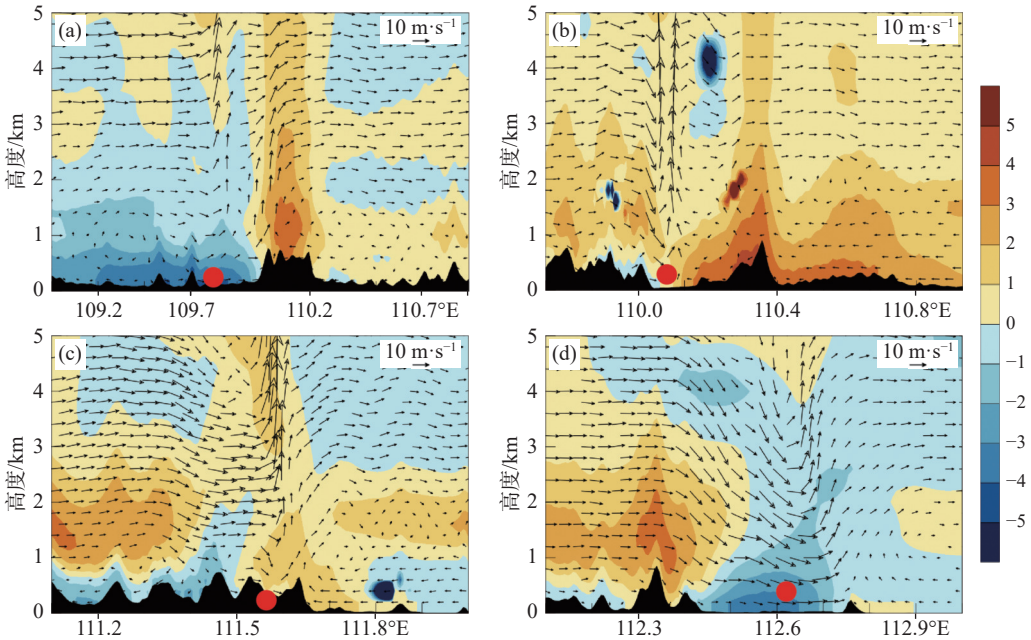


图 10 模拟 2020 年 5 月 11 日 11:00 (a) 、14:00 (b)、17:00 (c) 、19:00 (d) 沿图 3 黑色直线方向的扰动位温 (色斑, 单位:K), 风场 (矢量, 单位:$m \cdot s^{-1}$) 纬向垂直剖面

Fig. 10 Simulated meridional vertical cross sections of surface perturbation potential temperature (shaded, unit: K), wind field (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) at (a) 11:00 BT, (b) 14:00 BT, (c) 17:00 BT and (d) 19:00 BT along black ling in Fig .3 on May 11, 2020

大。消亡阶段 (图 10d) 飑线中降水加强, 拖曳作用使得气流下沉, 地面为大范围冷空气, 对应较大的负浮力项, 风切变项则减小至忽略不计, 随着进入夜间飑线消散, TKE 也减小。

综上分析, 飑线形成阶段中的地面涡旋发展, 同时受前方地形抬升作用, 风切变项增大, 此时 TKE 增加。发展阶段飑线后方下沉运动以及冷池上方负浮力消耗部分 TKE, 但此时对流前方地表附近正的浮力项带来了 TKE 的积累。成熟阶段飑线恰好移动至复杂地形区, 地形抬升使风切变项达到最大, 远大于冷池带来的负浮力项, TKE 达到最大值。进入夜间, TKE 迅速减小。

5 结论与讨论

本文利用 WRF 模式对 2020 年 5 月 11—12 日华南地区出现的一次强飑线过程进行模拟, 基于模拟

结果分析了飑线水平尺度增长过程中边界层内的湍流感热、潜热通量输送和边界层结构特征, 并探究了湍流能量变化的原因, 得到如下主要结论:

(1) 此次飑线过程中环境温湿条件较好, 湍流活动较强, 新生对流中心潜热通量存在大值中心, 水汽输送使得不稳定能量积累。飑线发展阶段地面存在 θ_{se} 陡立区, 地面涡旋形成并加强, 垂直运动触发不稳定能量的释放, 对流后向新生, 水平尺度增长。同时后部中层干冷入流增强下沉运动, 在地面形成冷池。随着飑线向东南移动与分散对流合并, 水平尺度进一步增加, 进入成熟阶段。此时飑线后部的层状云区中, 潜热通量达到 900 $W\cdot s^{-1}$ 以上的异常大值。

(2) 飑线中对流活动会使湍流动能 (TKE) 发生变化。在未发生对流的区域中的 TKE 强度存在着明显的日变化, 随着太阳辐射的积累在正午时分地表附近最大达到 1 $m^2\cdot s^{-2}$ 以上并随高度降低。而飑线系统中, 形成阶段对流新生发展, TKE 积累, 随后耗散减小; 随着飑线与分散对流合并达到成熟阶段, 边界层的 TKE 又迅速增强达到最大; 进入夜间飑线减弱, TKE 降至最低。

(3) 湍流动能收支方程分析得出 TKE 主要来源于风切变项、浮力项和耗散项。耗散项几乎保持不变, 但风切变项会随着飑线的发展异常增大, 在成熟阶段达到极大值, 增加至 0.5 $m^2\cdot s^{-2}$。对流活动使环境中产生向下的浮力, 因此浮力项随着飑线的发展而减小。

(4) 飑线形成阶段中对流不断新生, 地面涡旋发展, 同时受前方地形抬升作用, 风切变项增大, 此时 TKE 增加。进入发展阶段飑线后方下沉运动及地面冷池上方的负浮力使浮力项为负值, 飑线低层风切变为较小的正值, 使飑线中 TKE 减小。但此时对流前方地表附近正的浮力项带来了 TKE 的积累。成熟阶段飑线恰好移动至复杂地形区, 地形抬升使风切变项达到最大, 远大于冷池带来的负浮力项, TKE 达到最大值。进入夜间, TKE 迅速减小。

本文研究了一次飑线过程中边界层结构及湍流能量变化, 比较了湍流动能收支方程的各项收支, 真实反映了飑线过程中边界层湍流运动的变化特征, 并探究了湍流通量输送在飑线发展过程中的影响, 深化了对飑线增强的机理的认识, 对飑线强度和发展的预报有一定的指导意义。但边界层湍流运动不仅仅只有能量的变化, 也伴随着动量的变化, 如埃克曼抽吸等影响着飑线过程的形成发展, 还需要进一步探索研究。

参考文献 (References):

崔强,王春明,张云.2016.干侵入对我国东部一次强飑线过程的作用分析[J].沙漠与绿洲气象,10(2):18−24. Cui Q, Wang C M, Zhang Y. 2016. Analysis of impact of dry intrusion in a strong squall line process in eastern China [J]. Desert and Oasis Meteorology,10(2):18−24 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1002−0799.2016.02.003

蔡斐,潘益农.2010.地表通量输送对飑线过程影响的数值模拟研究[J].热带气象学报,26(1):105−110. Cai F, Pan Y N. 2010. A numerical simulation study of surface flux impacts on the development of a squall line [J]. Journal of Tropical Meteorology,26(1):105−110 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004−4965.2010.01.016

迟妍妍,张惠远.2007.大气污染物扩散模式的应用研究综述[J].环境污染与防治,29(5):376−381. Chi Y Y, Zhang H Y. 2007. A review of the development and application of air pollutant dispersion models [J]. Environmental Pollution and Control,29(5):376−381 (in Chinese). doi:10.15985/j.cnki.1001−3865.2007.05.015

高彦青,孙璐,马旭林,等.2022.飑线结构和强度对低层湿度和环境垂直风切变的敏感性研究[J].大气科学学报,45(6):938−947. Gao Y Q, Sun L, Ma X L, et al. 2022. The sensitivity of the structure and strength of squall line to low-level humidity and environmental vertical wind shear [J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 45(6):938−947 (in Chinese). doi:10.13878/j.cnki.dgkxxb.20191014001

纪彬,何静,张迎新,等.2020.北京地区两条线状对流相继下山发展的边界层条件对比研究[J].气象,46(5):643−654. Ji B, He J, Zhang Y X, et al. 2020. Study on two successive downhill line convections developing on different boundary layer conditions in Beijing area [J]. Meteorological Monthly,46(5):643−654 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000−0526.2020.05.005

马铮,沈新勇,黄文彦,等.2017.一次梅雨锋暴雨的边界层热通量输送与湍流动能收支分析[J].气象科学,37(6):753−765. Ma Z, Shen X Y, Huang W Y, et al. 2017. Analysis of heat flux transfer and TKE budget in the boundary layer during a Meiyu rainstorm [J]. Journal of the Meteorological Sciences,37(6):753−765 (in Chinese). doi:10.3969/2017jms.0012

沈新勇,张晓晨,马铮,等.2017.一次江淮飑线天气过程的边界层湍流输送特征[J].解放军理工大学学报 (自然科学版),18(2):104−110. Shen X Y, Zhang X C, Ma Z, et al. 2017. Characteristics of boundary-layer turbulent transfer during a squall line over Jianghuai region [J]. Journal of PLA University of science and Technology,18(2):104−110 (in Chinese). doi:10.12018/j.issn.1009−3443.20160922002

沈新勇,张笑妍,黄伟,等.2023.初值场水汽含量对华南飑线升尺度增长过程的影响研究[J].暴雨灾害,42(6):628−639. Shen X Y, Zhang X Y, Huang W, et al. 2023. Impact of initial water vapor on the upscale growing process of a squall line in South China [J]. Torrential Rain and Disasters,42(6):628−639 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2022−241

陶局,易笑园,赵海坤,等. 2019.一次飐线过程及其受下垫面影响的数值模拟[J]. 高原气象,38(4):756−772. Tao J, Yi X Y, Zhao H K, et al, 2019. Numerical simulation on the influence of Bohai Sea to a squall line process [J]. Plateau Mete-orology, 38(4):756−772 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000−0534.2019.00035

张桂莲,赵艳丽,黄晓璐,等.2019. “9.24”内蒙古东南部致灾飑线过程成

因分析[J].暴雨灾害,38(1):41−47. Zhang G L, Zhao Y L, Huang X L, et al. 2019. Causality analysis of a disaster-causing squall line event on 24 September in southeastern Inner Mongolia [J]. Torrential Rain and Disasters,38(1):41−47 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004−9045.2019.01.005

张述文,曹帮军.2013.变分方法估算西北半干旱区地表热通量的适用性研究[J].高原气象,32(4):956−963. Zhang S W, Cao B J. 2013. Applicability of variational method to heat flux estimation in semi-arid area of Northwest China [J]. Plateau Meteorology,32(4):956−963 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000−0534.2012.00091

朱娟,张立凤,张铭.2022.盛夏苏北地区一次飑线过程的数值模拟研究[J].暴雨灾害,41(1):15−23. Zhu J, Zhang L F, Zhang M. 2022. Numerical simulation and study of a squall in the north of Jiangsu in midsummer [J]. Torrential Rain and Disasters,41(1):15−23 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004−9045.2022.01.002

曾勇,杨莲梅.2018.新疆西部一次极端暴雨事件的成因分析[J]. 高原气象,37(5):1220−1232. Zeng Y, Yang L M, 2018. Analysis on the causes of an extreme rainfall event in the west of Xinjiang [J]. Plateau Meteorology,37(5):1220−1232 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000−0534.2018.00014

Bezerra V L, Dias-Junior C Q, Vale R S, et al. 2021. Near-surface atmospheric turbulence in the presence of a squall line above a forested and deforested region in the Central Amazon [J]. Atmosphere,12(4):461−476. doi:10.3390/atmos12040461

Bryan G H, Wyngaard J C, Fritsch J M. 2003. Resolution requirements for the simulation of deep moist convection [J]. Monthly Weather Review,131:2394−2416. doi:10.1175/1520−0493(2003)131<2394:RRFTSO>2.0.CO;2

Businger J A, Wyngaard J C , lzumi Y, et al. 1971. Flux-Profile relationships in the atmospheric surface layer [J]. Journal of the Atmospheric Sciences,1971(28):181−189. doi:10.1175/1520−0469(1971)028<0181:FPRITA>2.0.CO

Dang R J, Li H, Li Z G, et al. 2016. Statistical analysis of relationship between daytime lidar-derived planetary layer height and relevant atmospheric variable in the semiarid region in Northwest China [J]. Advances in Meteorology,2016(3):1−13. doi:10.1155/12016/15375918

Guo J, Miao Y, Zhang Y, et al. 2016. The climatology of planetary boundary layer height in China derived from radiosonde and reanalysis data [J]. Atmospheric Chemistry and Physics,16(20):13309−13319. doi:10.5194/acp−16−13309−2016

Parker M D, Johnson R H. 2004. Structures and dynamics of quasi-2D mesoscale convective systems [J]. Journal of The Atmospheric Sciences,61(5):545−567. doi:10.1175/1520−0469(2004)061<0545:SADOQM>2.0.CO;2

Robert A, Houze Jr. 2004. Mesoscale convective systems [J]. Reviews of Geophysics,42(4):RG4003. doi:10.1029/2004RG000150

Wakimoto R M, Murphey H V. 2010. Analysis of convergence boundaries observed during IHOP_2002 [J]. Monthly Weather Review,138(7):2737−2760. doi:10.1175/2010MWR3266.1

Wu G X, Liu H Z. 1998. Vertical vorticity development owing to down sliding at slantwise isentropic surface [J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans,27(1-4):715−743. doi:10.1016/S0377−0265(97)00040−7

(责任编辑 张 文)