

田越, 苗峻峰, 赵天良. 2020. 污染天气下成都东部山地—平原风环流结构的数值模拟 [J]. 大气科学, 44(1): 53–75. TIAN Yue, MIAO Junfeng, ZHAO Tianliang. 2020. A Numerical Simulation of Mountain-Plain Breeze Circulation during a Heavy Pollution Event in Eastern Chengdu [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(1): 53–75. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18209

# 污染天气下成都东部山地—平原风环流结构的数值模拟

田越<sup>1</sup> 苗峻峰<sup>1</sup> 赵天良<sup>2</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 南京信息工程大学中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

**摘 要** 本文利用中尺度模式 WRF (V3.9) 对 2016 年 12 月 7 日成都东部 (龙泉山) 一次污染过程下的山地—平原风环流进行了模拟, 旨在探讨冬季污染天气下山地—平原风环流的结构和演变特征。此外, 通过减少气溶胶光学厚度 (AOD, Aerosol Optical Depth) 的敏感性试验探究气溶胶污染对山地—平原风环流的影响。结果表明: 冬季污染大气条件下成都平原地区存在显著逆温。龙泉山南北长、东西窄且高度较低, 由于东、西坡辐射能量的不均匀分布和背景风的强迫, 上午、凌晨和夜间均出现越山下坡风环流, 上午强度较强, 凌晨和夜间强度较弱。午后开始出现平原风环流, 最大影响范围为山体宽度的 3~4 倍, 17:00 (当地标准时, 下同) 左右结束。各阶段环流在南北方向上差异较大, 越山下坡风环流在南段最强, 中段最弱; 中、南段山体较低窄, 平原风环流易被湍流掩盖, 北段平原风环流最为明显。AOD 减小后辐射及地表热通量均有所增加, 中、南段湍流更加旺盛, 边界层显著抬升且降低时间滞后, 山体与平原间感热通量差异增加, 北段平原风环流增强、持续时间增长。

**关键词** 大气污染 山谷风 山地—平原风环流 复杂地形

**文章编号** 1006-9895(2020)01-0053-23

**中图分类号** P445

**文献标识码** A

**doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.1812.18209

## A Numerical Simulation of Mountain–Plain Breeze Circulation during a Heavy Pollution Event in Eastern Chengdu

TIAN Yue<sup>1</sup>, MIAO Junfeng<sup>1</sup>, and ZHAO Tianliang<sup>2</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Key Laboratory for Aerosol–Cloud–Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

**Abstract** In this paper, WRF (V3.9) is used to simulate the mountain–plain breeze circulation in eastern Chengdu (Longquan mountain) during a heavy pollution event on 7 December, 2016. The structure and evolution of the mountain–plain breeze circulation are discussed. Besides, the influence of the Aerosol Optical Depth (AOD) on the mountain–plain

**收稿日期** 2018-07-31; **网络预出版日期** 2019-01-15

**作者简介** 田越, 女, 1994 年出生, 硕士研究生, 主要研究方向为中尺度气象学。E-mail: tianyue0704@163.com

**通讯作者** 苗峻峰, E-mail: miaoj@nuist.edu.cn

**资助项目** 国家重点研发计划重点专项项目 2016YFC0203304, 国家自然科学基金重大研究计划项目 91544109

**Funded by** National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFC0203304), National Natural Science Foundation of China (Grant 91544109)

breeze circulation is examined by conducting a sensitivity experiment in which the AOD value is reduced. The Longquan mountain is fairly long from north to south and relatively narrow from east to west with low elevation. Results show that strong ground inversion existed in the winter during the heavy pollution event. Cross-mountain downslope wind circulation occurred in the night and late morning due to the imbalance of radiative heating between western and eastern slope and the dynamic forcing of background wind. The plain breeze began after the noon and ended at around 1700 LST. The maximum horizontal stretch of the plain breeze circulation could reach 3 to 4 times of the mountain width. Cross-mountain downslope wind circulation and mountain–plain breeze circulation varied greatly in the north–south direction. The former was stronger in the southern part of the mountain whereas the latter in the central and southern part was easily covered by vigorous turbulence. In the northern part, on the contrary, there existed significant plain breeze circulation. After reducing the AOD in the sensitivity experiment, the solar radiative heating and planetary boundary layer height both increased to a certain extent. Plain breeze circulation in the central and southern part became more ambiguous due to amplified turbulences. In the northern part, plain breeze circulation enhanced and lasted longer due to the elevated planetary boundary layer and the strengthened difference in sensible heat flux between the mountain and plain areas.

**Keywords** Atmospheric pollution, Mountain-valley breeze, Mountain–plain breeze circulation, Complex terrain

## 1 引言

山地—平原风是由山地与平原之间的热力差异引起的夜间由山地吹向平原、白天由平原吹向山地的风 (Weissmann et al., 2005; 王喜全等, 2008), 其形成机理、特征与山谷风相同 (田越和苗峻峰, 2019), 但尺度相对较大, 且影响范围也较广。如北京地区受其西、北方向的太行山、燕山影响, 在晴或少云、弱天气系统条件下, 山地—平原风常对北京局地流场及其污染分布情况起到主导作用 (王喜全等, 2008)。美国科罗拉多州落基山脉的前岭和东部的大平原之间的山地—平原风, 将大平原产生的污染带到山区边界层中 (Letcher and Minder, 2018)。过去国内山谷风 (山地—平原风) 研究主要集中在靠近山地的城市如北京, 山谷城市兰州、乌鲁木齐, 以及关中平原、珠峰绒布河谷等地, 主要关注局地山谷风环流对污染物输送的情况 (董群等, 2017; 马学款等, 2017)。研究表明, 平原地区, 污染物主要通过边界层内的湍流运动、平流输送扩散; 而在山谷地形中, 边界层内气象场变化更为复杂, 特殊的气象条件和地理条件对挟带着污染物的气流产生热力和动力作用, 往往导致局地的严重污染 (胡隐樵和张强, 1999)。

污染大气条件也能够造成局地气象要素的改变。过去研究表明, 气溶胶通过吸收和散射太阳辐射, 影响地表辐射和能量平衡, 即气溶胶直接辐射效应 (苏涛等, 2017; 王昕然等, 2018), 这对边界层之内的气象要素具有显著影响。太阳辐射的减

少使边界层高度降低, 层结更加稳定, 地面风速减小, 进一步抑制气溶胶的扩散 (Gao et al., 2015; Yang X et al., 2016; Li et al., 2017); 上升运动的减弱也减少了降水对气溶胶的清除作用 (Zhao et al., 2006), 使气溶胶浓度进一步升高。同时, Liu et al. (2018) 发现边界层的降低也抑制了水汽的向上输送, 使近地面相对湿度增加 (Gao et al., 2015), 促进二次气溶胶的生成, 进一步削弱了到达地面的太阳辐射。Wang et al. (2014) 通过 WRF-CMAQ 耦合模式统计了华北平原一次大规模长时间污染过程中气溶胶对太阳辐射、边界层高度、气温等气象要素的影响。Yang Y et al. (2016) 通过 WRF-Chem 模式研究了气溶胶对降水的抑制作用在华山地区的表现: 吸收性气溶胶使地面加热减少, 山体与平原之间的热力差异减小, 谷风减弱, 水汽向山顶的输送量减少; 高层空气加热增加, 更易发生逆温。近年来, 自然环境的恶化和人类活动导致气溶胶浓度增加 (郑小波等, 2012; Ning et al., 2018), 气溶胶污染所带来的环境问题、局地边界层和气候特征变化已成为热门研究之一 (Zhao et al., 2013)。

龙泉山 (29.6°~31.4°N, 103.6°~104.7°E) 地处四川盆地西部, 沿东北—西南向伸展, 北起绵阳市, 途经德阳市、金堂县、龙泉驿区、仁寿县等, 南达乐山市, 长约 200 km (成都市内约 85 km), 宽约 10 km, 平均高度不到 1000 m, 最高处海拔 1051 m, 是成都平原及川中丘陵地带的自然分界线。Ning et al. (2018) 对四川盆地区域的空气污

染分布特征进行统计后发现，颗粒污染物更易在盆地底部城市堆积。成都地区受两侧地形（西侧青藏高原、龙门山，东侧龙泉山）影响，长时间出现静小风或逆温天气（周书华等，2014，2015），尤其是冬季典型的辐射逆温，具有维持时间长、强度大且厚的特点，有时甚至存在多层逆温（李培荣和向卫国，2018；邵梦琪等，2018），更加导致污染物难以及时扩散和稀释。近年来，成都地区风速有持续减小的趋势，一方面由于成都独特的地理环境和气象要素，另一方面又因为城市化的发展，使城市的通风条件变差（Liu et al., 2016）。龙泉驿区作为“国家中心城市副中心”，经济发展迅速，但这也使龙泉驿区局地乃至整个成都面临污染问题的挑战。因此，本文研究了一次污染大气条件下成都东部地区（龙泉山）局地山地—平原风环流结构和演变情况，旨在为理解成都东部的污染成因和城市的建设规划提供一定参考。

## 2 个例选取

本文选取2016年12月7日污染大气条件下的山地—平原风环流个例进行模拟。12月7日为长时间污染过程中污染物逐渐累积的一天，长时间污染过程从2016年12月1日开始，共持续11天。12月7日午前为中度污染，午后转为重度污染（图1），首要污染物为PM<sub>2.5</sub>细颗粒物。持续污染过程一般发生在天气形势稳定且背景风场较弱的条件下（张

碧辉等，2012；郭倩等，2018），这种天气形势也有利于局地山地—平原风环流的发展。从12月7日的环流形势来看，500 hPa东亚地区主要受弱两槽一脊系统的控制，不利于北方冷空气南下，这种背景形势下更易导致四川地区长时间污染过程的发生（冯良敏等，2014；曾胜兰和王雅芳，2016）；四川地区无明显南支槽脊波动，主要受平直西北风气流控制（图略）。850 hPa（图2a）受青藏高原动力和热力作用的影响，等高线较为凌乱，总体处于均压系统中，我国中西部等高线稀疏，没有明显系统；海平面气压场中（图2b），四川地区处于地面高压前部，受偏北风控制；整体来看，各层无明显天气系统，有利于污染物的累积。从温江站的探空资料来看，500 hPa以下大气处于稳定状态，整层没有显著切变。08:00（当地标准时，下同）、20:00近地面层始终存在逆温，且低层风速较小，20:00在850 hPa以下风速小于3 m s<sup>-1</sup>。地面观测资料显示，整个污染过程中成都天气以晴和多云为主，无降水；12月7日为少云，全天各站点风速均小于等于3 m s<sup>-1</sup>。总体来看，12月7号天气稳定，无明显天气过程，低层尤其是850 hPa以下风速小且静稳，满足山地—平原风环流发展条件。

## 3 模式设置与数值试验

本文采用WRF（V3.9）进行山地—平原风环流的模拟。模式的初始和边界条件由NCEP FNL再

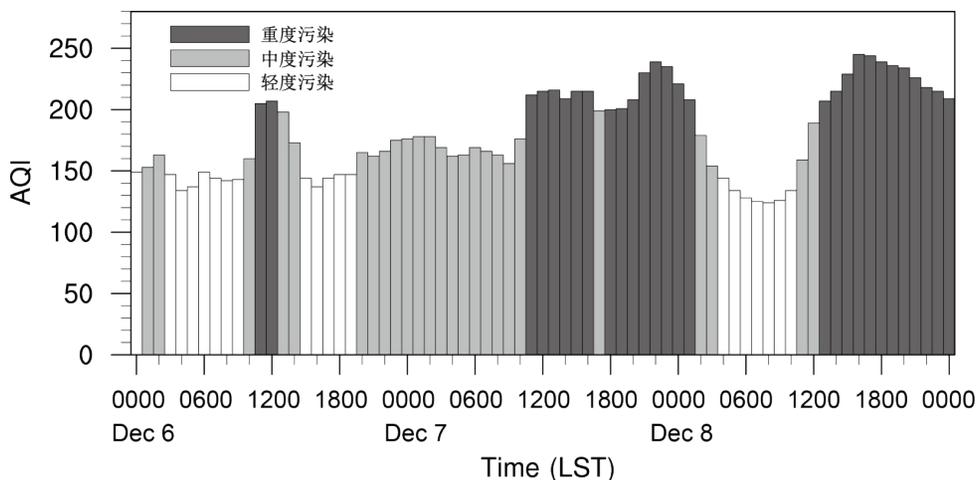


图1 2016年12月6~8日成都市空气质量指数（Air Quality Index，简称AQI，101~150为轻度污染，151~200为中度污染，201~300为重度污染）

Fig. 1 Evolution of Air Quality Index (AQI) in Chengdu from 6 to 8 December, 2016 (101-150: light pollution; 151-200: moderate pollution; 201-300: heavy pollution)

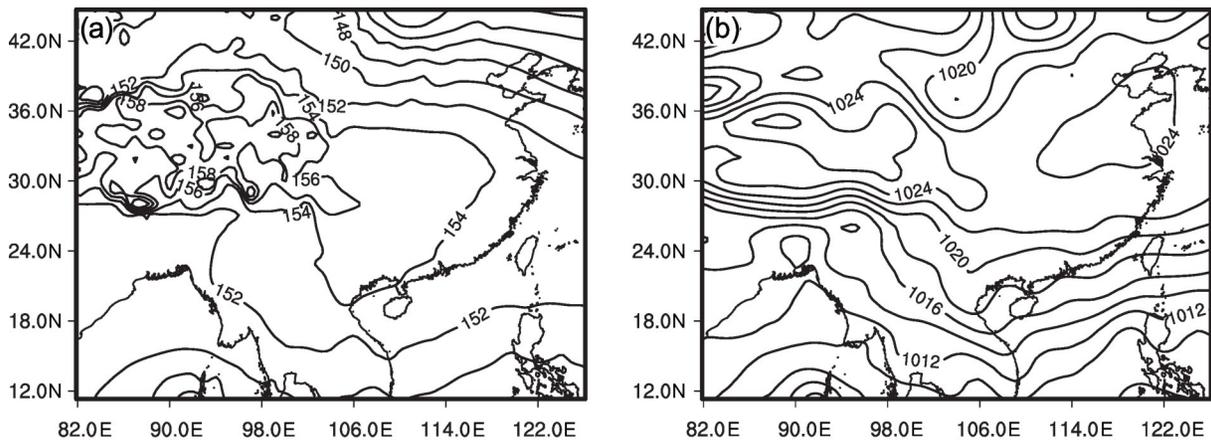


图2 2016年12月7日20:00(当地标准时,下同)的(a)850 hPa位势高度场(单位: dagpm)和(b)海平面气压场(单位: hPa)  
Fig. 2 (a) 850-hPa geopotential height field (units: dagpm) and (b) sea surface pressure field (units: hPa) at 2000 LST on 7 December, 2016

分析资料生成, 水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ , 时间分辨率为6小时。起始时间为2016年12月6日08:00, 积分42小时, 前16小时为起转 (spin up) 时间, 之后24小时为主要研究时段。模式的中心点位于成都境内的龙泉山上 ( $30.57^\circ\text{N}$ ,  $104.36^\circ\text{E}$ )。为减小侧边界的影响并节约计算量, 采用双向反馈四重嵌套方案, 分辨率由外至内依次为27 km、9 km、3 km、1 km (图3a), D1覆盖中国西南部地区, 用于捕捉天气尺度背景过程, D4区域包含了成都市内的龙泉山脉, 也包含了新都 (XD)、金堂 (JT)、龙泉 (LQ)、简阳 (JY)、温江 (WJ)、新津 (XJ) 六个地面观测站点 (图3b)。山地地区由于受坡度、坡向、地形遮蔽等影响, 地表入射太阳辐射的描述更为复杂, 为了更加接近真实情况下的辐射分布, D4区域考虑了地形辐射效应参数化方案 (韩芙蓉等, 2018)。采用 TOPO\_GMTED2010\_30s 地形资料以及 MODIS\_30s 土地利用类型数据 (图3c), 农田和城市为D4区域主要土地利用类型。垂直方向 $\sigma$ 层层数为35层, 下密上疏, 其中2 km以下设为24层, 模式层顶气压为100 hPa。物理过程参数化方案如表1所示。选用的参数化方案中, YSU 边界层参数化方案能够较好地适用于山地地形的局地风场和边界层内要素特征的模拟 (Prasad et al., 2017; 陆正奇等, 2018; 杨秋彦等, 2019)。RRTMG 长短波辐射方案含有气溶胶光学厚度的辐射效应参数化, 可通过调整参数实现对模拟区域的气溶胶污染程度的控制 (苏涛等, 2017; 王昕然等, 2018)。

表1 控制和敏感性试验的参数化方案配置

Table 1 Configuration of physical parameterizations in both the control and sensitivity experiments

物理过程	参数化方案
长波辐射	RRTMG
短波辐射	RRTMG
微物理	Lin et al.
积云对流(仅D1)	Kain-Fritsch
边界层	YSU
陆面过程	Noah + UCM

本文共设计两个试验。控制试验结果用于检验模式性能, 并重点分析龙泉山污染天气下山地—平原风环流的结构及演变。根据郑小波等 (2012) 对近十年来中国地区气溶胶光学厚度 (AOD, Aerosol Optical Depth) 的地理分布和月、季、年际变化的统计分析, 以及 Liu et al. (2016) 对四川盆地, 特别是成都地区近十年来的 AOD 时空变化的统计分析, 冬季四川盆地 AOD 平均值为 0.9~1.2。从当日 MODIS (TERRA) 10 km 空间分辨率的 AOD 资料来看 (图略), 成都及周边地区 AOD 值为 1.0 左右。因此, 将本次冬季污染个例的辐射方案中 AOD 参数设为 1.0 (控制试验, 称为 AOD\_1.0 试验)。敏感性试验通过半理想试验的方式, 主要研究减小 AOD 对环流结构和演变的影响。根据郑小波等 (2012) 的统计, 成都周边如川西高原、云贵高原地区冬季 AOD 平均值为

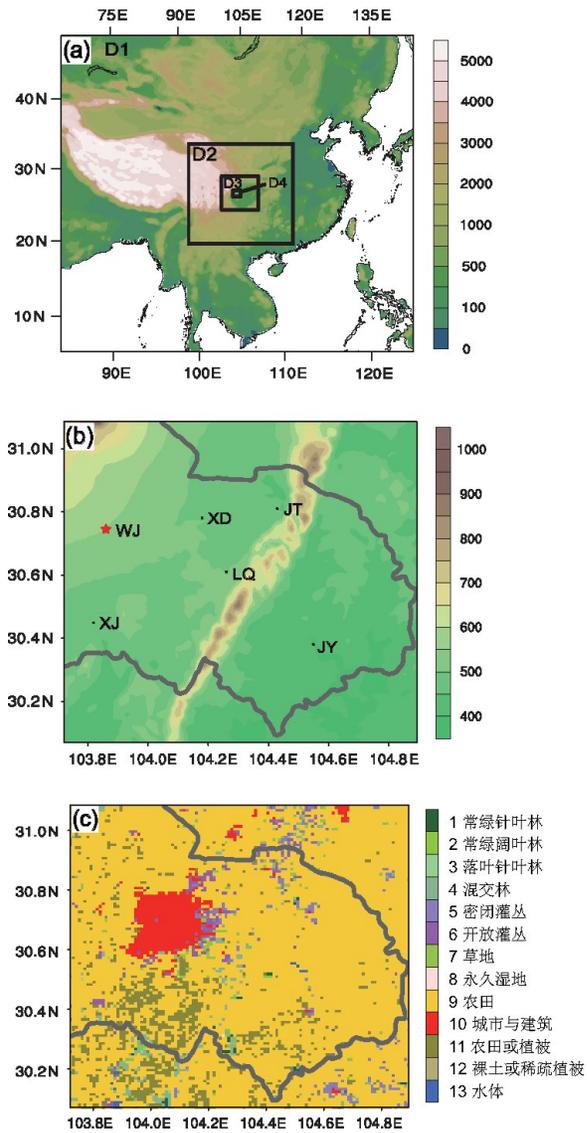


图3 (a) 四重嵌套模式区域, 阴影为地形高度 (单位: m); (b) D4 区域模拟地形高度 (阴影, 单位: m) 及站点分布 (XD: 新都; JT: 金堂; LQ: 龙泉; JY: 简阳; WJ: 温江; XJ: 新津); (c) D4 区域 MODIS 20 类土地利用情况  
Fig. 3 (a) Model domains (D1, D2, D3, D4), shadings represent terrain height (units: m); (b) terrain height in D4 (shaded, units: m) and locations of six weather stations (XD: Xindu; JT: Jintang; LQ: Longquan; JY: Jianyang; WJ: Wenjiang; XJ: Xinjin); (c) land use types in D4 derived from the MODIS 20-class dataset (1: Evergreen Needleleaf Forest; 2: Evergreen Broadleaf Forest; 3: Deciduous Needleleaf Forest; 4: Mixed Forests; 5: Closed Shrublands; 6: Open Shrublands; 7: Grasslands; 8: Permanent Wetlands; 9: Croplands; 10: Urban and Built-Up; 11: Cropland/Natural Vegetation Mosaic; 12: Barren or Sparsely Vegetated; 13: Water)

0.1~0.3, 以该值作为参考, 在其它参数和配置不变的条件下, 将敏感性试验中 AOD 值设为 0.2 (AOD\_0.2 试验)。

## 4 模拟结果分析

### 4.1 与观测的比较

选取六个龙泉山附近站点 (新都、金堂、龙泉、简阳、温江、新津), 对比观测与控制试验中模拟的 2 米温度 (图 4)、风速 (图 5)、风向 (图 6) 的日变化。日出前, 模拟的 2 米温度持续降低, 在 07:00~08:00 达到最低; 相比于观测, 模拟的凌晨降温速率更大, 因此夜间和凌晨的模拟温度稍低于观测温度, 这种现象在过去的研究中也曾出现, 主要是由于模式对于夜间地表辐射冷却强度的估计偏高所致 (王颖等, 2010)。08:00 后, 气温快速升高, 模拟的 2 m (高度) 温度和观测气温都在 15:00~16:00 达到最大值, 16:00 后气温迅速降低, 与日落后降温不明显的情况相比, 这更有利于逆温的形成 (郭倩等, 2018)。除简阳站外, 其它站点的模拟效果均与观测较为接近。简阳站模拟气温与观测存在一些误差, 这可能是由于模式地形高度与实际海拔的偏差引起的, 简阳以丘陵地形为主, 且地势由北向南倾斜, 在模式预处理中经地形平滑后容易导致模式地形的偏差; 且简阳站实际下垫面与模式土地利用情况存在一定差异: 实际观测站点可能受沱江影响, 而这在模式中未能体现, 这也可能是造成模拟气温与观测存在差异的原因之一。

从风速的模拟来看 (图 5), 模式模拟出了本次个例的小风特征, 午后至傍晚各站点模拟风速整体偏小, 而凌晨和夜间, 模拟风速则都偏大。由于当天近地面主要为静小风, 这种天气条件下湍流运动和平均运动量级相当, 风向易发生变化, 模拟难度较大 (张碧辉等, 2012; 姚日升等, 2017)。从风向的模拟来看 (图 6), 除简阳站外, 模式均能够较好地捕捉到风向的变化。新都、金堂、龙泉三站主要受龙泉山影响, 风向第一次转变的时间在上午 9:00~11:00, 第二次风向转变主要为午后 16:00~18:00, 且第二次风向转换持续时间较长。龙泉站模拟的上午风向转变早于观测 2 个小时, 午后风向转换早于观测 1 个小时。简阳、温江、新津三站距龙泉山距离较远, 其中温江、新津主要受大型山谷风或背景风影响, 午后风向转换时间在 20:00 以后。简阳站风向的模拟结果中虽未出现明显的风向转变, 但由于距离较远, 对模拟龙泉山山地—平原风水平环流的基本特征影响不大。以上分析表明,

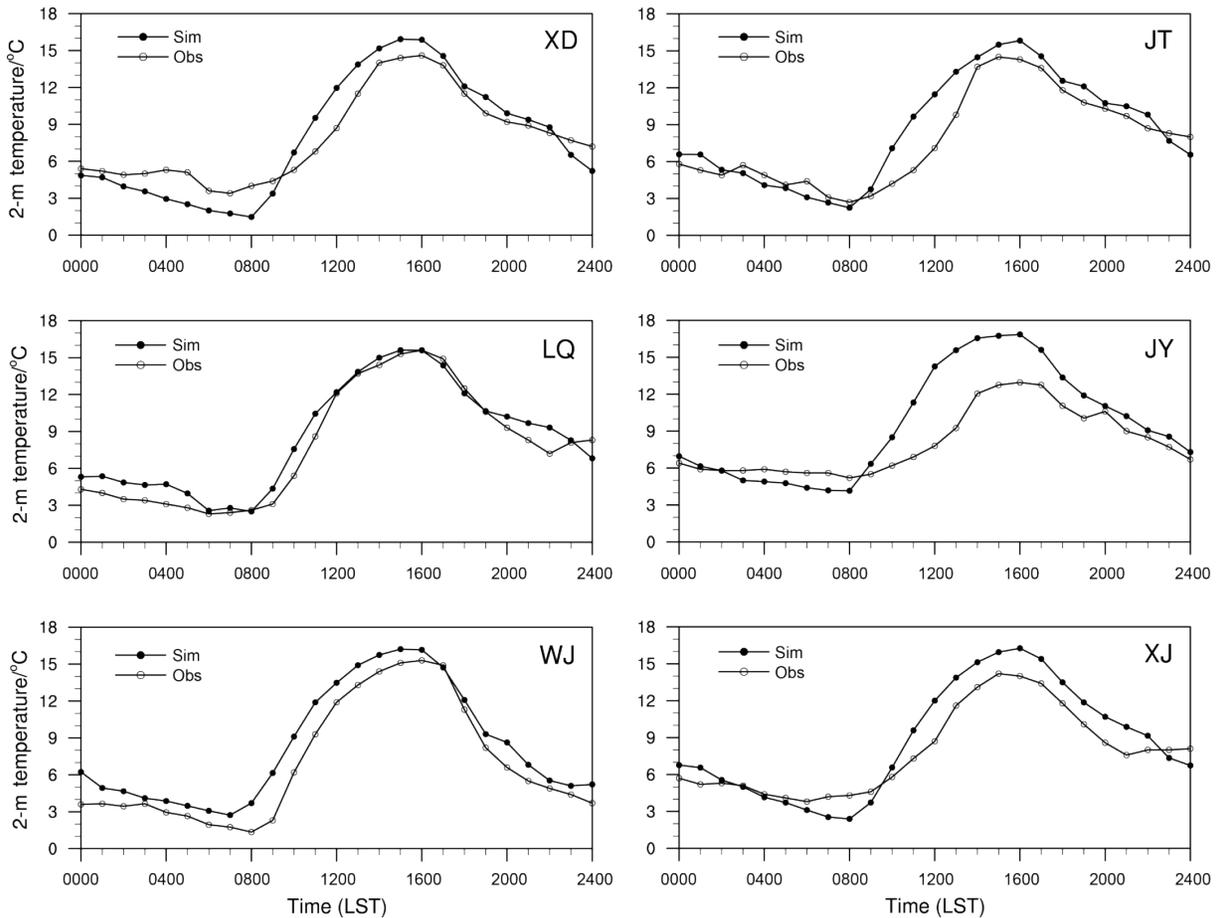


图4 2016年12月7日6个站点(新都、金堂、龙泉、简阳、温江、新津)观测与模拟的2m(高度)温度(单位: °C)对比

Fig. 4 Comparisons between observed and simulated 2-m (height) temperature (units: °C) at six weather stations (XD, JT, LQ, JY, WJ, XJ) on 7 December, 2016

模式能够较合理地模拟出龙泉山山地—平原风的演变情况。

从温江站垂直方向上温度与风场的模拟来看(图7),温江站处模拟的低层温度偏高,高层偏低,但总体趋势较为吻合。08:00和20:00均存在多层逆温,且两个时刻中观测资料的贴地逆温层厚度和强度均大于模拟结果,这可能是由于温江站位于成都市区外侧,实际下垫面为城市,城市热岛现象会使局地逆温增强。风向风速的模拟中,08:00在海拔高度1200~2000 m (ASL, Above Sea Level)的区间内,模拟的风速偏大;20:00在海拔高度1800~2400 m出现较小的西风分量,但误差在允许范围之内。温江站处低层易受其它中小尺度环流(如城市热岛环流)影响而出现风、温场的变化。受青藏高原的影响,成都一年四季以多云天气为主,云层的存在会影响边界层参数化方案的模拟效果(王成刚等,2017)。总体来看,模拟结果可用

于分析当日山地—平原风结构。

## 4.2 模拟结果分析

### 4.2.1 山地—平原风环流结构

受中低层及地面高压前部的影响,12月7日D4区域全天基本受偏北风控制,低层风场在上午由西北风逐渐转变为东北风。由于受到下垫面的影响,近地面风向风速变化不明显,龙泉山地区呈现出特殊的地面风场结构。凌晨时(图8a),D4区域整体温度较低,龙泉山两侧有辐散气流存在,西坡更为明显;龙泉山北段西北侧由于地形低洼,出现了一个水平的地形小环流(Steyn et al., 2013);D4区域西部受西侧龙门山影响,盛行来自西北方向的大型山风。日出后,D4区域开始增温,龙泉山东坡接收更多的太阳辐射增温显著,而此时西部平原温度明显较低,东坡开始出现下坡气流(图8b),并在接近正午11:00~12:00达到最强。随着午后太阳辐射的均匀加热,D4区域整体温度达到最

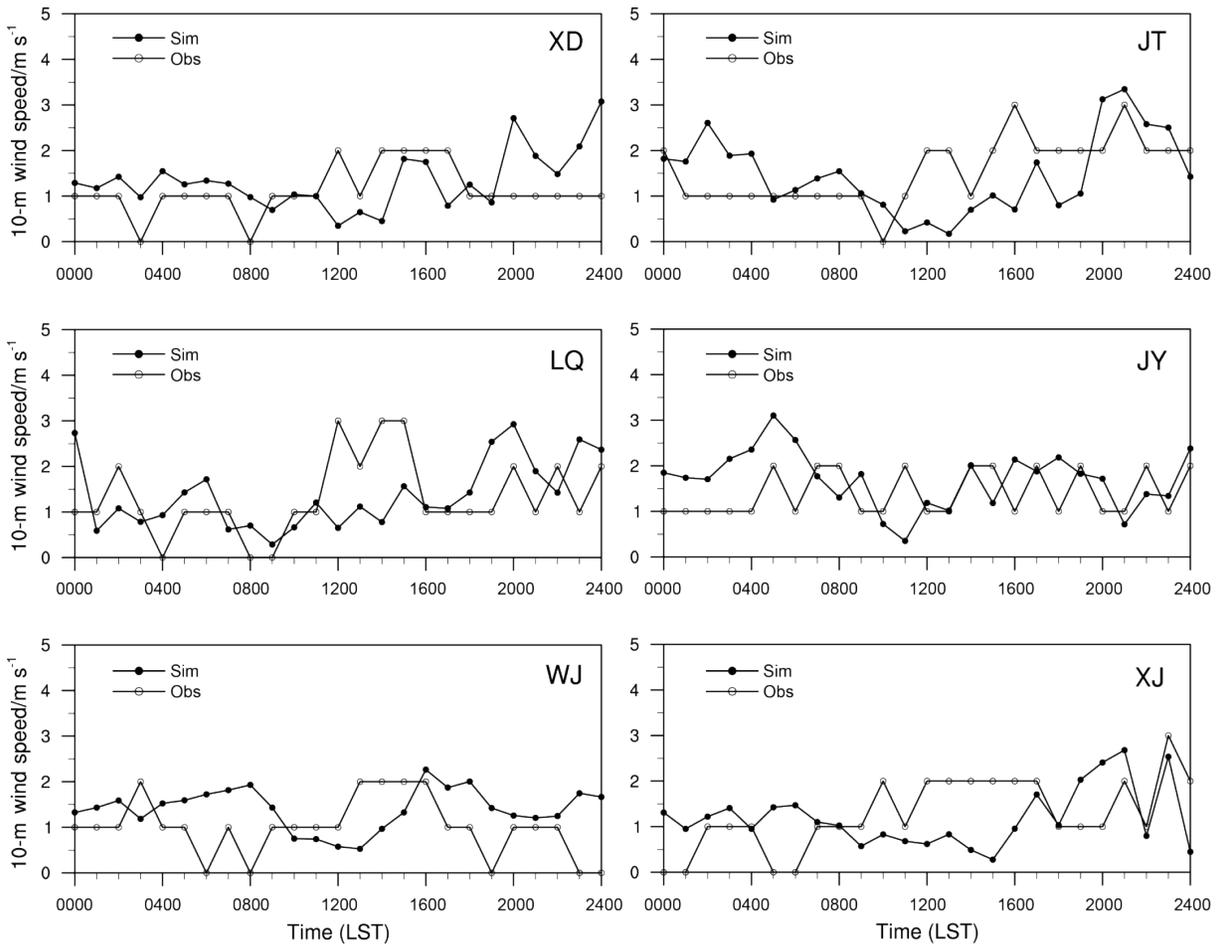


图5 同图4，但为10 m（高度）风速（单位： $m s^{-1}$ ）对比  
Fig. 5 Same as Fig. 4, but for 10-m (height) wind speed (units:  $m s^{-1}$ )

高，龙泉山西北侧地形低洼处出现向周围辐散的气流，D4区域西部风场转为受龙门山影响的大型谷风；龙泉山东坡出现风向的转变，平原风开始形成，并沿山出现一条气流辐合带（图8c），辐合在 $30.5^{\circ}N$ 以北更为明显，但持续时间较短，仅维持4~5个小时。日落前约16:00，D4区域温度开始迅速降低。18:00后龙泉山两侧大部分地区重新转为辐散气流。日落后，D4区域温度缓慢持续降低，山坡温度逐渐高于平原和山顶，龙泉山两侧辐散气流稳定发展，西坡逐渐强于东坡（图8d）；D4区域西部再次转为西北风（大型山风），成都市区出现风场的辐合，同时市区2米温度偏高，在两侧山风的辐合作用下，很可能使城市热岛环流增强（杨礼荣等，1992；安兴琴等，2002；王喜全等，2008）。

从图8中可以看到，山体与平原之间存在显著的热力差异。为了从总体上考量平原与山体地区的

2米温度变化，我们对D4区域的模式海拔进行平均，将排除西北侧龙门山后大于等于495 m的地区划为山体，其余地区为平原。分别计算各区域平均2米温度随时间的变化（图9）。山体地区海拔较高，午后2米温度略低于平原地区；而在凌晨和夜间，山体地区2米温度高于平原，这在图8a和图9中都有所体现。过去研究发现，四川盆地地区由于其地理位置和独特的地形条件，常出现静小风和逆温现象。李培荣和向卫国（2018）选取四川盆地内温江（成都）、宜宾、达州、沙坪坝（重庆）四个观测站2015年1月至2017年4月的探空资料，发现四站中成都冬季贴地逆温和多层逆温的出现频次最多。逆温阻碍了地面污染物的向上扩散，同时静小风也使污染物不易在水平方向上传播，而污染物反过来也使逆温情况进一步加强和维持（Zhong et al., 2018）。从12月7日温江站探空观测的温度廓线中，可以发现当日贴地逆温和多层

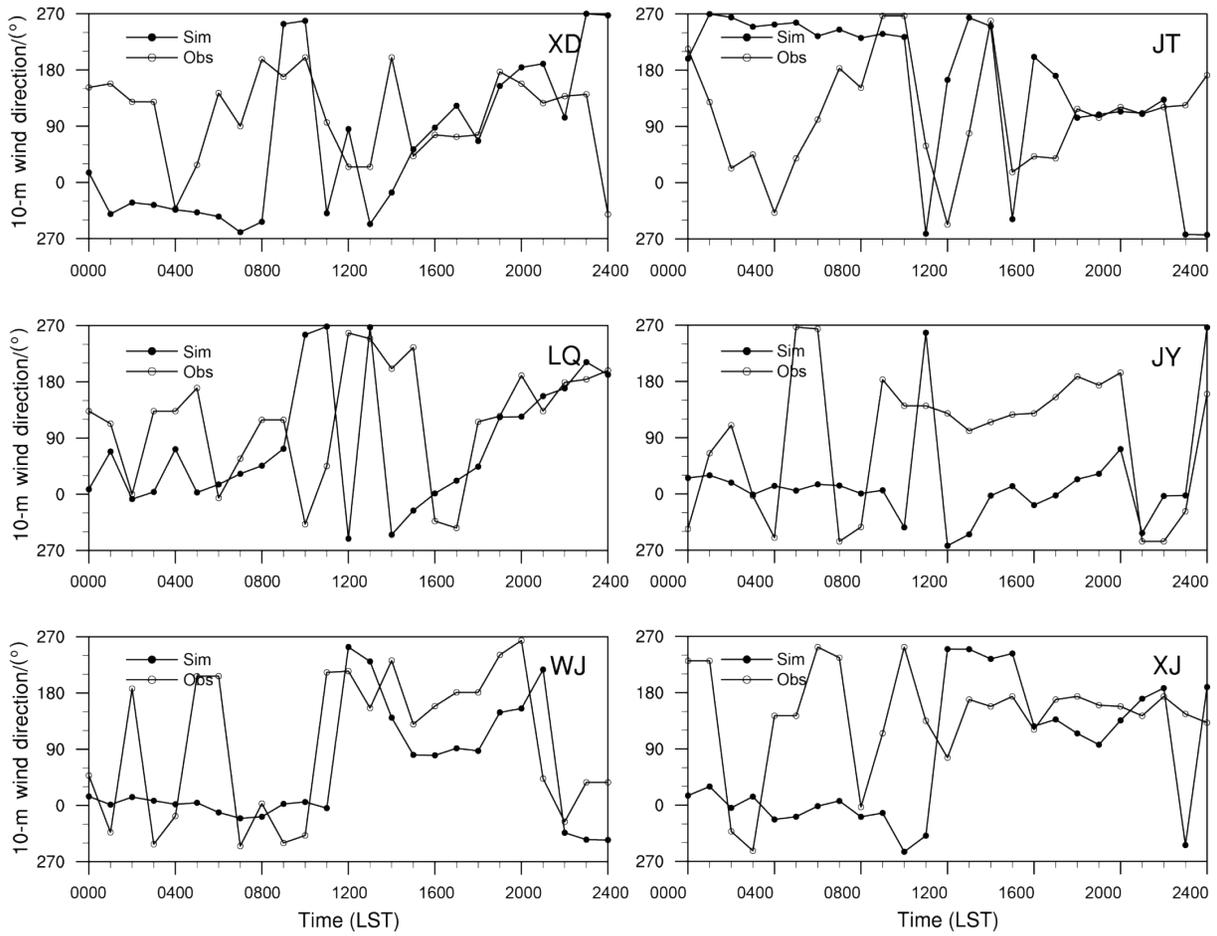


图6 同图4, 但为10 m (高度) 风向 [单位: (°)] 对比  
 Fig. 6 Same as Fig. 4, but for 10-m (height) wind directions [units: (°)]

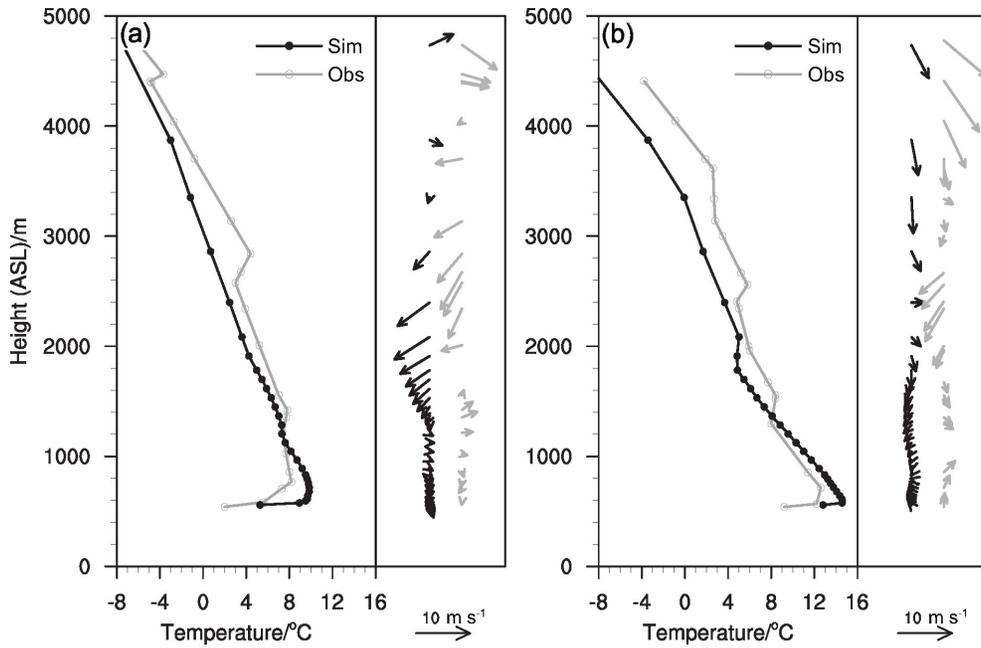


图7 2016年12月7日温江站(WJ)探空观测与垂直方向上模拟的温度(单位: °C)、风场(单位: m s<sup>-1</sup>)的对比: (a) 08:00; (b) 20:00  
 Fig. 7 Comparisons between vertical profiles of observed and simulated vertical temperature (units: °C) and wind fields(units: m s<sup>-1</sup>) at Wenjiang weather station (WJ) on 7 December, 2016: (a) 0800 LST; (b) 2000 LST

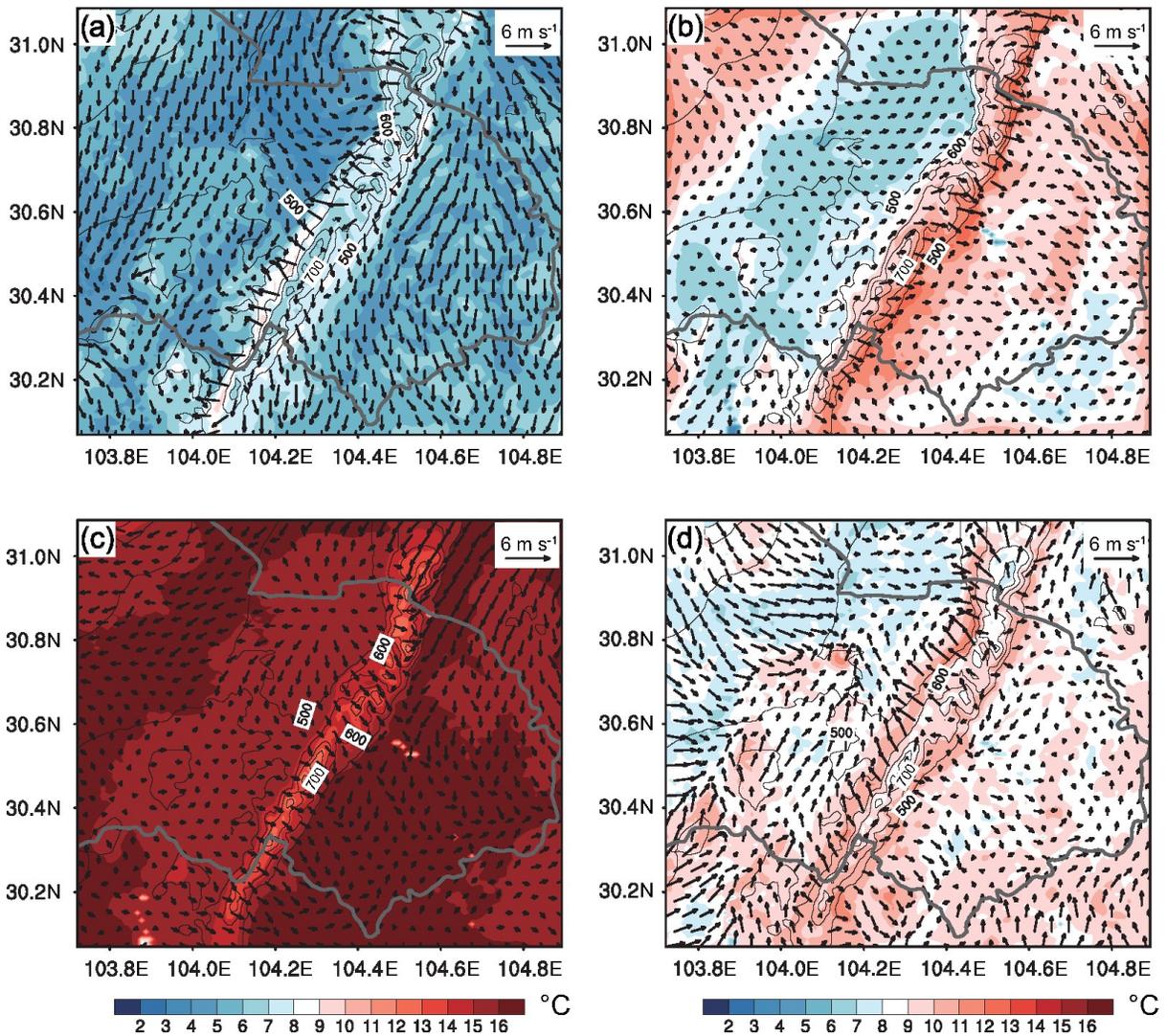


图8 2016年12月7日模拟的10 m（高度）风场（箭头，单位： $\text{m s}^{-1}$ ）、2米温度（阴影，单位： $^{\circ}\text{C}$ ）：(a) 03:00；(b) 10:00；(c) 15:00；(d) 22:00。等值线为地形高度（单位：m）

Fig. 8 Simulated 10-m (height) wind field (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), 2-m temperature (shaded, units:  $^{\circ}\text{C}$ ) on 7 December, 2016: (a) 0300 LST; (b) 1000 LST; (c) 1500 LST; (d) 2200 LST. Contour lines represent terrain height (units: m)

逆温的存在。从凌晨和夜间气温的纬向剖面图（图略）中，也可以清楚地看到平原地区尤其是龙泉山西侧成都平原，近地层100~200 m（AGL, Above Ground Level，下同）以内存在强烈的贴地逆温，尤其是日出前的凌晨时段，逆温强度可达约 $3^{\circ}\text{C}(100\text{ m})^{-1}$ 。从龙泉山山脚到山腰，由于逆温层的存在，温度逐渐升高；龙泉山山顶处于贴地逆温层以上，因此温度又略有降低，这与图8a中2米气温的水平分布是一致的。

图8中10米风场的水平辐合辐散必然导致垂直速度的变化。从第1模式层（约28 m，AGL）的垂直速度分布来看（图10），龙泉山山体处的垂直速

度具有明显的日变化，其在山体南北方向的特征也存在显著差异。凌晨山体上空为显著的下沉气流，山体中南段西坡下沉气流较东坡更为明显，这与水平10米风场中西坡更强的辐散气流相对应。06:00后山体上方的下沉气流强度开始减弱。日出后，东坡下沉气流开始加强。11:00~12:00，西坡开始出现上升气流，同时东坡下坡气流的存在使龙泉山东坡在接近正午时出现强烈的越山下坡气流，这种越山下坡气流在中南段更为显著。午后太阳辐射在13:00达到最强，垂直速度在山体南北方向的差异性凸显：北段（ $30.75^{\circ}\text{N}$ 以北）原山体上空的下降气流逐渐被上升气流替代；此时南段（ $30.55^{\circ}\text{N}$ 以

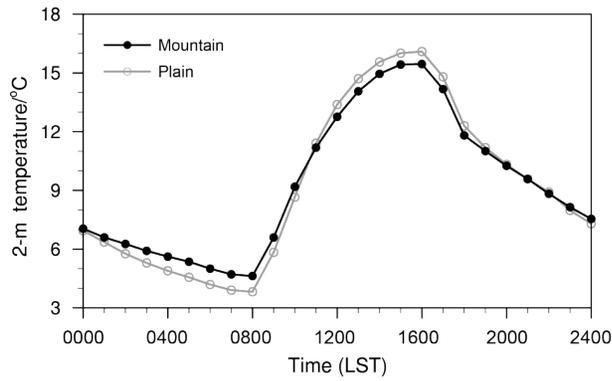


图9 2016年12月7日控制试验中D4区域山体(不含龙门山)、平原地区的区域平均2米温度(单位: °C)随时间的演变

Fig. 9 Evolutions of D4 area-averaged 2-m temperature with time (units: °C) for mountain (excluding Longmen mountain) and plain areas, respectively, on 7 December, 2016

南) 东坡还存在较弱的下沉气流, 说明南段在下午平原风发展的强度远不及北段; 中段(30.55°N~30.75°N) 垂直运动则较弱。17:00后, 地面快速冷却, 上升气流逐渐消失, 转变为下沉气流并迅速加强, 山地风、下坡风再次发展, 垂直速度分布与凌晨相似(图略)。需要注意的是, 文中山地风、平原风为山地和平原之间的热力差异引起的, 与山谷风形成机理类似; 而下坡风、越山下坡风形成机理与山地—平原风不同, 当西坡出现上升气流后, 越山气流的形成使下坡风发展成为越山下坡风, 其成因将在后文具体讨论。凌晨和夜间主要为山地风和越山下坡风的耦合, 而上午则仅为越山下坡风。

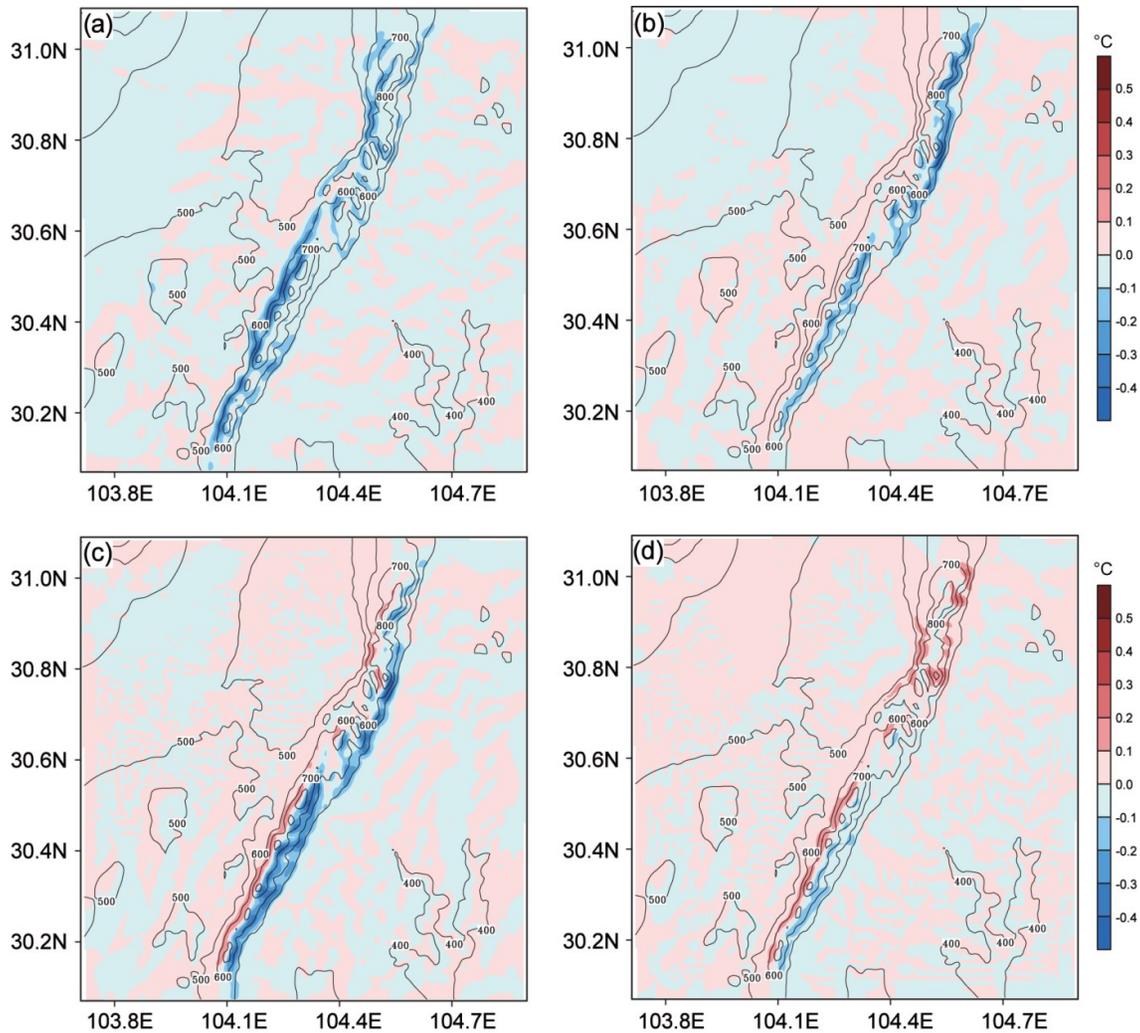


图10 2016年12月7日模拟的第1模式层垂直速度 $w$ (阴影, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ): (a) 03:00; (b) 10:00; (c) 12:00; (d) 15:00。等值线为地形高度(单位: m)

Fig. 10 Simulated vertical wind speeds  $w$  (shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at the first eta level: (a) 0300 LST; (b) 1000 LST; (c) 1200 LST; (d) 1500 LST on 7 December, 2016. Contours represent terrain height (units: m)

以 30.9°N、30.7°N、30.4°N 三个纬度分别代表龙泉山北、中、南段，对各纬度近地面水平风场随着时间的变化进行分析，图 11 可以清晰地看到龙泉山地区水平风场变化的四个阶段：日出前的山地风和下坡风阶段、日出后越山下坡风阶段、午后平原风阶段以及日落前开始并在夜间发展的山地风和

下坡风阶段。山体北段（图 11a）高且宽，此处激发出的热力环流更加强盛，其转换阶段也更加快速、清晰。上午 10:00 前山体两侧一直呈现辐散气流，但在东西坡强度上有所差异：凌晨 05:00 前，西坡由于下坡风的存在，东风强度更强，随后东坡下坡风逐渐发展；10:00~12:00 山体上空统一为西

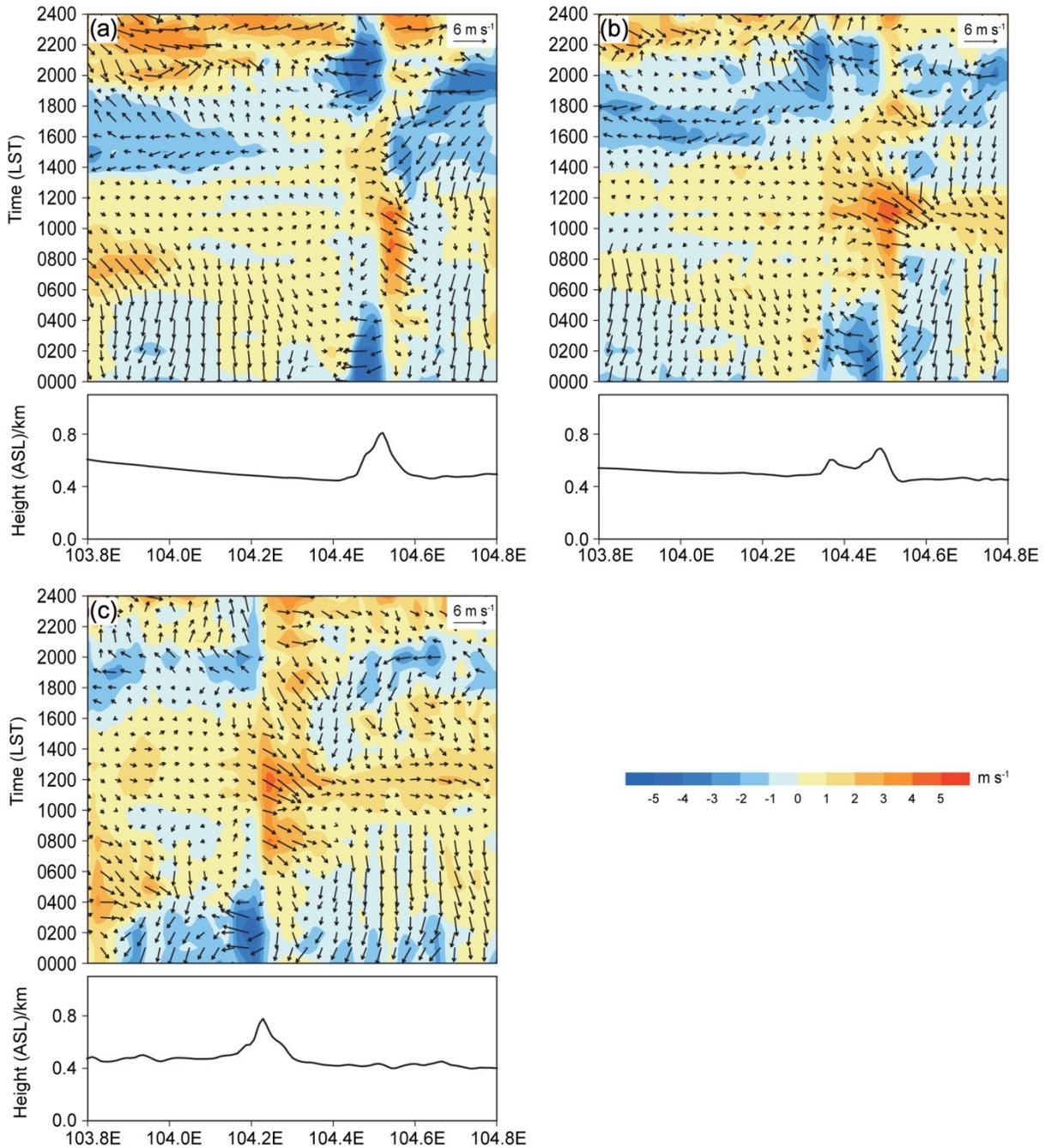


图 11 2016 年 12 月 7 日模拟的沿 (a) 30.9°N、(b) 30.7°N、(c) 30.4°N 纬向风分量  $u$  (阴影, 单位:  $m s^{-1}$ )、10 m (高度) 风场 (箭头, 单位:  $m s^{-1}$ ) 随着时间的演变和地形高度 (Above Sea Level, 简称 ASL, 单位: km)

Fig. 11 Time-longitude cross sections of simulated zonal wind  $u$  (shaded, units:  $m s^{-1}$ ) and 10-m (height) wind field (vectors, units:  $m s^{-1}$ ) on 7 December, 2016, and zonal distribution of terrain height (ASL, units: km) along (a) 30.9°N, (b) 30.7°N, (c) 30.4°N

风,即为越山下坡风盛行阶段;12:00~17:00 东坡转为偏东风,偏东风首先出现在山体东侧的位置,随着平原风的发展,东风逐渐向西移至山顶,北段山体两侧出现明显辐合,且强度最大、持续时间最长;18:00 后重新转为山地风和西坡的下坡风。山体中段(图 11b)较矮,且山上还存在小型山谷和水体,这使凌晨和夜间西侧的下坡风出现了两个大值中心;由于地形不够突出,午后平原风难以发展到足够抵抗越山下坡风的强度,因此越山下坡风的持续时间较长(09:00~13:00),且范围、强度均较大;平原风持续时间最短(13:00~16:00),且转换时段风向较为凌乱,各阶段分界不清晰。南段(图 11c)山体较高但窄,上午越山下坡风发展最盛,表现在影响时间最长、影响范围最广;午后平原风、夜间山地风和下坡风发展最弱,强度均小于中段和北段。

为进一步分析北、中、南段越山下坡风、平原

风环流结构及演变的异同,对三个代表纬度上风 and 位温的垂直剖面场进行讨论。山体北段,凌晨 01:00(图 12a, 13a),近地面层等位温线密集,大气层结稳定;西坡等位温线下凹,温度较高,东西坡之间的水平温度差异使东坡较冷的气流流向西坡并沿坡下沉;此外,凌晨时低层背景风为偏东风,由于动力作用,背景风越山后在背风坡下沉,也可导致等位温线下凹(Grubišić et al., 2008),但山体东西跨度小且高度较矮,因此仅形成了半个波长的明显背风波,本文主要讨论热力作用形成的越山下坡气流,因此对于动力作用不进行过多分析。日出后,东坡空气首先开始加热,等位温线呈东高西低分布。10:00 东坡气温升高显著,等位温线下凹;西坡仍保持稳定层结且温度较低,东坡越山下坡气流开始形成;11:00(图 12b, 13b),阴阳坡之间的热力差异达到最强,越山下坡气流在坡底辐合上升,对应边界层高度也有所抬升,一定高度后受背

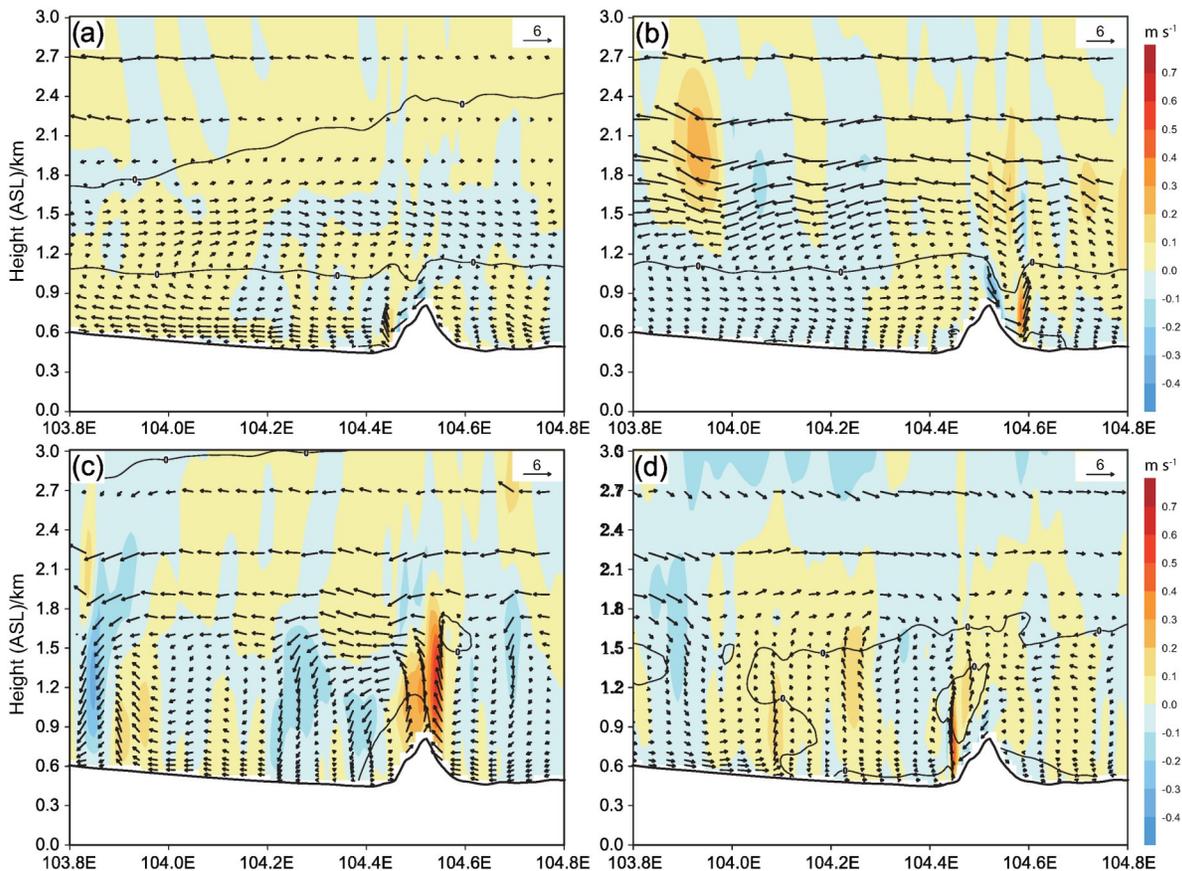


图 12 2016 年 12 月 7 日沿  $30.9^{\circ}\text{N}$  的纬向风分量  $u$  (等值线, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、垂直速度  $w$  (阴影, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、风场 ( $u, w \times 20$ ) (箭头,  $u$  和  $w$  的单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 的垂直剖面: (a) 01:00; (b) 11:00; (c) 15:00; (d) 22:00。白色空白部分表示沿  $30.9^{\circ}\text{N}$  的地形高度

Fig. 12 Vertical cross sections of zonal wind speed  $u$  (contours, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), vertical wind speed  $w$  (shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), and wind field ( $u, w \times 20$ ) (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) along  $30.9^{\circ}\text{N}$  on 7 December, 2016: (a) 0100 LST; (b) 1100 LST; (c) 1500 LST; (d) 2200 LST. White parts represent terrain height along  $30.9^{\circ}\text{N}$

景观强迫回流, 形成了上午的越山下坡风环流。午后, 由于西侧平原稳定层结的维持, 加热速率较慢, 同时上午东坡越山下坡气流将较热空气向西侧平原输送, 因此西侧平原温度仍略低于东侧。北段山顶和两侧平原之间水平位温梯度相较于南、中段(图 14)更大, 有利于平原风环流的发展。15:00(图 12c, 13c), 平原风环流达到最强, 水平方向范围可达约 37 km, 为山体宽度的 3~4 倍; 由于山体东部边界层高度更高, 层结稳定性更低, 因此北段山体东坡平原风环流更强, 环流高度可达 1.2 km, 而西坡仅为 0.7 km; 东西坡平原风在山顶汇合成为一支强烈的上升气流, 速度可达  $0.61 \text{ m s}^{-1}$ ; 此时边界层高度达到最高, 山体处由于地形的抬升, 平均边界层高度高于平原地区 100~150 m, 此后山体处边界层高度迅速降低。日落后, 边界层高度再次恢复到仅为 10 m 左右, 东坡较早开始冷却, 因此西坡温度仍保持稍高于东坡的状态。22:

00(图 12d, 13d), 西坡等位温线下凹, 下坡风重新生成, 山地风和下坡风环流的发展相较于凌晨少了稳定层结的限制, 其范围较大, 强度强于凌晨。过去关于山谷风环流的研究主要集中在山谷地形之中, 阴、阳坡的差异主要体现在山风、谷风环流的起止时间和强度上(蒲朝霞和邱崇践, 1991; 李江林等, 2009), 而在龙泉山这样一个东西跨度较小, 且平均坡度仅为约  $5^\circ$  的平缓山脉上, 阴阳坡之间的热力差异则会引发热力性越山气流; 过去研究发现, 平缓地形上山体高度落差小, 下坡风沿山下滑时绝热下沉增温幅度小, 下坡风始终保持较低的温度, 有利于下坡风的不断增强(Skylingstad, 2003; Zhong and Whiteman, 2008)。

龙泉山中段, 凌晨和夜间仅在个别时段山体两侧存在辐散气流, 其它时段均被背景气流所掩盖。西坡下坡风在山体上方表现为随地形的波动(图略), 这也对应着图 11b 中凌晨和夜间西坡东风的

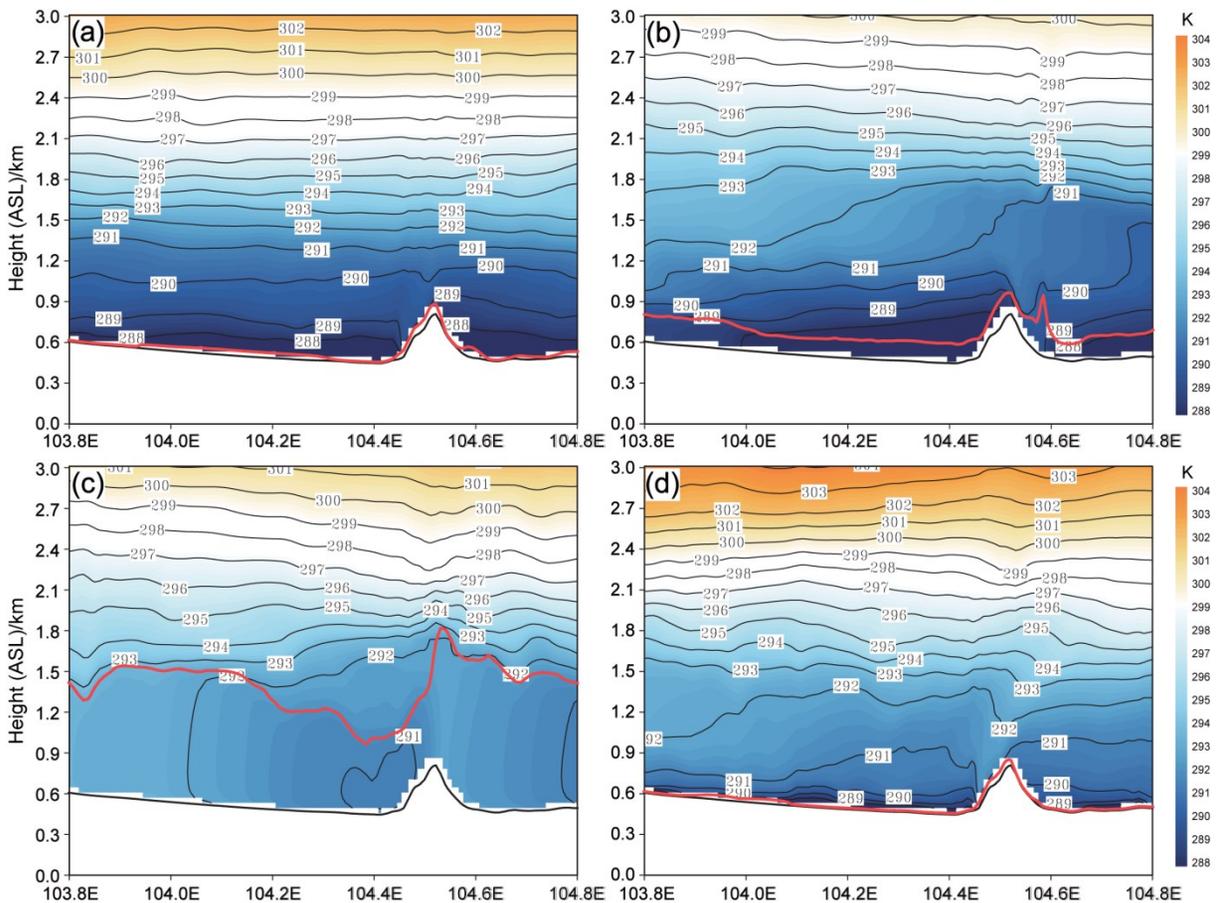


图 13 2016 年 12 月 7 日沿  $30.9^\circ\text{N}$  的位温(阴影, 等值线, 单位: K)和边界层高度(ASL, 红色实线, 单位: km)的垂直剖面: (a) 01:00; (b) 11:00; (c) 15:00; (d) 22:00。白色空白部分表示沿  $30.9^\circ\text{N}$  的地形高度

Fig. 13 Vertical cross sections of potential temperature (shaded, contours, units: K) and planetary boundary layer height (ASL, red solid line, units: km) along  $30.9^\circ\text{N}$  on 7 December, 2016: (a) 0100 LST; (b) 1100 LST; (c) 1500 LST; (d) 2200 LST. White parts represent terrain height along  $30.9^\circ\text{N}$

两个大值区。15:00 山体与平原之间位温的水平梯度较小，难以激发出平原风环流。此外，龙泉山中段小型山谷会激发小尺度环流（图 14a），使该段山体处局地环流变得更为复杂，难以辨析。由于山体对西侧平原的遮蔽作用小，区域加热均匀，且该纬度西部平原上为城市下垫面，城市热岛的存在使西侧等位温线、边界层高度抬高，东西等位温线、边界层高度一致（图 14c）。

龙泉山南段，从 30.4°N 的垂直剖面图上来看，凌晨西坡下坡风强度稍强于北段，02:00 最强，随后快速减弱并消失。上午越山下坡风环流较为明显，强度、范围都大于北段（图略）。午后，等位温线、边界层高度存在明显东高西低分布，平均边界层高度高于北段。由于山体窄，山体下垫面对山空气冷却、加热能力较弱，山体与平原之间水平

位温梯度小，仅在 15:00 山体西坡出现完整但强度极弱、范围小的环流（图 14b）。而东侧，边界层发展充分，湍流的伸展高度与边界层高度吻合，湍流活动较强掩盖了平原风环流。夜间，等位温线较为平直，无明显山地风和下坡风环流，仅在山坡两侧出现下沉和辐散气流，未能激发出上升补偿流和高空回流（图略）。值得注意的是，垂直剖面只展现了某一特定纬度上的风场结构，环流可能不明显，但从水平风场、垂直速度的水平分布来看，可以肯定较弱环流的存在。

图 15 为由下至上第 14 模式层上的水平风场。凌晨龙泉山两侧上空存在与 10 米风场相反的辐合气流，说明此高度约为山地风回流所在高度。上午，D4 区域上空从北部开始由西北风逐渐转向东北风。东北风沿山体伸展出现狭长东北—西南分布

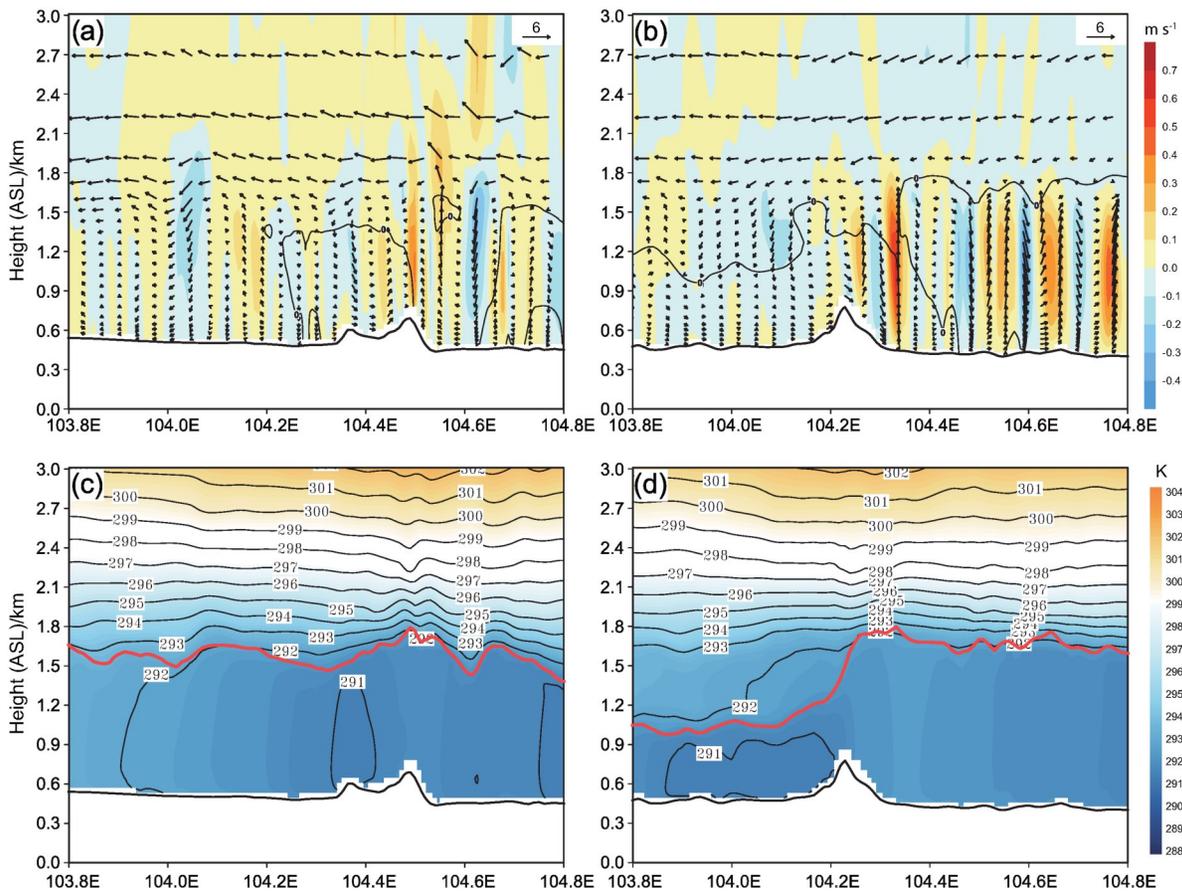


图 14 2016 年 12 月 7 日沿 (a、c) 30.7°N 和 (b、d) 30.4°N 的 15:00 (a、b) 纬向风分量  $u$  (等值线, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、垂直速度  $w$  (阴影,  $u$  和  $w$  的单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、风场 ( $u, w \times 20$ ) (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ,  $w$  扩大 20 倍) 的垂直剖面, (c、d) 位温 (阴影, 等值线, 单位: K) 和边界层高度 (ASL, 红色实线, 单位: km) 的垂直剖面。白色空白部分表示沿 30.9°N 的地形高度

Fig. 14 Vertical cross sections of (a, b) zonal wind speed (contours, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), vertical wind speed (shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), wind field ( $u, w \times 20$ ) (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), (c, d) potential temperature (shaded, contours, units: K), planetary boundary layer height (red solid line, units: km ASL) along (a, c) 30.7°N and (b, d) 30.4°N at 1500 LST on 7 December, 2016. White parts represent terrain height along 30.9°N

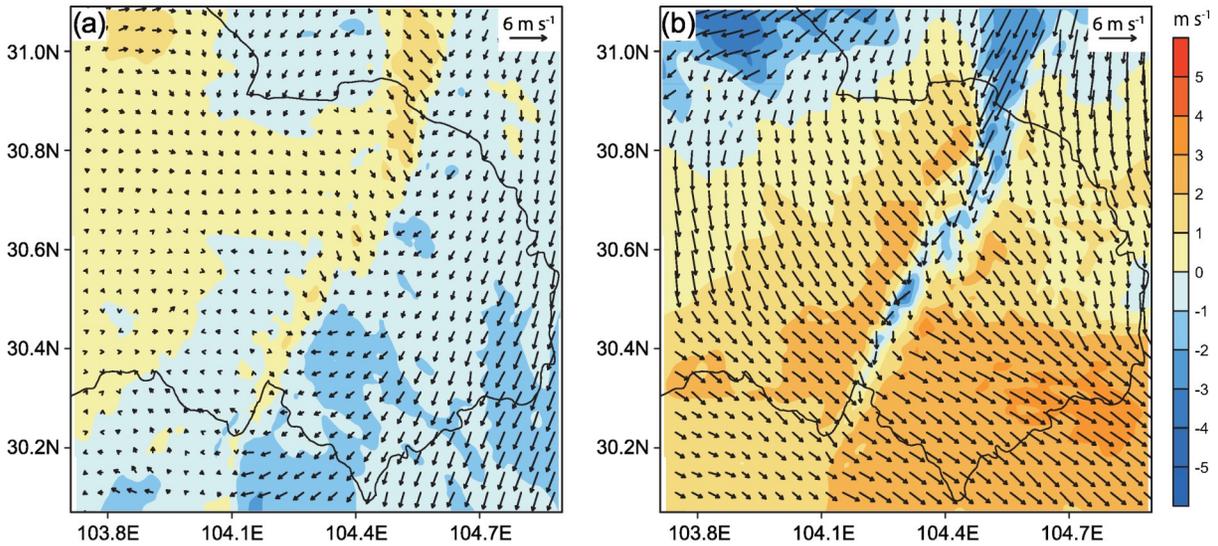


图15 2016年12月7日模式第14层(约820 m, Above Ground Level, 简称AGL)的纬向风分量 $u$ (向东为正, 向西为负)(阴影, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )和水平风场(箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ): (a) 03:00; (b) 11:00

Fig. 15 Zonal wind speed  $u$  (shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ , positive values are towards east and negative values are towards west) and horizontal wind field (vectors, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at the 14th eta level (about 820 m, AGL) on 7 December, 2016: (a) 0300 LST; (b) 1100 LST

的气流带, 其成因一方面可能是山体的动力阻挡, 另一方面是越山下坡风回流使沿山出现显著的偏北气流。下午边界层抬高, 平原风环流开始发展, 最大伸展高度超过第14模式层高度, 但由于高处背景气流的掩盖, 平原风回流不明显(图略)。日落, 地面逐渐冷却, 边界层降低, 等位温线重新逐渐变得密集, 直至次日凌晨, 第14模式层上山地风回流才重新显现。

#### 4.2.2 地表辐射与能量平衡

山地地形的遮蔽、坡向、坡度、山体对长短波辐射的反射以及地形云对辐射的影响, 都使山地地形上地表辐射分布与能量平衡过程更为复杂(Oliphant et al., 2003)。本文通过讨论地表辐射通量和热通量变化, 分析龙泉山越山下坡风和山地—平原风形成的可能机制。由于选取个例为冬季重污染天气, 地面接收太阳辐射的时间较短, 仅在08:00~18:00受到太阳的照射, D4区域平均向下短波辐射通量最大值仅为 $496.9 \text{ W m}^{-2}$ 。当日D4区域内太阳短波辐射在13:00达到最大值(图16a), 而地表对太阳辐射的加热有一定的响应时间, 因此向上长波辐射14:00达到最大值, 同时大气对地表长波辐射加热也存在响应时间, 因此2米温度在16:00达到最大(图9)。图16b中, 白天山体平均接受的太阳辐射多于平原, 因此在反照率差异较小的情况下, 山体处向上短波通量也大于平原; 由于平原下

垫面类型较为复杂, 受植被、城市冠层以及山体侧壁的反射或漫射, 平原逆辐射大于山体(Hoch et al., 2011); 地表向上长波辐射与地表温度直接相关, 因此山体向上长波辐射通量小于平原。总体来看, 龙泉山山体较平缓, 且山体与平原下垫面类型无明显差异, 因此龙泉山山体与两侧平原之间的净辐射差异较小, 最大差值仅为 $4 \text{ W m}^{-2}$ 。

地表接受的净辐射部分以土地热通量(模式输出的土地热通量为正表示土地储存热量, 为负表示土地将热量传递给大气)的方式保存在土地中, 另一部分以感热、潜热的方式与大气进行能量交换, 由于成都位于内陆, 地表更多以感热的方式加热大气, 潜热通量占比较少且山体与平原间差异较小(图16d)。图16d中可以看到, 白天山体的潜热和土地热通量小于平原, 而感热通量大于平原, 这是造成山体与平原之间位温的水平梯度的主要原因, 从而保证了平原风环流的产生和维持。

当日太阳直射点在研究区域以南的位置, 从向下短波辐射通量的水平分布来看, 在考虑地形辐射效应参数化后, 上午东坡能够接收更多太阳辐射(图17a); 中段由于山体低矮, 东坡辐射通量较南、北段小, 太阳辐射更易抵达西侧平原。由于龙泉山山体为东北—西南向, 下午龙泉山西南坡为阳坡(图17b), 南段山体在一天之内可接收到太阳辐射的时间更长, 午后接受的太阳短波辐射也更

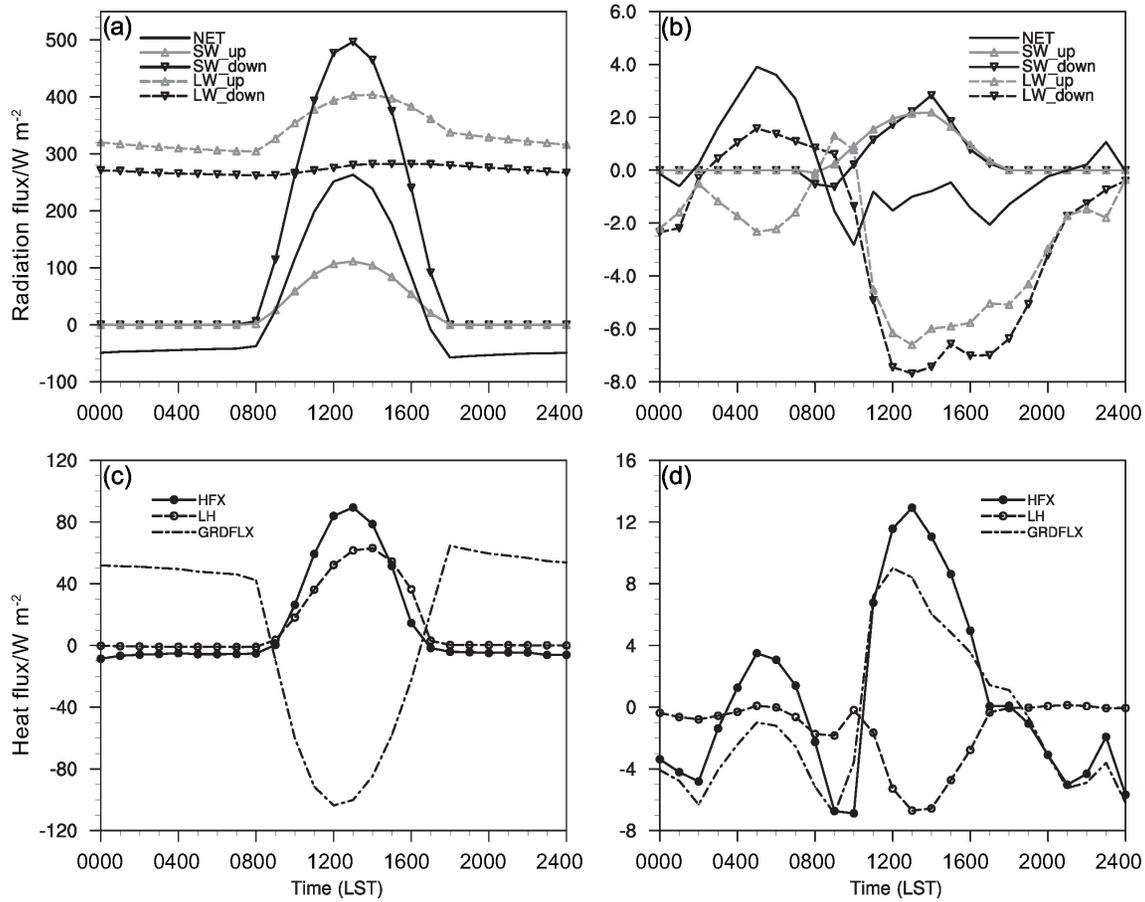


图 16 (a) 2016年12月7日D4区域平均净辐射 (NET)、向上短波辐射 (SW<sub>up</sub>)、向下短波辐射 (SW<sub>down</sub>)、向上长波辐射 (LW<sub>up</sub>) 和向下长波辐射 (LW<sub>down</sub>) 通量; (b) 山体与平原各辐射通量的差异 (山体-平原, 单位:  $\text{W m}^{-2}$ ); (c) D4区域平均感热 (HFX)、潜热 (LH) 和土地热通量 (GRDFLX); (d) 山体与平原各热通量的差异 (山体-平原, 单位:  $\text{W m}^{-2}$ )

Fig. 16 (a) D4 area-averaged net radiation (NET), upward shortwave radiation (SW<sub>up</sub>), downward shortwave radiation (SW<sub>down</sub>), upward longwave radiation (LW<sub>up</sub>), and downward longwave radiation (LW<sub>down</sub>) fluxes (units:  $\text{W m}^{-2}$ ); (b) radiation flux differences between mountain and plain (mountain minus plain, units:  $\text{W m}^{-2}$ ); (c) D4 area-averaged sensible heat flux (HFX), latent heat flux (LH) and ground heat flux (GRDFLX) (units:  $\text{W m}^{-2}$ ); (d) heat flux differences between mountain and plain (mountain minus plain, units:  $\text{W m}^{-2}$ ) on 7 December, 2016

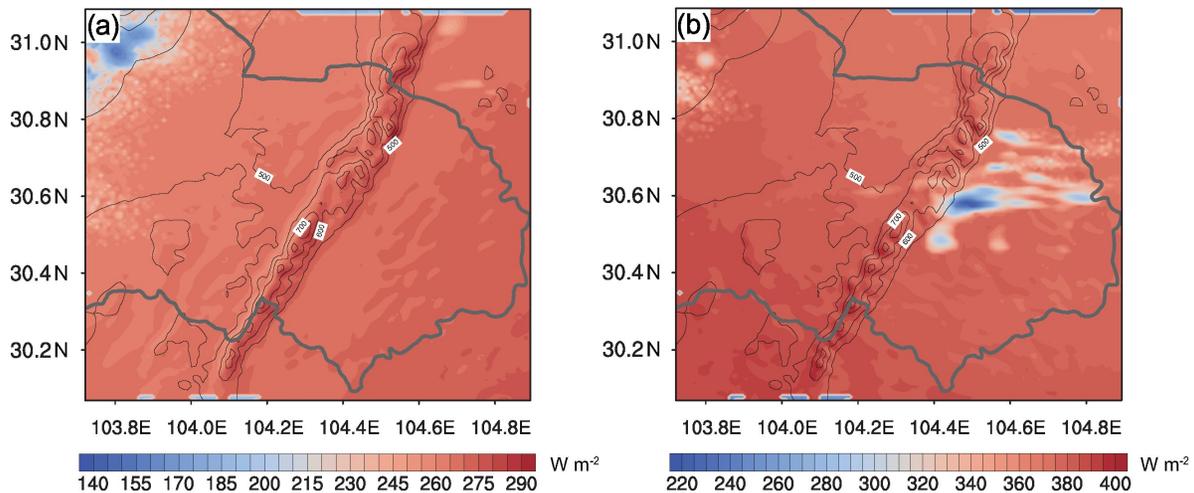


图 17 2016年12月7日向下短波辐射通量 (阴影, 单位:  $\text{W m}^{-2}$ ): (a) 10:00; (b) 15:00。等值线为地形高度 (单位: m)

Fig. 17 Downward shortwave radiation flux (shaded, units:  $\text{W m}^{-2}$ ) on 7 December, 2016: (a) 1000 LST; (b) 1500 LST. Contours represent terrain height (units: m)

多, 但南段山体较窄, 因此南段平原风环流较弱且易被湍流运动掩盖。中段东侧平原存在向下短波辐射通量的异常低值区, 结合前后两个时次的结果可知, 为由北向南沿山体移动且逐渐消散的云团所致, 该云团主要影响了龙泉山中段山体, 这也是该段未能激发出明显的平原风环流的原因之一。北段山体的西南坡在午后能够拦截更多的太阳辐射, 北段山体感热通量显著高于两侧平原 (图略), 因此在北段由热力差异引起的平原风环流更为强盛。

### 4.3 气溶胶光学厚度的影响

经前文对污染个例模拟的分析发现, 冬季污染条件下, 龙泉山西侧成都平原在日出后加热速率慢于东侧平原, 且由于两侧山体的影响, 夜间形成的稳定层结不易消散, 导致成都平原边界层发展较低, 平原风环流较弱。敏感性试验将 AOD 减小后, 从总体特征来看, 凌晨和夜间 D4 区域平均的边界层高度变化不大, 仍仅为 10 m 左右; 白天, 边界层高度相较于控制试验 (AOD\_1.0 试验) 最大可高出 250 m 左右 (图 18)。AOD\_1.0 试验中, 16:00~17:00 边界层高度迅速降低, 同时平原风环流迅速减弱; 而 AOD\_0.2 试验中, 17:00 边界层高度依然较高, 边界层高度在 17:00~18:00 时降低迅速。从边界层高度的水平分布来看, AOD\_1.0 试验上午 11:00 (图 19a), 边界层高度仍较低, 龙泉山东坡由于强烈的越山下坡风环流的发展, 在越山下坡风的上升支位置, 出现了一条沿山分布的边界层高度高值带 (Miao et al., 2015), 这与前文位温剖面图中的结论是一致的 (图 13b)。同时刻 AOD\_0.2

试验中 (图 19c), D4 区域整体边界层高度稍有增大, 龙泉山东坡边界层抬升的更为明显 (图 19e)。AOD\_1.0 试验午后 15:00 (图 19b), 整体区域平均边界层发展达到最高, 龙泉山东侧平原边界层发展更为旺盛, 而成都平原大部分地区边界层高度仍在 1000 m 以下, 龙泉山中段西侧也即成都市区的位置, 由于太阳辐射的加热以及城市热岛的发展, 边界层高度较高。同时刻 AOD\_0.2 试验中 (图 19d), 成都平原南、北部边界层高度升高了 600 m 以上, 该增量远远超出该时刻 D4 区域的平均值 (图 19f), 边界层高度抬升后的成都平原与东侧平原基本一致, 此时山体由于白天温度较低, 边界层高度反而不及平原地区 (Serafin and Zardi, 2011)。由此可见, 气溶胶污染通过削弱辐射强度, 可显著影响边界层高度 (王昕然等, 2018); 气溶胶减少后, 白天边界层高度明显抬升, 傍晚边界层高度降低时间滞后; 气溶胶污染对西侧成都平原边界层高度的降低能力更显著。

从辐射与能量平衡的角度来看, AOD 减少后, 白天地面接受的太阳短波辐射通量最大增加了  $111.3 \text{ W m}^{-2}$ , 净辐射通量最大增加了  $73.6 \text{ W m}^{-2}$ , 其它辐射通量也都随之有不同程度的增加。净辐射量的增加使白天 D4 区域平均 2 米温度升高约  $0.8^\circ\text{C}$ 。AOD 减少也使夜间大气的保温作用减弱, 因此夜间增温幅度较小 (邓涛等, 2010)。D4 区域平均感热、潜热、土地热通量都有所增加, 其中感热通量的增幅最大, 午后 14:00 增加了  $42.5 \text{ W m}^{-2}$ , 而同时刻潜热通量和土地热通量增量则分别只有  $20.6 \text{ W m}^{-2}$  和  $19.2 \text{ W m}^{-2}$ 。各热通量在山体与平原之间的差异也有所增大, 其中感热通量差异的增大有利于环流的发展。

边界层高度的变化以及辐射、热通量的变化必然引起局地环流的变化。AOD 减小后, 局地环流变化主要体现在上午的越山下坡风环流和午后的平原风环流上, 这是因为相较于夜间, AOD 对白天太阳短波辐射的直接作用更加显著。对比图 12b, 13b 与图 20a、b 可以看到, 上午东坡越山下坡风环流显著增强, 环流伸展高度增加, 平原上升补偿气流明显加强, 这也导致了上文中 AOD\_0.2 试验 11:00 东坡与平原交接处边界层抬升的现象。午后中、南段由于山体自身激发平原风环流的能力差, 且地面受太阳辐射加热更强, 两侧平原在午后都出现强烈湍流 (图 20c、d), 山地—平原风环流更加不明

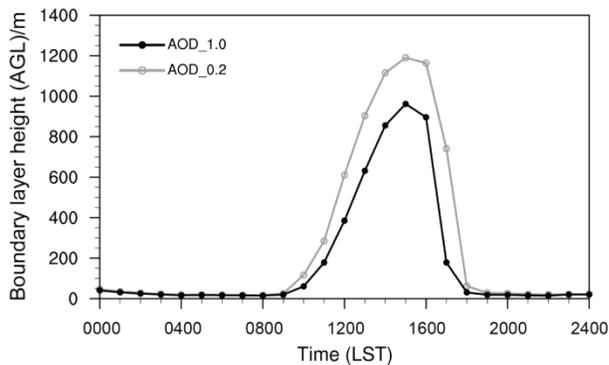


图 18 2016 年 12 月 7 日控制试验 (AOD\_1.0) 和敏感性试验 (AOD\_0.2) 中的 D4 区域平均边界层高度 (AGL, 单位: m) 随时间的演变

Fig. 18 Evolutions of D4 area-averaged planetary boundary layer height (AGL, units: m) with time in the control (AOD\_1.0) and sensitivity (AOD\_0.2) experiments on 7 December, 2016

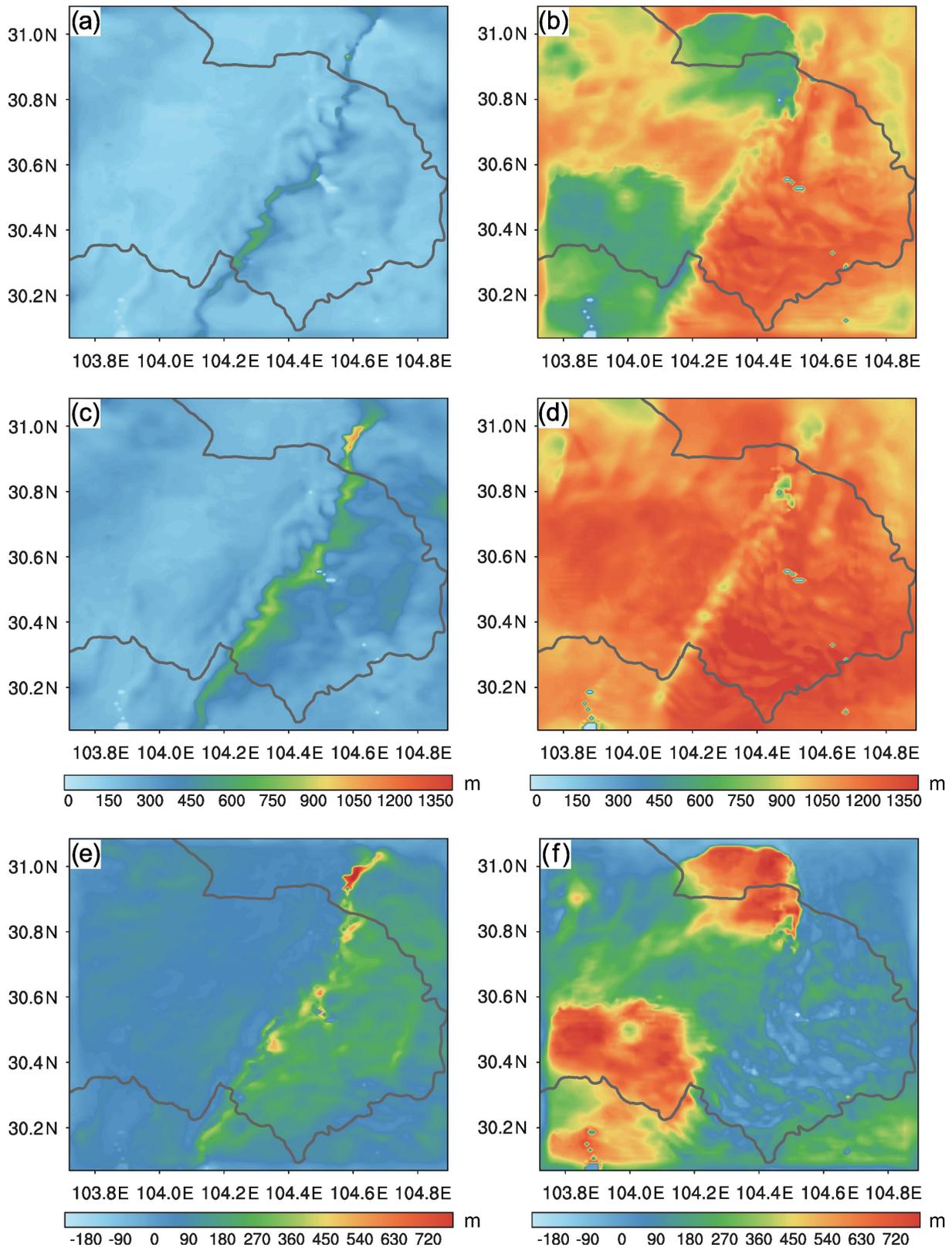


图19 2016年12月7日 (a, b) 控制试验 (AOD\_1.0), (c, d) 敏感性试验 (AOD\_0.2) 的边界层高度 (AGL, 阴影, 单位: m); (e, f) 两组试验边界层高度之差 (AOD\_0.2-AOD\_1.0) (阴影, 单位: m)。 (a, c, e) 11:00; (b, d, f) 15:00

Fig. 19 Planetary boundary layer height (AGL, shaded, units: m) in (a, b) the control experiment (AOD\_1.0) and (c, d) sensitivity experiment (AOD\_0.2); (e, f) planetary boundary layer height difference (shaded, units: m) (AOD\_0.2 minus AOD\_1.0) between the two experiments on 7 December, 2016. (a, c, e) 1100 LST; (b, d, f) 1500 LST

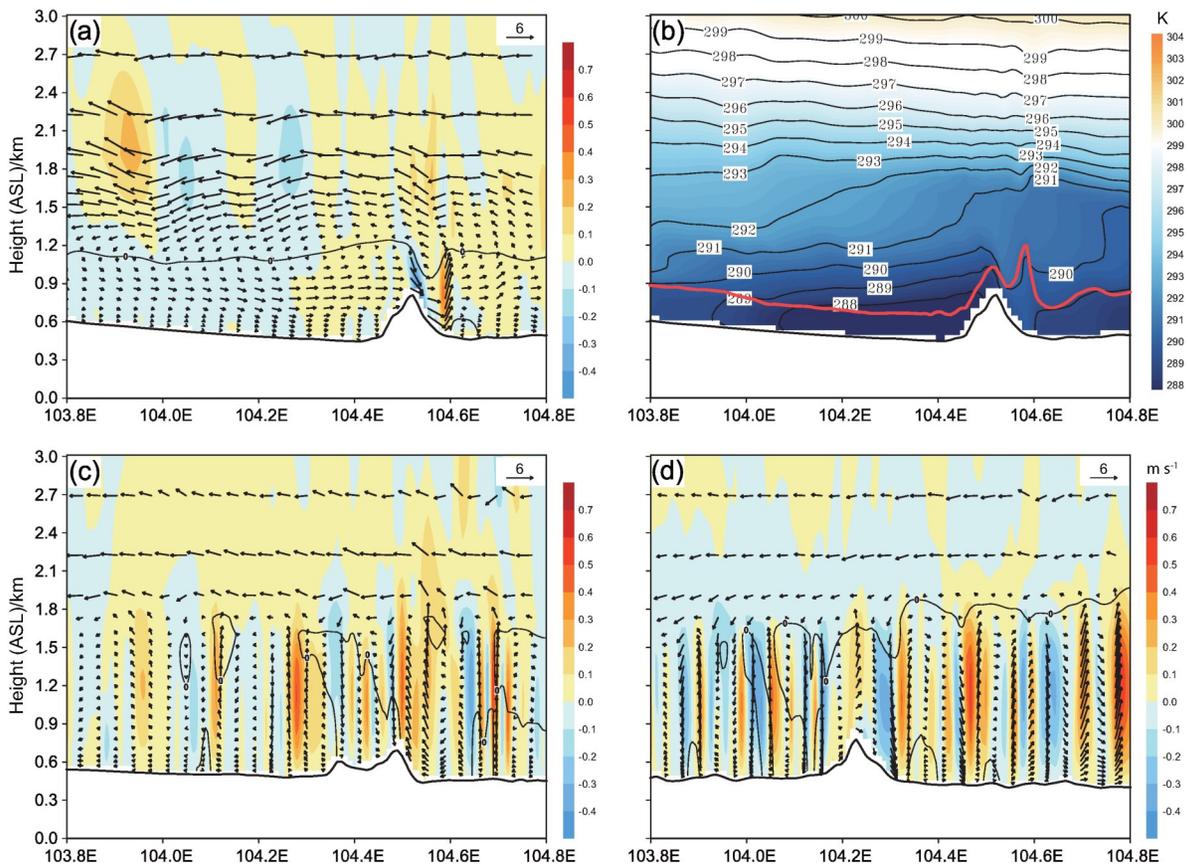


图20 (a) 同图12、(b) 同图13, 但为AOD\_0.2试验中沿30.9°N 11:00的垂直剖面; (c) 同图12, 但为AOD\_0.2试验中沿30.7°N 15:00的垂直剖面; (d) 同图12, 但为AOD\_0.2试验中沿30.4°N 15:00的垂直剖面

Fig. 20 (a) Same as Fig. 12, (b) same as Fig. 13, but along 30.9°N for AOD\_0.2 experiment at 1100 LST; (c) same as Fig. 12, but along 30.7°N for AOD\_0.2 experiment at 1500 LST; (d) same as Fig. 12, but along 30.4°N for AOD\_0.2 experiment at 1500 LST

显。AOD减小后, 北段山体与平原之间的感热通量差异增加, 平原风环流增强, 垂直最大上升速度增至 $0.63 \text{ m s}^{-1}$ , 水平伸展无明显变化, 但垂直方向上东坡升高至1.73 km, 西坡升高至1.52 km。由于边界层降低时间的推迟, 平原风环流持续时间增长: AOD\_0.2试验中14:00, 边界层已充分发展, 东、西部平原边界层高度相当, 而AOD\_1.0试验中的15:00(图13c), 西坡边界层仍未完全发展, 高度显著低于东坡; 16:00, AOD\_1.0试验边界层高度已经显著降低(图21a), 而AOD\_0.2试验中边界层高度仍维持较高的状态(图21b), 平原风环流结构仍十分清晰, 山体上方上升气流可达到的高度仍较高, 但由西侧成都平原流向山体的水平最大速度有所减小, 直接导致了西坡上升气流向山顶的推进距离缩短, 无法与东坡平原风上升支汇合, 从而在山顶出现了两支上升气流。总体来看, 减少气溶胶污染后, 白天边界层抬升更高, 湍流发展更

加旺盛, 上午的越山下坡风环流和午后北段平原风环流都有显著增强。

## 5 总结与讨论

本文利用中尺度数值模式WRF(V3.9)模拟了2016年12月7日污染大气条件下成都东部龙泉山地区的山地—平原风环流特征。此外, 通过改变RRTMG辐射参数化方案中的气溶胶光学厚度参数, 讨论了污染情况的改变对环流的影响及可能机制。

龙泉山地区具有特殊的地理位置及地形分布, 是在大地形(青藏高原、龙门山)背景下的一条南北长、东西极窄的山脉, 因此局地环流易受大型山谷风的影响。东、西坡的辐射和能量平衡具有显著日变化。凌晨、夜间及上午, 在平均坡度仅为 $5^\circ$ 左右的缓坡上, 东西坡之间的热力差异易引起热力学越山下坡风环流。当主导风向为偏东、西风的情

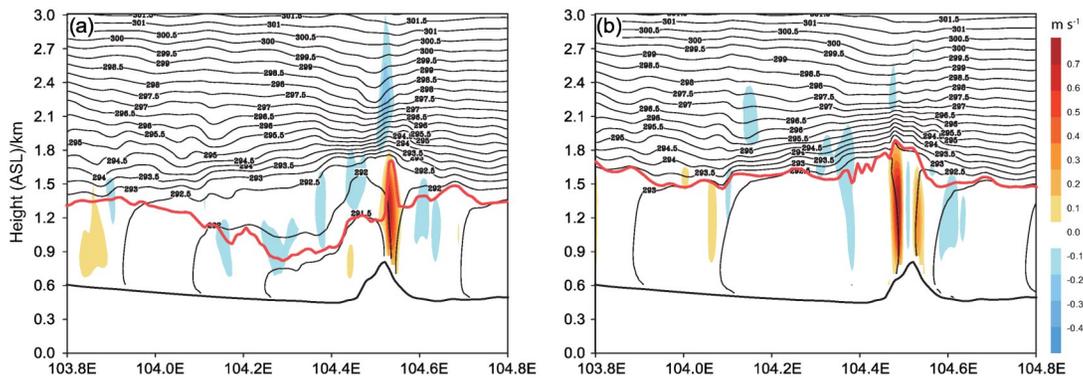


图21 2016年12月7日 (a) AOD\_1.0和 (b) AOD\_0.2试验中沿30.9°N 16:00的垂直风速 $w$  (阴影, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、位温 (等值线, 单位: K) 和边界层高度 (ASL, 红色实线, 单位: km) 的垂直剖面。白色空白部分表示沿30.9°N的地形高度

Fig. 21 Vertical cross sections of vertical wind speed (shaded, units:  $\text{m s}^{-1}$ ), potential temperature (contours, units: K), and planetary boundary layer height (ASL, red solid line, units: km) in (a) AOD\_1.0 and (b) AOD\_0.2 experiments along 30.9°N at 1600 LST on 7 December, 2016. White parts represent terrain height along 30.9°N

况下, 背风坡处由于动力作用也易激发这种越山下坡风。冬季污染大气条件下, 成都平原凌晨和夜间2米温度低于龙泉山山坡温度。冬季太阳辐射弱, 大气层结稳定且不易被破坏, 平原风环流在午后形成, 且持续时间短。各阶段环流在龙泉山北、中、南段有显著区别: 冬季太阳直射点位于D4区域以南, 南段山体较窄, 相比北段山体较矮, 在热力差异相同的条件下, 越山气流更容易形成, 因此南段越山下坡风环流强度稍强于北段, 但同时午后激发山地—平原风环流的能力较差, 易被旺盛的湍流掩盖。中段山体低矮且地形复杂, 东、西坡之间热力差异小导致越山下坡风环流最弱, 西侧成都市区存在城市热岛作用, 山地—平原风环流不明显。北段山体宽高, 山地—平原风的转换过程清晰, 各阶段环流最为明显, 但即使如此, 平原风环流的持续时间也仅为4~5个小时。

敏感性试验减少D4区域的AOD后, 上午越山下坡风环流显著增强, 并在东侧上升补偿气流的位置沿山体出现一条边界层高度高值带; 午后, 太阳辐射显著增强, 山体与平原间地表感热通量的差异增大, 中、南段湍流增强进一步掩盖平原风环流, 北段平原风环流增强, 且由于不稳定边界层维持时间增长, 平原风环流的持续时间也增加。敏感性试验证明了气溶胶污染通过影响大气光学—辐射特性对山地—平原风环流具有减弱作用。

值得一提的是, 贴地逆温和多层逆温是成都乃至四川盆地地区冬季污染天气条件下长时间存在的现象, 这种情况下龙泉山和成都平原的2米气温具

有特殊的日变化特征。简阳站模拟结果与观测之间存在偏差的可能原因还需进一步研究。另外, 本文结论的普适性还需进行更多不同条件下(季节、天气、背景场和污染情况等)的观测与模拟研究来佐证。

## 参考文献 (References)

- 安兴琴, 陈玉春, 吕世华. 2002. 中尺度模式对冬季兰州市低空风场和温度场的数值模拟 [J]. 高原气象, 21(2): 186-192. An Xingqin, Chen Yuchun, Lü Shihua. 2002. Mesoscale simulations of winter low-level wind and temperature fields in Lanzhou City [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 21(2): 186-192. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2002.02.011
- 邓涛, 张镭, 陈敏, 等. 2010. 高云和气溶胶辐射效应对边界层的影响 [J]. 大气科学, 34(5): 979-987. Deng Tao, Zhang Lei, Chen Min, et al. 2010. The influence of high cloud and aerosol radiative effect on boundary layer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(5): 979-987. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.05.12
- 董群, 赵普生, 王迎春, 等. 2017. 北京山谷风环流特征分析及其对PM<sub>2.5</sub>浓度的影响 [J]. 环境科学, 38(6): 2218-2230. Dong Qun, Zhao Pusheng, Wang Yingchun, et al. 2017. Impact of mountain-valley wind circulation on typical cases of air pollution in Beijing [J]. Environmental Science (in Chinese), 38(6): 2218-2230. doi:10.13227/j.hjxx.201609231
- 冯良敏, 陈朝平, 龙柯吉, 等. 2014. 成都地区2012年PM<sub>10</sub>污染过程气象条件分析 [J]. 高原山地气象研究, 34(2): 57-62. Feng Liangmin, Chen Chaoping, Long Keji, et al. 2014. Analysis on meteorological conditions during PM<sub>10</sub> pollution of Chengdu in 2012 [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 34(2): 57-62. doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2014.02.011.
- Gao Y, Zhang M, Liu Z, et al. 2015. Modeling the feedback between aerosol and meteorological variables in the atmospheric boundary

- layer during a severe fog-haze event over the North China plain [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15: 4279–4295. doi: 10.5194/acp-15-4279-2015
- Grubišić V, Doyle J D, Kuettner J, et al. 2008. The terrain-induced rotor experiment: A field campaign overview including observational highlights [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89(10): 1513–1534. doi: 10.1175/2008bams2487.1
- 郭倩, 汪嘉杨, 周子航, 等. 2018. 成都市一次典型空气重污染过程特征及成因分析 [J]. *环境科学学报*, 38(2): 629–639. Guo Qian, Wang Jiayang, Zhou Zihang, et al. 2018. Characteristics and reason analysis of a typical heavy air pollution event in Chengdu [J]. *Acta Scientiae Circumstantiae* (in Chinese), 38(2): 629–639. doi: 10.13671/j.hjkxxb.2017.0341
- 韩芙蓉, 苗峻峰, 王语卉. 2018. 地形辐射效应参数化对海南岛海风环流结构和云水分布模拟的影响 [J]. *热带气象学报*, 34(1): 115–132. Han Furong, Miao Junfeng, Wang Yuhui. 2018. Impact of radiation parameterization of topographic effects on sea breeze circulation and cloud water pattern over the Hainan Island [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 34(1): 115–132. doi: 10.16032/j.issn.1004-4965.2018.01.011
- Hoch S W, Whiteman C D, Mayer B. 2011. A systematic study of longwave radiative heating and cooling within valleys and basins using a three-dimensional radiative transfer model [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50: 2473–2489. doi: 10.1175/JAMC-D-11-083.1
- 胡隐樵, 张强. 1999. 兰州山谷大气污染的物理机制与防治对策 [J]. *中国环境科学*, 19(2): 119–122. Hu Yinqiao, Zhang Qiang. 1999. Atmosphere pollution mechanism along with prevention and cure countermeasure of the Lanzhou hollow basin [J]. *China Environmental Science* (in Chinese), 19(2): 119–122. doi: 10.3321/j.issn:1000-6923.1999.02.006.
- Letcher T W, Minder J R. 2018. The simulated impact of the snow albedo feedback on the large-scale mountain–plain circulation east of the Colorado Rocky Mountains [J]. *J. Atmos. Sci.*, 75(3): 755–774. doi: 10.1175/JAS-D-17-0166.1
- 李培荣, 向卫国. 2018. 四川盆地逆温层特征对空气污染的影响 [J]. *成都信息工程大学学报*, 33(2): 220–226. Li Peirong, Xiang Weiguo. 2018. Influence of inversion layer characteristics in Sichuan Basin on air pollution [J]. *Journal of Chengdu University of Information Technology* (in Chinese), 33(2): 220–226.
- 李江林, 陈玉春, 吕世华, 等. 2009. 利用RAMS模式对山谷城市兰州冬季湖泊效应的数值模拟 [J]. *高原气象*, 28(5): 955–965. Li Jianglin, Chen Yuchun, Lü Shihua, et al. 2009. Numerical simulation of winter lake effect in valley city of Lanzhou using RAMS model [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 28(5): 955–965.
- Li Z Q, Guo J P, Ding A J, et al. 2017. Aerosol and boundary-layer interactions and impact on air quality [J]. *National Science Review*, 4(6): 810–833. doi: 10.1093/nsr/nwx117
- Liu X Y, Chen Q L, Che H Z, et al. 2016. Spatial distribution and temporal variation of aerosol optical depth in the Sichuan Basin, China, the recent ten years [J]. *Atmos. Environ.*, 147: 434–445. doi: 10.1016/j.atmosenv.2016.10.008
- Liu Q, Jia X C, Quan J N, et al. 2018. New positive feedback mechanism between boundary layer meteorology and secondary aerosol formation during severe haze events [J]. *Scientific Reports*, 8: 6095. doi: 10.1038/s41598-018-24366-3
- 陆正奇, 韩永翔, 夏俊荣, 等. 2018. WRF模式对污染天气下边界层高度的模拟研究 [J]. *中国环境科学*, 38(3): 822–829. Lu Zhengqi, Han Yongxiang, Xia Junrong, et al. 2018. Modeling study on boundary layer height in pollution weather by WRF with different boundary layer schemes [J]. *China Environmental Science* (in Chinese), 38(3): 822–829. doi: 10.19674/j.cnki.issn1000-6923.2018.0096.
- 马学款, 张碧辉, 桂海林, 等. 2017. APEC前后北京几次静稳天气边界层特征对比分析 [J]. *气象*, 43(11): 1364–1373. Ma Xuekuan, Zhang Bihui, Gui Hailin, et al. 2017. Comparative analysis of boundary layer characteristics during stable weather over Beijing around APEC [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 43(11): 1364–1373. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.11.005
- Miao Y C, Hu X M, Liu S H, et al. 2015. Seasonal variation of local atmospheric circulations and boundary layer structure in the Beijing–Tianjin–Hebei region and implications for air quality [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 7(4): 1602–1626. doi: 10.1002/2015MS000522
- Ning G C, Wang S G, Ma M J, et al. 2018. Characteristics of air pollution in different zones of Sichuan Basin, China [J]. *Science of the Total Environment*, 612: 975–984. doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.08.205
- Oliphant A J, Spronken-Smith R A, Sturman A P, et al. 2003. Spatial variability of surface radiation fluxes in mountainous terrain [J]. *J. Appl. Meteor.*, 42: 113–128. doi: 10.1175/1520-0450(2003)042<0113:svosrf>2.0.co;2
- Prasad K B R R H, Srinivas C V, Rao T N, et al. 2017. Performance of WRF in simulating terrain induced flows and atmospheric boundary layer characteristics over the tropical station Gadanki [J]. *Atmospheric Research*, 185(1): 101–117. doi: 10.1016/j.atmosres.2016.10.020
- 蒲朝霞, 邱崇践. 1991. 兰州地区山谷风环流的二维数值模拟 [J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 27(2): 169–175. Pu Zhaoxia, Qiu Chongjian. 1991. Two-dimensional numerical simulation of the mountain–valley wind circulation in Lanzhou region [J]. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)* (in Chinese), 27(2): 169–175. doi: 10.13885/j.issn.0455-2059.1991.02.033
- Serafin S, Zardi D. 2011. Daytime development of the boundary layer over a plain and in a valley under fair weather conditions: A comparison by means of idealized numerical simulations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68(9): 2128–2141. doi: 10.1175/2011JAS3610.1
- 邵梦琪, 甘维金, 向卫国. 2018. 2017年初一次四川重污染过程气象条件综合分析 [J]. *成都信息工程大学学报*, 33(2): 212–219. Shao Mengqi, Gan Weijin, Xiang Weiguo. 2018. Comprehensive analysis of meteorological conditions in heavy pollution process in Sichuan in early 2017 [J]. *Journal of Chengdu University of*

- Information Technology (in Chinese), 33(2): 212–219. doi: 10.16836/j.cnki.jcuit.2018.02.017.
- Skyllingstad E D. 2003. Large-eddy simulation of katabatic flows [J]. *Bound.-Layer Meteor.*, 106(2): 217–243. doi: 10.1023/A:1021142828676
- Steyn D G, De Wekker S F J, Kossmann M, et al. 2013. Boundary layers and air quality in mountainous terrain [M]//Chow F K, De Wekker S F J, Snyder B J. *Mountain Weather Research and Forecasting*. Dordrecht: Springer, 261–289. doi:10.1007/978-94-007-4098-3\_5
- 苏涛, 苗峻峰, 王语卉. 2017. 辐射参数化对海南岛海风雷暴结构模拟的影响 [J]. *地球物理学报*, 60(8): 3023–3040. Su Tao, Miao Junfeng, Wang Yuhui. 2017. Impact of radiative transfer parameterizations on simulated sea breeze thunderstorm over the Hainan Island [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 60(8): 3023–3040. doi:10.6038/cjg20170811
- 田越, 苗峻峰. 2019. 中国地区山谷风研究进展 [J]. *气象科技*, 47(1): 41–51. Tian Yue, Miao Junfeng. 2019. Overview of mountain-valley breeze studies in China [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 47(1): 41–51. doi:10.19517/j.1671-6345.20170777.
- 王喜全, 王自发, 龚晏邦, 等. 2008. 北京城区热岛环流对山地—平原风的调节作用 [J]. *气候与环境研究*, 13(5): 639–644. Wang Xiquan, Wang Zifa, Gong Yanbang, et al. 2008. Modulation of urban heat island circulation on mountain–plain wind in the Beijing area [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13(5): 639–644. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2008.05.06
- 王颖, 张镭, 胡菊, 等. 2010. WRF模式对山谷城市边界层模拟能力的检验及地面气象特征分析 [J]. *高原气象*, 29(6): 1397–1407. Wang Ying, Zhang Lei, Hu Ju, et al. 2010. Verification of WRF simulation capacity on PBL characteristic and analysis of surface meteorological characteristic over complex terrain [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 29(6): 1397–1407.
- 王成刚, 沈澄洁, 罗峰, 等. 2017. 晴天及阴天条件下WRF模式中几种边界层参数化方案的对比分析研究 [J]. *地球物理学报*, 60(3): 924–934. Wang Chenggang, Shen Yingjie, Luo Feng, et al. 2017. Comparison and analysis of several planetary boundary layer schemes in WRF model between clear and overcast days [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 60(3): 924–934. doi:10.6038/cjg20170307
- 王昕然, 贺晓冬, 苗世光, 等. 2018. 气溶胶辐射效应对城市边界层影响的数值模拟研究 [J]. *中国科学: 地球科学*, 48(11): 1478–1493. Wang Xinran, He Xiaodong, Miao Shiguang, et al. 2018. Numerical simulation of the influence of aerosol radiation effect on urban boundary layer [J]. *Science China: Earth Sciences*, 48(11): 1478–1493. doi:10.1007/s11430-018-9260-0
- Wang J D, Wang S X, Jiang J K, et al. 2014. Impact of aerosol–meteorology interactions on fine particle pollution during China’s severe haze episode in January 2013 [J]. *Environmental Research Letters*, 9: 094002. doi:10.1088/1748-9326/9/9/094002
- Weissmann M, Braun F J, Gantner L, et al. 2005. The Alpine mountain–plain circulation: Airborne Doppler lidar measurements and numerical simulations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133(11): 3095–3109. doi: 10.1175/MWR3012.1
- 杨礼荣, 陈义珍, 任阵海. 1992. 山谷地带城市冷热岛及其影响初探 [J]. *环境科学研究*, 5(1): 17–22. Yang Lirong, Chen Yizhen, Ren Zhenhai. 1992. Preliminary study of the urban cold-heat island and its effects in the valley region [J]. *Research of Environmental Sciences (in Chinese)*, 5(1): 17–22. doi:10.13198/j.res.1992.01.19.yanglr.004
- 杨秋彦, 苗峻峰, 王语卉. 2019. 边界层参数化对海南岛海风环流结构模拟的影响 [J]. *热带气象学报*, 35(2): 234–252. Yang Qiuyan, Miao Junfeng, Wang Yuhui. 2019. Impact of planetary boundary layer parameterizations on simulated sea breeze circulation over the Hainan Island [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 35(2): 234–252. doi:10.16032/j.issn.1004-4965.2019.021.
- Yang X, Zhao C F, Guo J P, et al. 2016. Intensification of aerosol pollution associated with its feedback with surface solar radiation and winds in Beijing [J]. *J. Geophys. Res.*, 121: 4093–4099. doi:10.1002/2015JD024645
- Yang Y, Fan J W, Leung L R, et al. 2016. Mechanisms contributing to suppressed precipitation in Mt. Hua of central China. Part I: Mountain valley circulation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73(3): 1351–1366. doi:10.1175/JAS-D-15-0233.1
- 姚日升, 涂小萍, 张小伟, 等. 2017. 宁波一次罕见持续重度污染事件的成因分析 [J]. *气象学报*, 75(2): 342–355. Yao Risheng, Tu Xiaoping, Zhang Xiaowei, et al. 2017. Analysis on a rare persistent heavy pollution event in Ningbo [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 75(2): 342–355. doi:10.11676/qxxb2017.018
- 曾胜兰, 王雅芳. 2016. 成都地区污染天气分型及其污染气象特征研究 [J]. *长江流域资源与环境*, 25(S1): 59–67. Zeng Shenglan, Wang Yafang. 2016. Researches of weather pattern and pollution meteorological characteristics in Chengdu area [J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin (in Chinese)*, 25(S1): 59–67. doi: 10.11870/cjlyzyyhj20160Z1009
- 张碧辉, 刘树华, Liu H P, 等. 2012. MYJ和YSU方案对WRF边界层气象要素模拟的影响 [J]. *地球物理学报*, 55(7): 2239–2248. Zhang Bihui, Liu Shuhua, Liu H P, et al. 2012. The effect of MYJ and YSU schemes on the simulation of boundary layer meteorological factors of WRF [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 55(7): 2239–2248. doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.07.010
- Zhao C S, Tie X X, Lin Y P. 2006. A possible positive feedback of reduction of precipitation and increase in aerosols over eastern central China [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L11814. doi:10.1029/2006GL025959
- Zhao C, Leung L R, Easter R, et al. 2013. Characterization of speciated aerosol direct radiative forcing over California [J]. *J. Geophys. Res.*, 118(5): 2372–2388. doi:10.1029/2012JD018364
- 郑小波, 罗宇翔, 赵天良, 等. 2012. 中国气溶胶分布的地理学和气候学特征 [J]. *地理科学*, 32(3): 265–272. Zheng Xiaobo, Luo Yuxiang, Zhao Tianliang, et al. 2012. Geographical and

- climatological characterization of aerosol distribution in China [J]. *Scientia Geographica Sinica* (in Chinese), 32(3): 265-272. doi: 10.13249/j.cnki.sgs.2012.03.003
- Zhong S Y, Whiteman C D. 2008. Downslope flows on a low-angle slope and their interactions with valley inversions. Part II: Numerical modeling [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(7): 2039-2057. doi:10.1175/2007JAMC1670.1
- Zhong J T, Zhang X Y, Wang Y Q, et al. 2018. Heavy aerosol pollution episodes in winter Beijing enhanced by radiative cooling effects of aerosols [J]. *Atmospheric Research*, 209: 59-64. doi: 10.1016/j.atmosres.2018.03.011
- 周书华, 倪长健, 刘培川. 2014. 成都市温江边界层风场特征的研究 [J]. *四川环境*, 33(3): 30-35. Zhou Shuhua, Ni Changjian, Liu Peichuan. 2014. Study on the characteristics of Wenjiang boundary layer wind field in Chengdu [J]. *Sichuan Environment* (in Chinese), 33(3): 30-35. doi:10.14034/j.cnki.schj.2014.03.001
- 周书华, 倪长健, 刘培川. 2015. 成都地区大气边界层逆温特征分析 [J]. *气象与环境学报*, 31(2): 108-111. Zhou Shuhua, Ni Changjian, Liu Peichuan. 2015. Characteristics of temperature inversion in atmospheric boundary layer in Chengdu area [J]. *Journal of Meteorology and Environment* (in Chinese), 31(2): 108-111. doi:10.3969/j.issn.1673-503X.2015.02.016