

刘畅, 胡宁, 李昱薇, 等. 山东一次春季冷空气 10 级大风的天气成因[J]. 海洋气象学报, 2024, 44(1): 52-64.
LIU Chang, HU Ning, LI Yuwei, et al. Analysis on the causes of a cold-air windstorm in spring in Shandong[J]. Journal of Marine Meteorology, 2024, 44(1): 52-64. DOI: 10.19513/j.cnki.hyqxxb.20230303001. (in Chinese)

山东一次春季冷空气 10 级大风的天气成因

刘畅^{1,2,6}, 胡宁³, 李昱薇², 朱晓清², 孟凡辉⁴, 卢绪兰^{5,6}

(1. 山东省气象防灾减灾重点实验室, 山东 济南 250031; 2. 山东省气象台, 山东 济南 250031; 3. 国家气象中心, 北京 100081; 4. 德州市气象局, 山东 德州 253053; 5. 山东省气象科学研究所, 山东 济南 250031; 6. 长岛国家气候观测台, 山东 长岛 265800)

摘要 2020年3月18日中午至夜间, 山西、河北、北京、天津和山东等地先后出现阵风10级及以上强风天气。利用风廓线雷达、国家级地面气象观测站和欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)第五代大气再分析数据(ECMWF Reanalysis v5, ERA5)等资料, 对强风过程的天气学成因进行了分析。结果表明: 强风发生在低空暖脊异常发展的热力环境条件下, 冷锋自黄土高原下到华北平原, 中层锋消, 垂直方向上发生“断裂”, 低层冷锋先行侵入热低压, 在锋生过程中发生。强风具有显著的非地转瞬变特征, 低层强冷平流是强变压梯度产生的主要因素, 变压风叠加在快速移动的冷锋系统中诱发大风, 变压风是重要组成部分; 低空动量下传效应引起低层风速波动, 但不足以直接诱发强风。

关键词 春季冷空气; 10级大风; 锋生; 变压风; 动量下传; 地转适应

中图分类号: P458.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2024)01-0052-13

DOI: 10.19513/j.cnki.hyqxxb.20230303001

Analysis on the causes of a cold-air windstorm in spring in Shandong

LIU Chang^{1,2,6}, HU Ning³, LI Yuwei², ZHU Xiaqing², MENG Fanhui⁴, LU Xulan^{5,6}

(1. Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Mitigation of Shandong, Jinan 250031, China; 2. Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031, China; 3. National Meteorological Center, Beijing 100081, China; 4. Dezhou Meteorological Bureau, Dezhou 253053, China; 5. Shandong Institute of Meteorological Sciences, Jinan 250031, China; 6. Changdao National Climate Observatory, Changdao 265800, China)

Abstract A cold-air windstorm processe (Beaufort wind force scale 10 or above) affects Shanxi, Hebei, Beijing, Tianjin, and Shandong successively from noon to night on 18 March 2020. The synoptic characteristics of the event are studied by using data of wind profile radars, national surface automatic weather stations, and ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) Reanalysis v5 (ERA5). The results show that the strong gale takes place in the abnormally developed thermal environment of low-level warm ridge when the cold front intrudes into the thermal low pressure with strong frontogenesis. The frontolysis occurs on the middle level when the cold front moves downward from the Loess Plateau to the North China Plain and shears off on the middle level. The strong wind has

收稿日期: 2023-03-03; 修回日期: 2023-05-22

基金项目: 中国气象局公共气象服务中心创新基金项目(M2021019); 环渤海区域科技协同创新基金项目(QYXM202105, QYXM202210); 山东省气象局科研项目(2021SDQN02, 2023sdqxz10); 山东省气象局大城市气象服务创新团队项目(SDCXTD2023-1)

第一作者简介: 刘畅, 女, 硕士, 正高级工程师, 主要从事天气预报业务和灾害性天气机理与预报方法研究, liuce99@163.com。

通信作者简介: 胡宁, 男, 博士, 高级工程师, 主要从事天气预报与分析, huning425@126.com。

significantly ageostrophic character and transient variation. The low-level strong cold advection is the primary factor for severe allobaric gradient. The ageostrophic allobaric wind, which is superimposed on the fast moving cold front system, causes the highest wind speed, and the allobaric wind is the essential part of the strong wind. The lower-layer downward momentum effect induces the fluctuation of wind speed, but is not powerful enough to produce the strong wind directly.

Keywords spring cold air; windstorm; frontogenesis; allobaric wind; downward momentum effect; geostrophic adjustment

引言

风是许多在时空上随机变化的小尺度脉动,叠加在大尺度规则气流上的一种三维矢量^[1]。阵风与大尺度风、湍流和边界层稳定度有关,即与两种物理过程有关:一是由水平气压梯度力产生的水平动量,二是风垂直切变条件下由对流引起的水平动量向下传递^[2-3],在此理论上构建了阵风计算的物理模型^[3-4]。天气学中的风专指空气的大规模水平运动,不包括空气的垂直运动^[5],以往对大风(热带气旋大风和雷暴大风除外)成因的研究,研究对象主要为海上大风,可分为温带气旋大风^[6-11]和冷锋大风^[12-15],对温带气旋大风的研究主要从位涡理论出发,讨论了在气旋形成过程中与干侵入现象相伴的热力学和动力学物理过程,而对冷锋大风的研究,多以诊断冷空气在空间的传播特征以及由此造成的温压场变化特征为切入点。对于内陆大风的研究多以西部高原地区的大风沙尘天气为主要研究对象^[16-21],我国大风日数空间分布特征差异明显,青藏高原及西北地区明显偏多^[22],这与地形分布和活跃的冷空气系统有很大关系^[23-24]。也有学者对我国西北地区一类特殊的强烈大风沙尘天气进行研究,称之为“黑风暴”或“干飏线”,研究结果指出此类天气发生时气压骤升、气温骤降,“黑风暴”实际是一种强干对流,是由具有沙暴锋面的干飏线形成^[25-26]。对于东部地区陆上大风,从目前已有的研究成果^[27-31]看,大风形成的基本物理机制与西部地区大风并无本质区别,主要为与冷空气活动相联系的温压场响应和驱动、高空急流和次级环流作用下的高空动量下传、边界层内热力不稳定环境下的湍流活动加剧而引发的低空动量下传以及特殊地形作用等,只是由于导致大风形成的各项因子的组合方式和影响程度不同,因此造就了实况特征各异的大风天气过程。而目前对于山东地区大风天气的研究,以大风气候特征统计分析^[32-34]为主,对机制的

研究较少。

2020年3月18日中午至夜间,受冷锋影响,山西、河北、北京、天津和山东等地先后出现大风天气,最大瞬时风力达9~11级,局地达13级。大风具有爆发性特征,且持续时间短,河北大部 and 山东中西部地区大风伴有扬沙。山东共10个国家级地面气象观测站记录到10级阵风,风力之大、范围之广,在东部地区冷空气大风中实属罕见。有研究认为冷锋大风由冷空气强度决定^[35],2016年1月21—23日寒潮过程中,河北唐山日降温幅度达15.3℃,23日午后河北北部地区出现的最大瞬时风速仅为20.3 m·s⁻¹^[36]。2018年4月2—4日寒潮过程中,华北和黄淮地区降温幅度超过15.0℃,河北南部和山东局部降温超过20.0℃,相应出现的极大风为10~11级^[37]。然而2020年3月18日大风过后,降温并不显著,19日08时全省平均24 h降温3.0℃左右,那么大风形成的物理机制是怎样的?诱发大风的主要因素有哪些?是否有对流性大风的成分?热动力场有何特征,又是如何演变的?本文拟从以上几点疑问出发,综合利用多源观测和探测资料分析大风天气特征,旨在加深对春季大风天气的认知和理解,提高此类天气的预报预警能力。

1 资料

应用的资料包括每日8次常规地面观测资料、每日2次(08时、20时)高空探测资料、全国1 h自动气象站观测资料、山东121个国家级地面气象观测站(泰山站和崂山站除外)分钟风和气压资料以及章丘和东营边界层风廓线雷达探测资料。此外,还应用了欧洲中期天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)第五代大气再分析数据(ECMWF Reanalysis v5, ERA5)资料。文中时间均为北京时。本文使用的地图由国家测绘地理信息局网站提供的标准地图制作。

2 天气实况

2020年3月18日中午至夜间,受气旋和冷锋影响,内蒙古中南部、山西、河北、北京、天津、辽宁南部、河南北部和山东先后出现9~10级阵风,北京、天津局地风力达11~13级,其中延庆闫家坪最大风速为 $39.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (13级),延庆佛爷顶最大风速为 $31.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (11级)^[4]。冷锋于18日20:00—21:00进入山东,19日02:00入海,移速较快,约为 $60.0 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 。山东共10个国家级地面气象观测站出现10级以上大风,主要分布在鲁西北和半岛地区,最大阵风风速为 $28.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (19日01:58出现在

青岛)。大风具有爆发性特点,以滨州站为例,18日20:50的10 min极大风速为 $6.2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,21:00的10 min极大风速激增为 $26.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,此后滨州站的风速出现了4次峰值波动,直至19日00:00后,风速趋于平缓(图1a)。此外,18日傍晚至夜间,河北、北京、天津和山东出现扬沙天气。本文重点讨论大风成因。

以滨州站为例,考察温度、气压和相对湿度的变化情况(图1)。强风时,10 min内地面2 m气温下降了 $2 \text{ }^{\circ}\text{C}$,气压上升了 2.4 hPa ,相对湿度下降了4%,弱于“急行性冷锋”(又称为“晴天暴”,西部地区称为“黑风暴”)过境时要素变化特征^[25-26,38]。

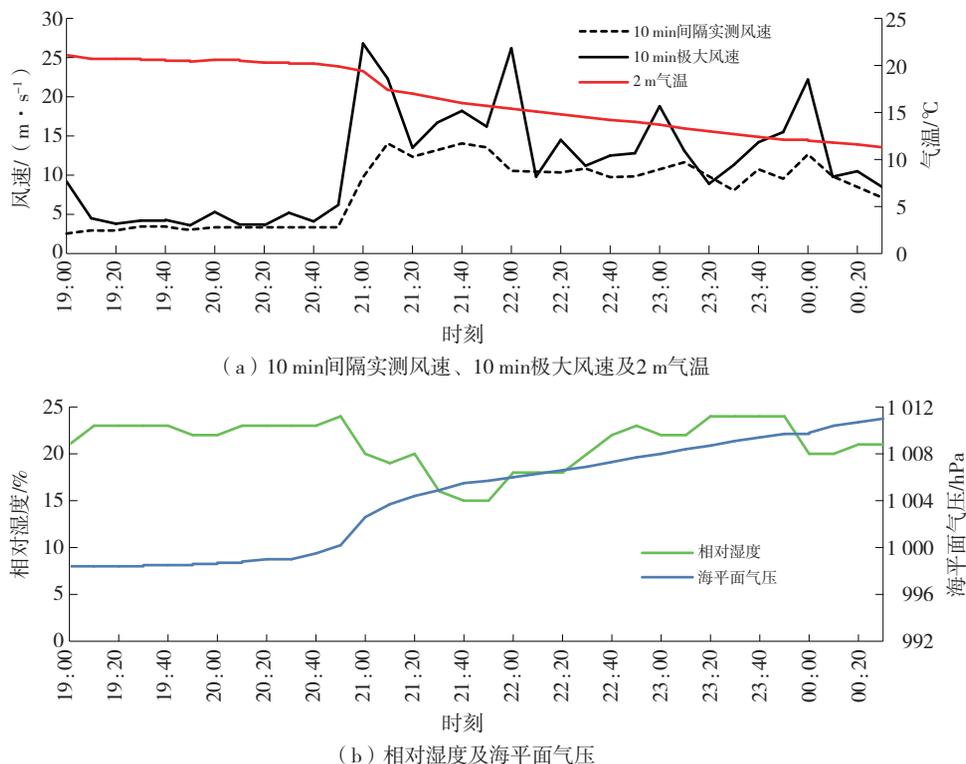


图1 2020年3月18日19:00—19日00:30滨州气象要素时间演变序列

Fig.1 Evolution of meteorological elements at Binzhou station from 19:00 BJT 18 to 00:30 BJT 19 March 2020

3 环流背景

3月18日20:00,东亚中高纬度地区500 hPa位势高度场上高压脊位于贝加尔湖附近,其前部低槽由东北地区延伸至华北地区,槽后为西北—东南走向的急流,急流核风速大于 $35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,槽前急流风速大于 $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,低槽后部有 $-36 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 冷中心配合(图2a)。华北及黄淮大部均在脊前、低槽底西北气流控制之下,有冷空气影响,此时850 hPa槽移入山东(图2b),到达鲁中

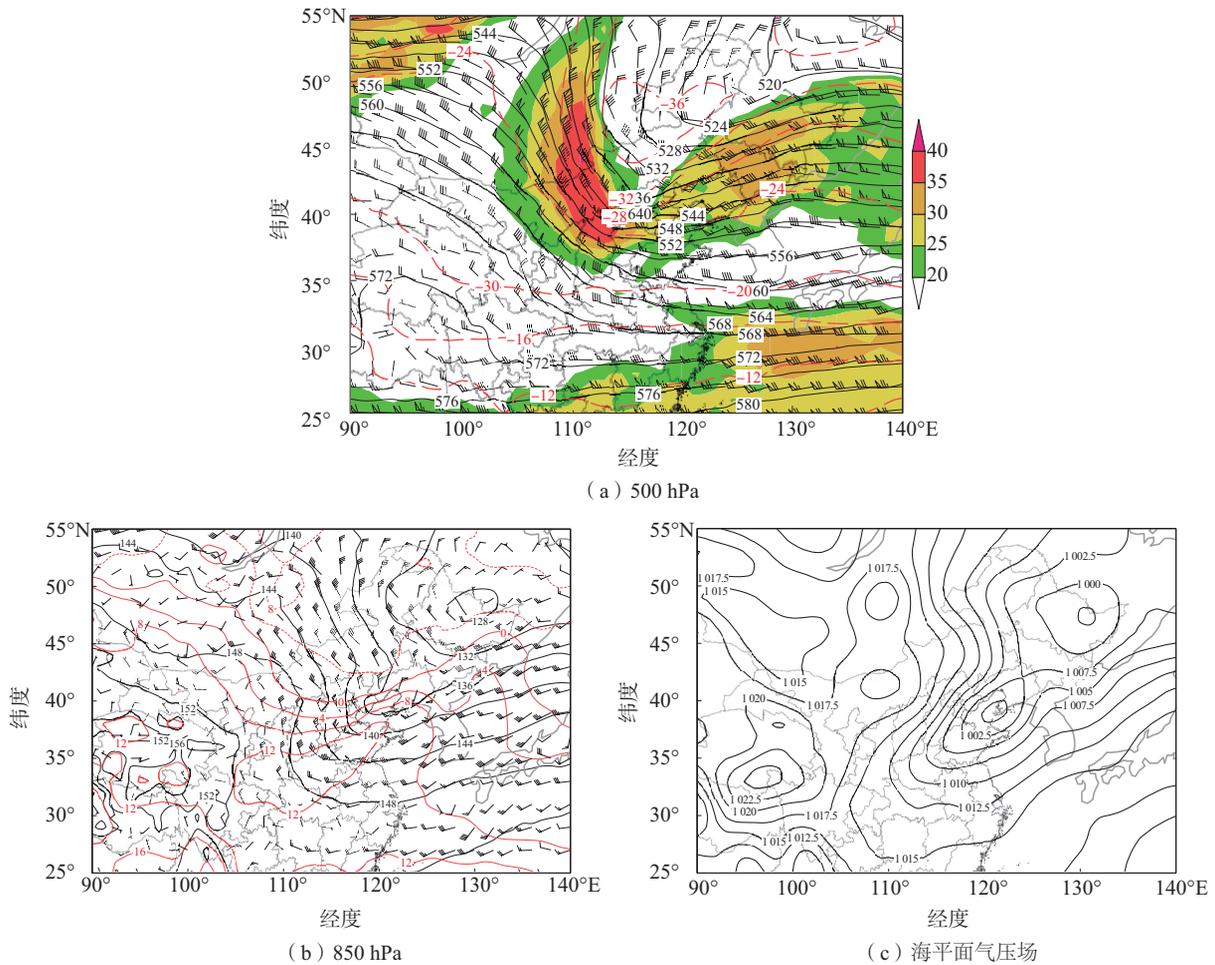
地区,华北地区已出现强风,但地面冷锋后大风区(强气压梯度区)尚未进入山东(图2c),表明系统有前倾结构特征,850 hPa等压面上在华北地区等位势高度线与等温线几乎正交,表明底层大气具有较强的斜压不稳定能量。18日白天黄淮地区850 hPa暖脊强烈发展(图2b),存在 $12 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 暖中心,当日山东气温较高,除半岛沿海地区外,日最高气温为 $24\sim 28 \text{ }^{\circ}\text{C}$,较3月中旬历史极端日最高气温高 $2\sim 3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。在此环流背景和环境条件下,冷锋东移南下至黄淮地区时产生强风。

4 动力特征

4.1 地面气压场

18 日 14:00,地面冷锋南段已进入华北地区(图略),山西出现 9~10 级阵风,在暖平流作用下,锋前出现闭合低压环流,中心气压小于 997.5 hPa,冷锋后部冷高压位于蒙古,中心气压为 1 025.0 hPa,高低压之间气压梯度明显加大。此后系统继续东移,京津冀地区在 18 日 18:00—20:00 出现局地 11~13 级极端大风,风向几乎垂直于等压线,此时风场、气压场之间已不再遵循地转风、梯度风关系,而是表现出明显的非地转特征。

21:00,锋面已移入山东境内,大风前沿到达沿黄河一线,鲁西北地区出现强风(图 3a),共 4 站出现 10 级以上风:庆云站极大风速为 $24.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (20:04),乐陵站极大风速为 $25.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (20:05),武城站极大风速为 $24.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (20:31),滨州站极大风速为 $26.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (21:00)。图 3b 为利用自动气象站 1 h 观测资料计算的 21:00 变压风和 3 h 变压场(已滤掉 3 h 变压日变化部分),变压中心位于河北中南部,中心值大于 8 hPa,其前部为变压梯度大值区,算得鲁西北地区最大变压风大于 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,其值接近实测极大风速,可见变压风为强风的重要成分。



a、b中黑色等值线—位势高度场(单位: dagpm), 红色等值线—温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$), 风矢—风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); a中色阶—风速大于 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的区域; c中黑色等值线—海平面气压场(单位: hPa)。

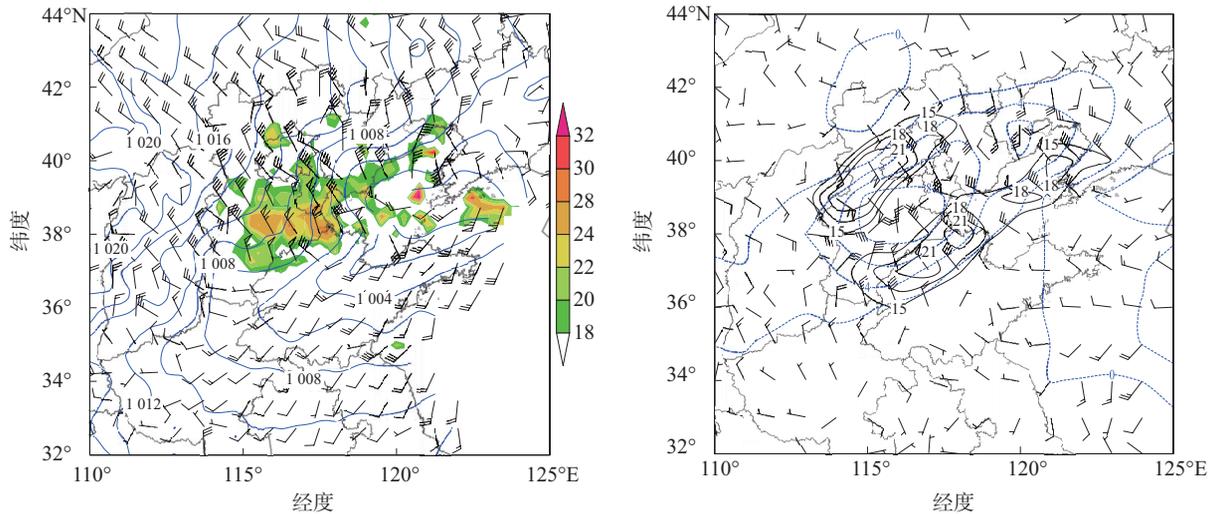
图 2 2020 年 3 月 18 日 20:00 500 hPa、850 hPa 天气图及海平面气压场
Fig.2 Synoptic chart at 500/850 hPa and sea-level pressure at 20:00 BJT 18 March 2020

为了更清楚地揭示强风发生过程中气压场、变压场和风速波动现象之间的关系,以章丘站为研究对象,利用气压和风的分钟级观测资料,得到该站气压梯度、变压梯度、10 min 极大风速随时间演变曲

线,其中气压梯度和变压梯度以商河站(章丘站上游西北方向约 80 km)和沂源站(章丘站下游东南方向约 80 km)气压差和变压差来衡量,如图 4 所示:章丘风速极值($25.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)出现在 21:40,最强 1 h

变压梯度(商河、沂源变压差为 4.9 hPa)出现在 21:30,最强气压梯度(商河、沂源气压差为 3.7 hPa)出现在 23:40。从三者出现的先后顺序可进一步说明强风的产生与变压场关系密切。极大风速在最强变压梯度出现 10 min 后产生,说明变压场是强风产生的决定性因素,是非地转演变过程。强风产生后,仍是变压梯度主导风场阶段(图中淡红色区域内),

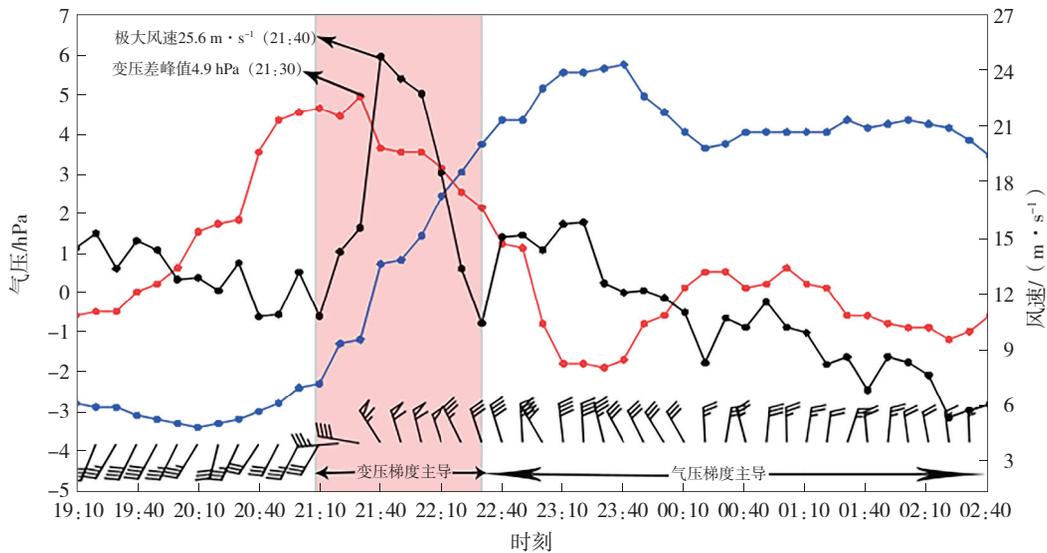
21:40—22:30,随着变压梯度减小,风速迅速减小,但气压梯度是逐渐增大的,此段过程为地转调整阶段。22:30 后,气压梯度的作用占据主导地位,表现为风速的变化与气压梯度大小相关,风速再次增加,23:20 风速增至 $16.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,大气逐步由非地转状态向准地转状态调整,风速波动状态也趋于平稳。



(a) 海平面气压场及实况观测的1 h极大风场 (b) 3 h变压场及变压风场
a中蓝色等值线—海平面气压场(间隔: 2 hPa), 风矢—实况观测的1 h极大风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 色阶—风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); b中蓝色等值线—3 h变压场(间隔: 1 hPa), 风矢—变压风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 黑色等值线—变压风风速(间隔: $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。

图3 2020年3月18日21:00海平面气压场、风场及变压场、变压风场

Fig.3 Sea-level pressure/wind observation and allobaric field/allobaric wind at 21:00 BJT 18 March 2020



黑色点连线—10 min极大风速, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; 红色点连线—变压差, 单位: hPa; 蓝色点连线—气压差, 单位: hPa。

图4 2020年3月18日19:10—19日02:40章丘站10 min极大风速、变压差、气压差的时间演变曲线

Fig.4 Variation of maximum wind speed within 10 min, allobaric gradient, and barometric gradient at Zhangqiu station from 19:10 BJT 18 to 02:40 BJT 19 March 2020

可见,此次强风的产生是一次准地转平衡状态破坏的过程,首先在变压场主导下准地转平衡状态被破坏,在变压梯度出现极大值后,出现了最大阵风。在强气压梯度背景下,变压梯度是瞬时极大风的主要制造者。地转适应(非地转)阶段持续约 1 h,而后逐渐恢复至准地转状态。

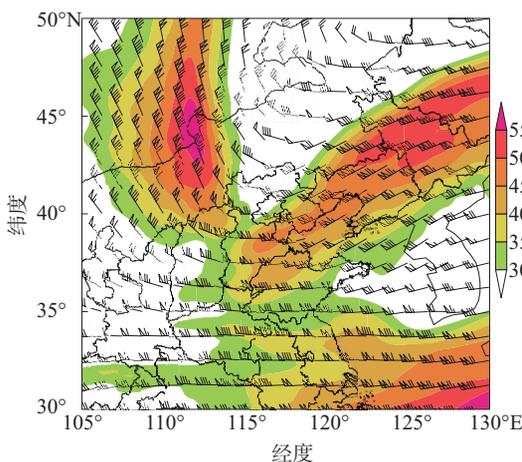
4.2 高空急流

前人对西部地区大风天气研究指出,春季高空急流轴所处位置是北方易吹大风的主要原因^[39]。其原因在于,高空急流下方存在次级环流,其下沉支可使高层高动量下传^[16,40]。而此次大风(伴沙尘)过程影响到了海拔较低的华北南部,高空急流是否也对强大风的产生起到作用呢?下文将进行剖析。

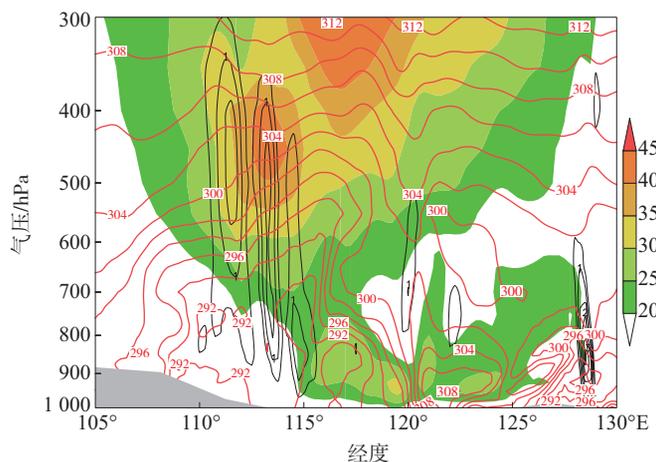
18 日 20:00—21:00,地面冷锋自鲁西北地区进入山东境内,300 hPa 等压面上在 35°~50°N、100°~130°E 范围内存在两支高空急流,一支为西北—东南走向,一支为西南—东北走向(图 5a)。为了清楚地展示高低空系统的配置关系,沿 38°N 做纬向剖面(图 5b),可知西北—东南走向的高空急流风速中心位于 450 hPa 附近,急流下方有明显的下沉运动,高空急流携带的高动量在下沉运动的作用下表现出向下传递的趋势,113°~115°E 上空 20 m·s⁻¹ 等风速线呈漏斗状下沉到 750 hPa,这样由高空急流产生的动量下传效应发生的区域发生在 115°E 以西,并未影响山东。而此时,在冷锋锋区及锋后,即 115°~120°E 范围内,800 hPa 以下已出现风速大于 20 m·s⁻¹ 的大风区,此大风区与高空急流

下方下沉运动产生的大风区并不相连接,初步说明,大风的产生没有来自西北—东南走向的高空急流动量下传的作用。

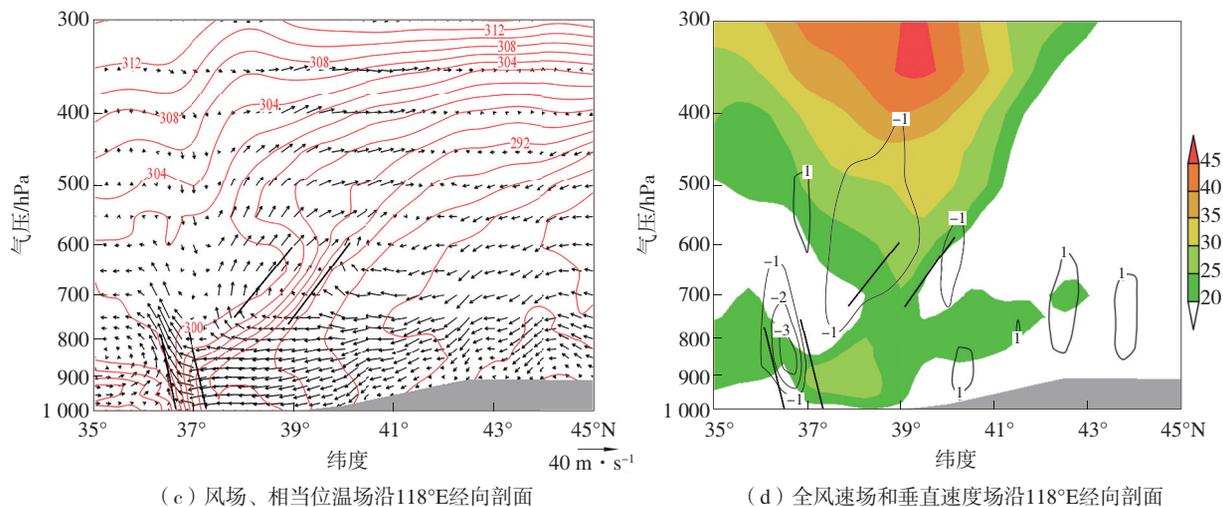
为了进一步说明问题,对冷锋系统沿 118°E 的经向做剖面,考察西南—东北走向的高空急流是否有动量下传。由图 5c 可见,18 日 21:00,在 800 hPa 附近锋区似乎发生了“断裂”,800 hPa 以下“先行”锋区已经推进到 38°N 附近,锋区陡立,而在 800~600 hPa,锋区尚停留在 40°N 附近,锋区坡度较缓。朱乾根等^[41]指出,在我国,尤其是冬半年,冷锋南下时,由于空气干燥,中层锋区逐渐消失,使整个锋区变成高低两部分分别南下,本文所分析的个例即属于这种情况。在锋面带来的风速和风向的强烈辐合作用下,在中低层,锋前产生了明显的上升运动,上升速度绝对值大于 3.5 Pa·s⁻¹(图 5d),而锋后下沉运动并不显著。在中层以上,滞后锋区前部的上升运动区中心位于 650 hPa 附近,上升气流略弱,为 -2.0 Pa·s⁻¹, -1.0 Pa·s⁻¹ 的上升运动区扩展到 450 hPa 以上,锋后冷高压内存在广阔的下沉运动区,如图 5c 所示。西南—东北走向的高空急流风速中心在 350 hPa 附近(图 5d),在急流入口区的风速辐散作用下,急流下方为锋前上升运动区,不利于高空动量向下传递。而此时,38°N 附近,800 hPa 以下已经产生风速大于 20 m·s⁻¹ 的大风区,高空急流的动量下传对大风产生无直接作用,这一点与西部高原地区大风产生机理有所不同。此次过程与 2009 年 4 月 15 日大风过程类似,冷空气主要活动于对流层低层,影响时间短、高度浅,无明显高空风动量下传^[13]。



(a) 300 hPa 风场



(b) 全风场、相当位温场和垂直速度场沿 38°N 纬向剖面



(c) 风场、相当位温场沿118°E经向剖面 (d) 全风速场和垂直速度场沿118°E经向剖面
 a中风矢—300 hPa风场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 色阶—高空急流区, 该区域内风速大于或等于 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; b、c中红色等值线—相当位温场, 间隔: 2 K ; b、d中色阶—全风速场, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; b、d中黑色等值线—垂直速度场, 正值表示下沉, 负值表示上升, 等值线间隔: $0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$; c中箭头—风场, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; b、c、d中灰色阴影—地形; c、d中黑色线段—冷锋锋区边界。

图5 2020年3月18日22:00 300 hPa风场,全风速场、相当位温场及垂直速度场沿38°N纬向剖面, 风场及相当位温场沿118°E经向剖面,全风速场及垂直速度场沿118°E经向剖面

Fig.5 Wind field at 300 hPa; zonal profile of wind speed field, equivalent potential temperature, and vertical velocity along 38°N; meridional profile of wind field and equivalent potential temperature along 118°E; meridional profile of wind speed field and vertical velocity along 118°E at 22:00 BJT 18 March 2020

4.3 低空动量下传

低空动量下传对地面风速影响的研究主要集中在对边界层特征的分析^[31],从热力不稳定层结^[16,42]、风速垂直切变^[38]等方面进行了研究。此次大风发生前,天气形势特征有利于低空动量下传。首先,850 hPa以下天气系统有前倾特征(第3节已论述),这有利于风垂直切变加大,进而有利于湍流运动加强;其次,当日低空暖脊发展强烈,日间受太阳短波辐射加热作用,地面最高气温出现历史极值,这也将造就近地层的热力不稳定层结并引起边界层顶升高。但实际动量下传的情况如何,本文将利用边界层风廓线雷达资料进行考证。

风廓线雷达探测的水平风和垂直速度数据已经过检验和应用^[43-44]。由图6a—b可见,章丘站在18日21:30以后,1000 m以下的垂直运动不足 $1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,说明强风中没有对流性大风的成分。此外,21:48,在100 m高度才转北风,风速约为 $12.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图6a),在此之前21:40地面已经出现 $25.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极大风速,说明初始阶段强风与高空风关系不大,主要来源于变压风。21:48—22:18,大于 $20.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速核在800~900 m高度(图6b),但这一层为弱

上升运动,500 m以下存在明显的锋后下沉运动(下沉运动速度约为 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),引发动量向下传递,但在这一时段章丘站因变压梯度减小,风速呈减小趋势(图4),说明动量下传导致的风速变化幅度较因变压梯度引发的风速变化幅度偏弱。

为了更有力地说明问题,考察东营站风廓线特征(图6c—d),图中700~900 m高度有数据缺测,以圆圈表示。由图6c可见,18日21:00—22:00,400 m高度附近最大风速大于 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,500 m以下有下沉运动,最大下沉速度为 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,有较明显的动量下传效应;22:10,地面10 min极大风速为 $17.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,可见在动量下传作用下,的确出现了风速的峰值波动,但并不足以引发强风。23:00,10 min极大风速为 $20.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,为此次过程东营站出现的最大阵风,此时近地层(400 m)内下沉运动速度小于 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风速比较小(图6d),说明此最大阵风的产生与动量下传无关。

综上所述,此次强风过程中存在动量下传现象,引发了地面风速波动,但只有当动量下传到地面时,恰好与强的气压梯度和强的变压梯度等因子导致的大风叠加时,才有可能引发强风。这也说明动量下传对强风的产生只能起到“锦上添花”的作用。

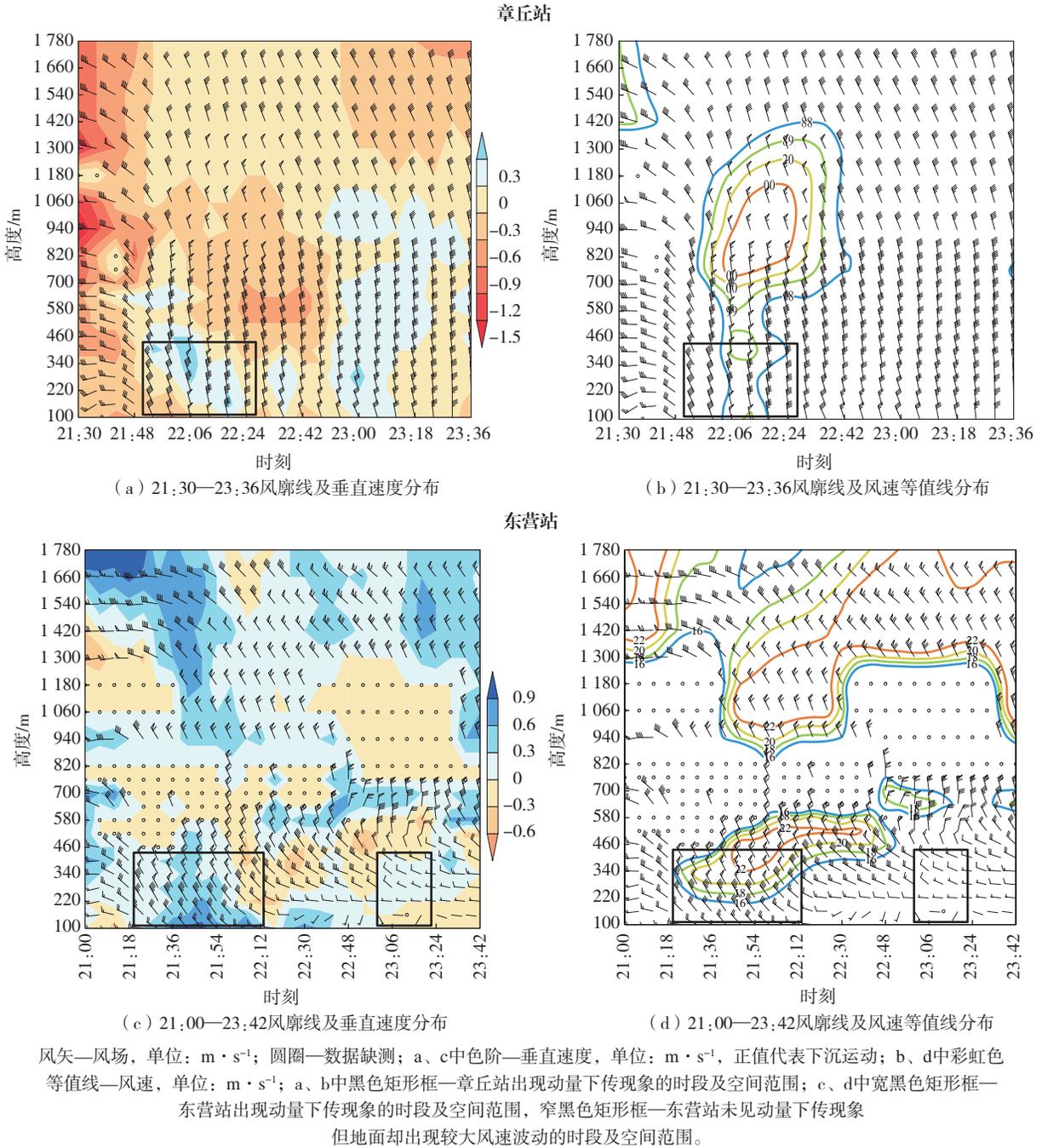


图 6 2020 年 3 月 18 日章丘、东营风廓线雷达资料(观测资料时间间隔为 6 min)

Fig.6 Wind profile at Zhangqiu station and Dongying station on 18 March 2020 (observation interval: 6 min)

5 热力特征

5.1 累积温度平流演变

由 4.1 节分析可知,变压场在强风产生过程中起着重要的作用,那么,异常大的正变压是如何产生的?

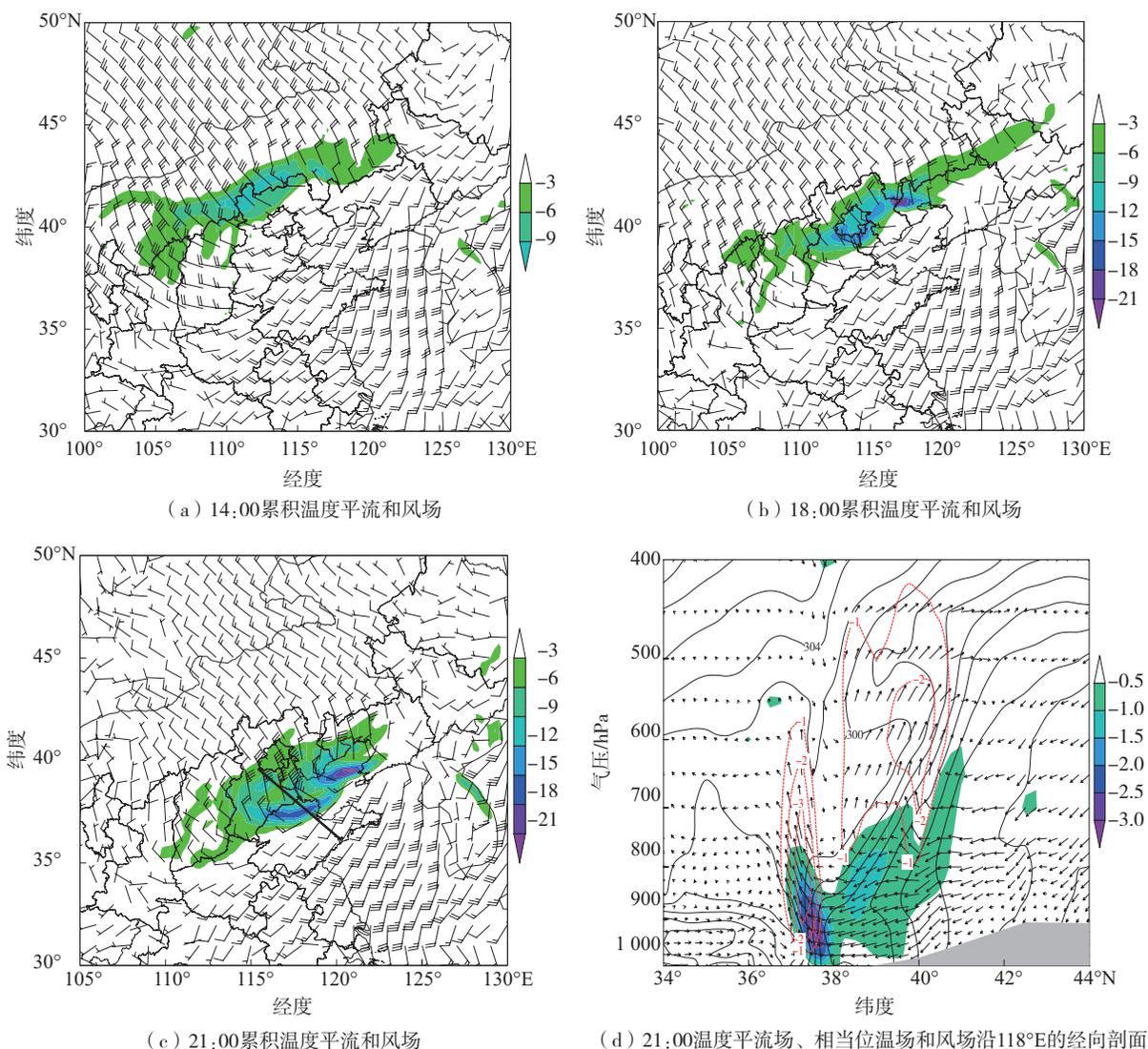
气压的局地变化主要取决于温度平流项^[15]。3 月 18 日 14:00,地面冷锋南段已进入华北地区南部,冷锋北段位于华北北部,锋后 700 hPa 以下累积

冷温度平流大值区位于河北西北部,冷平流中心绝对值大于 $9 \times 10^{-3} K \cdot s^{-1}$ (图 7a),冷锋在东移南下过程中,其锋后的冷平流逐渐增强。18 日 18:00,在冷锋后部,出现了南北 2 个冷平流中心,冷锋北段冷平流中心较强,中心绝对值大于 $21 \times 10^{-3} K \cdot s^{-1}$,冷锋南段冷平流中心绝对值大于 $15 \times 10^{-3} K \cdot s^{-1}$ (图 7b)。18 日 21:00,冷锋移进山东,锋后 2 个冷平流中心维持,强度加强,冷锋南段冷平流绝对值大于 15×10^{-3}

$\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$ 的区域范围明显扩大(图7c),此后冷锋在东移过程中冷平流逐渐减弱,相应地,地面3 h 变压减弱(图略)。可见冷锋进入山东后冷平流发展最为强烈,是导致强正变压的因素。

为了更清楚地揭示冷锋影响过程中冷平流演变

的空间结构特征,对温度平流场做沿 118°E 的空间剖面图(图7d)。受冷锋垂直方向上“断裂”结构影响,冷平流区主要出现在 800 hPa 以下,在垂直方向上略前倾,累积冷温度平流中心绝对值大于 $3\times 10^{-3}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$, 800 hPa 以上滞后冷锋的冷平流不明显。



a、b、c中色阶— 700 hPa 以下累积温度平流(单位: $10^{-3}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$), 风矢— 1000 hPa 风场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); c中黑色斜线段—图9中剖面图的基线; d中色阶—温度平流场(单位: $10^{-3}\text{ K}\cdot\text{s}^{-1}$), 黑色等值线—相当位温场(单位: K), 箭矢— v 与 $-w\times 10$ 的矢量合成, 红色等值线—垂直速度(单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)。

图7 2020年3月18日不同时刻 700 hPa 以下累积温度平流和 1000 hPa 风场及 $21:00$ 温度平流场、相当位温场和风场沿 118°E 的经向剖面

Fig.7 Accumulated temperature advection below 700 hPa and wind field at 1000 hPa at 14:00 BJT, 18:00 BJT, 21:00 BJT; meridional profile of temperature advection, equivalent potential temperature, and wind field along 118°E at 21:00 BJT 18 March 2020

5.2 气温极端性与变温

实际上,虽然冷平流在进入山东前后发展最强,但降温并不显著(图8b),19日08:00,24 h 变温:鲁东南部分地区甚至升温 $0\sim 2^\circ\text{C}$,其他大部地区降温 4°C 左

右,鲁西北局地降温 $6\sim 8^\circ\text{C}$ 。冷平流增强与18日白天华北和黄淮一带显著升温有关,当日共有101个(101/121)国家级地面气象观测站日最高气温超过3月中旬最高气温历史极值(图8a),14:00山东大部地区地面

3 h 变压达到 -4.0 hPa (图略), 这是异常大的正变压产生的主要原因。冷锋到达华北南部时, 因锋前低空暖

脊强烈发展, 锋生效应显著。冷平流显著增强与低空暖脊导致低层暖区升温造成的强温度梯度关联密切。

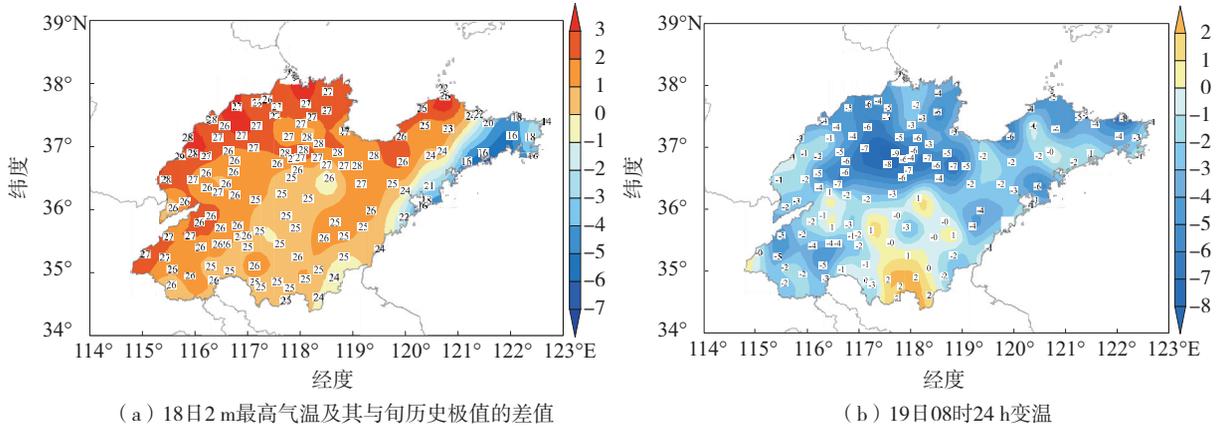


图 8 2020 年 3 月 18 日山东国家级地面气象观测站 2 m 最高气温及其与 3 月中旬历史最高气温的差值、19 日 08:00 山东国家级地面气象观测站 24 h 变温

Fig.8 Daily maximum 2-m air temperature on 18 and the difference between it and maximum temperature in mid-March in history; variation of 2-m air temperature at 08:00 BJT 19 March 2020 during the last 24 h

6 斜压锋生分析

为了进一步综合考察锋面进入山东前后大气热力特征演变, 诊断锋生结构及斜压发展情况, 计算了锋生函数^[41]和大气斜压指数最大 Eady 增长率^[45]沿图 7c 中线段的剖面 (图 9)。由于大风过程无降水凝结现象发生, 因此锋生函数计算时选取水平运动作用项和垂直运动作用项, 没有计算非绝热加热项。最大 Eady 增长率计算公式为:

$$\sigma = 0.31 \frac{f}{N} \left| \frac{\partial \vec{V}}{\partial Z} \right|,$$

其中: f 为科氏参数; \vec{V} 为水平风矢量; N 为 Brunt-Väisälä 频率, 计算公式为 $N^2 = \frac{g}{\theta} \left| \frac{\partial \theta}{\partial Z} \right|$ 。

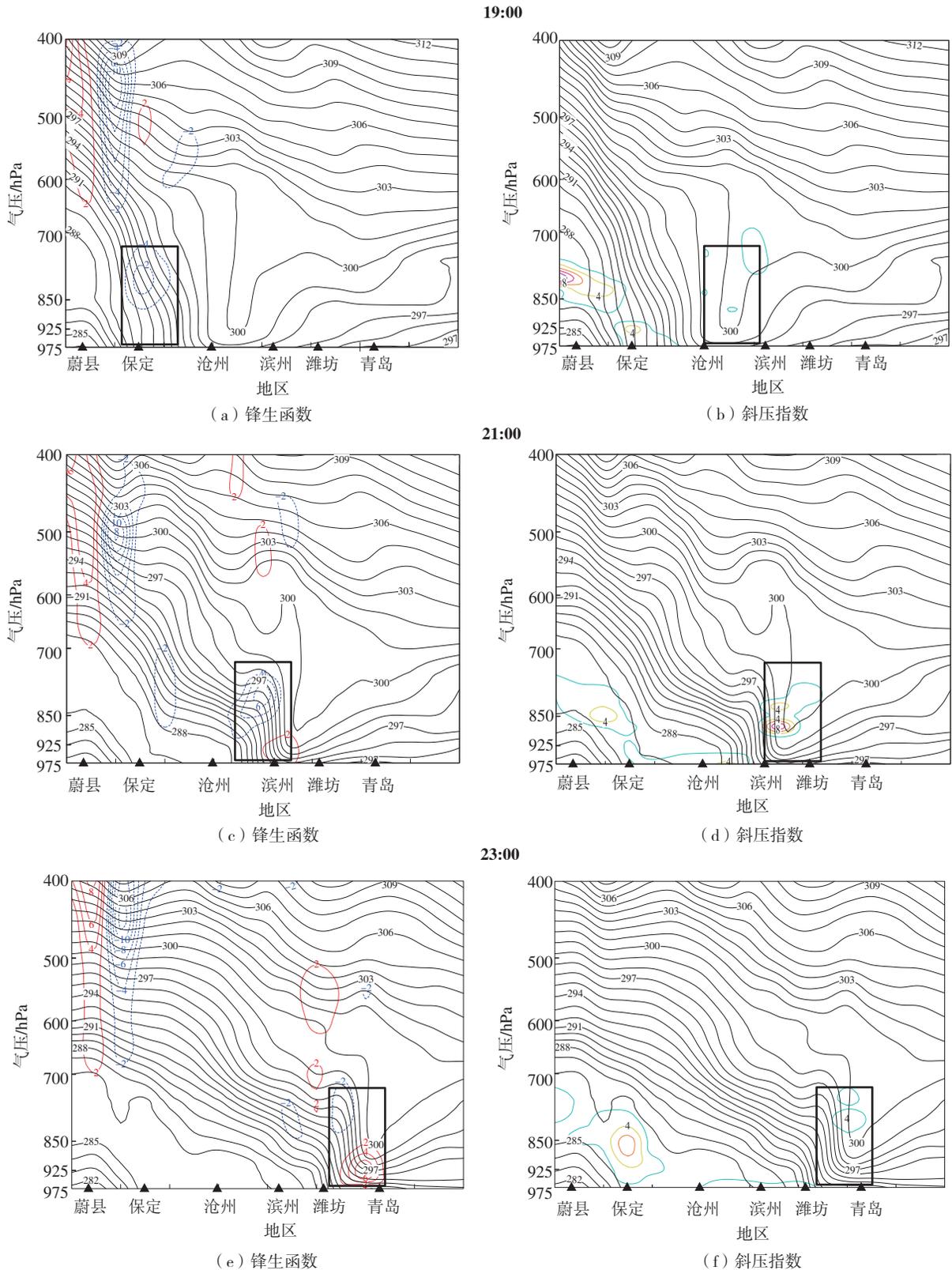
由图 9 可见, 干燥冷锋从黄土高原下到华北平原这一过程中由于冷空气下沉绝热增温, 锋面整体呈锋消趋势, 18 日 19:00, 三维空间中锋面位于对流层中下层, 地面锋区位于保定和沧州之间, 800 hPa 附近锋生函数值为 $-4 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ (图 9a), 锋面附近无明显斜压增长特征 (图 9b)。随着锋面继续东移南下, 进入山东后, 冷锋遇到低层强烈发展暖脊, 18 日 21:00 在滨州附近, 925 hPa 以下近地层中, 锋面附近及其前方有明显锋生特征, 锋生函数值为 $2 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ (图 9c), 但锋生层次相对浅薄, 在锋生区后

部 850 hPa 仍伴随着明显的锋消区, 锋消函数值为 $-5 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, 锋生和锋消区相伴出现揭示了锋面系统“此消彼长”的传播特征。分析低层锋生的原因, 由诊断的水平运动和垂直运动锋生项 (图略) 可知, 主要是由于锋面附近水平风速辐合作用下等位温线渐趋变密, 即水平运动作用项。而垂直运动作用项, 由于锋面干燥, 暖空气上升绝热冷却、冷空气下沉绝热增温, 且处于稳定气层, 其效果为锋消。18 日 21:00, 伴随着近地层锋生效应, 800 hPa 以下锋面前沿斜压特征发展显著, 最大的斜压增长率达到 $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 9d), 表明可以转化为动能的斜压位能在增加。若从能量的观点, 大风的产生也是大气中能量转换的结果^[41-45]。此后, 冷锋在山东境内向东推进过程中, 锋面前沿始终保持锋生特征和一定的斜压增长率 (图 9e、f), 这是强风从西到东横扫山东的主要原因。

7 结论

对 2020 年 3 月 18 日中午到夜间山西、河北、北京、天津和山东等地的一次冷空气强风的天气学成因进行了分析, 结论如下:

(1) 干燥冷锋自内蒙古南下到华北平原过程中在垂直方向上分裂为两段, 800 hPa 以下“先行”冷锋是大风天气的直接影响系统, 冷空气主要活动于对流层低层, 影响时间短、高度浅。



蓝色等值线—锋生函数负值，红色等值线—锋生函数正值，间隔： $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ；黑色等值线—等位温线，间隔： 1 K ；黑色矩形框—“先行”冷锋系统锋生（消）显著区和斜压增长率大值区。

图9 3月18日锋生函数、斜压指数和等位温线沿图7c中线段的空间剖面
 Fig.9 Vertical cross section of frontogenesis function, baroclinic index, and isopotential temperature line along the line segment in Fig.7c on 18 March

(2) 华北南部和黄淮北部地区异常发展的低空暖脊是强风发生的重要环境特征。“先行”冷锋移近京津地区时,与暖脊相互作用而产生锋生,冷平流强烈发展,由此产生的最大3 h 变压接近 11 hPa(包含日变化)。

(3) 强风具有显著的非地转瞬变特征,变压风是重要成分,最大阵风出现在变压梯度峰值之后。另外,低空动量下传效应引起了地面风速波动。

(4) 此次大风过程大气状态经历了以下3个阶段。首先,在变压场主导下准地转平衡状态被破坏,产生了最大风速;而后,地转适应阶段持续约1 h;最后,逐渐恢复至准地转状态,大气进入地转演变阶段。

由此可见,在华北和黄淮地区,春季若低空暖脊强烈发展,日最高气温达到或超过历史同期极值,当冷锋侵入地面热低压时,在没有湿对流发展情况下也可产生阵风风力达10级以上区域性强风事件,如此次过程中,低层冷气团前侧暖区暖脊强烈发展引起温度梯度增强,强的温度平流又造成强的变压梯度,导致变压风在较短时间内迅速增强从而诱发强风,在实际业务中应加强对温度梯度、变压梯度的关注。

致谢:感谢国家气象中心方翀首席和山东省气象台刁秀广首席在文章修改过程中给予的宝贵建议!

参考文献:

- [1] WMO. 气象仪器和观测方法指南第六版(中译本)[M].北京:气象出版社,1996:131.
- [2] BRADBURY W M S, DEAVES D M, HUNT J C R, et al. The importance of convective gusts [J]. Meteorol Appl, 1994, 1(4):365-378.
- [3] BRASSEUR O. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts[J]. Mon Wea Rev, 2001, 129(1):5-25.
- [4] 全继萍,李青春,仲跻芹,等.“CMA 北京模式”中三种不同阵风诊断方案在北京地区大风预报中的评估[J].气象学报,2022,80(1):108-123.
- [5] 陶祖钰,范俊红,李开元,等.谈谈气象要素(压、温、湿、风)的物理意义和预报应用价值[J].气象科技进展,2016,6(5):59-64.
- [6] 黄彬,陈涛,康志明,等.诱发渤海风暴潮的黄河气旋动力学诊断和机制分析[J].高原气象,2011,30(4):901-912.
- [7] 黄彬,钱传海,聂高臻,等.干侵入在黄河气旋爆发性发展中的作用[J].气象,2011,37(12):1534-1543.
- [8] 黄彬,代刊,钱奇峰,等.引发黄渤海大风的黄河气旋诊断研究[J].气象,2013,39(3):302-312.
- [9] 尹尽勇,曹越男,赵伟.2010年4月27日莱州湾大风过程诊断分析[J].气象,2011,37(7):897-905.
- [10] 朱男男,刘彬贤.一次引发黄渤海大风的爆发性气旋过程诊断分析[J].气象与环境学报,2015,31(6):59-67.
- [11] 朱男男,刘一玮,孙密娜.一次罕见黄渤海大风天气成因分析[J].气象科技,2017,45(6):1070-1076.
- [12] 黄彬,杨超,朱男男,等.渤海冷空气大风过程中3次风速波动的原因分析[J].气象科技,2017,45(3):499-507.
- [13] 盛春岩,杨晓霞.“09.4.15”渤海和山东强风过程的动力学诊断分析[J].气象,2012,38(3):266-273.
- [14] 孙晓磊,黄彬,易笑园,等.渤海中南部突发性大风成因分析及预报思考[J].海洋预报,2018,35(4):47-57.
- [15] 吴海英,孙燕,曾明剑,等.冷空气引发江苏近海强风形成和发展的物理过程探讨[J].热带气象学报,2007,23(4):388-394.
- [16] 张文军,李健,杨庆华,等.河西走廊西部一次极端大风天气过程3次风速波动的动力条件分析[J].高原气象,2019,38(5):1082-1090.
- [17] 谭志强,桑建人,纪晓玲,等.宁夏一次大风扬沙天气过程机制分析[J].干旱区地理,2017,40(6):1134-1142.
- [18] 邬仲勋,王式功,尚可政,等.冷空气大风过程中动量下传特征[J].中国沙漠,2016,36(2):467-473.
- [19] 陈豫英,陈楠,谭志强.宁夏不同强度沙尘天气动力机制[J].中国沙漠,2015,35(2):438-447.
- [20] 王伏村,许东蓓,王宝鉴,等.河西走廊一次特强沙尘暴的热力动力特征分析[J].气象,2012,38(8):950-959.
- [21] 梁希豪,杨寅,冯亮,等.基于测风激光雷达银川机场动量下传大风特征研究[J].激光技术,2023,47(3):432-438.
- [22] 邱博,张录军,谭慧慧.中国大风集中程度及气候趋势研究[J].气象科学,2013,33(5):543-548.
- [23] 李耀辉,张存杰,高学杰.西北地区大风日数的时空分布特征[J].中国沙漠,2004,24(6):715-723.
- [24] 辛渝,于晓晶,陈洪武.两种背景场改进方案对新疆“狭管”风区风场预报性能评估[J].中国沙漠,2015,35(4):994-1005.
- [25] 胡隐樵,光田宁.强沙尘暴发展与干飚线:黑风暴形成

- 的一个机理分析[J].高原气象,1996,15(2):178-185.
- [26] 徐国昌,陈敏连,吴国雄.甘肃省“4.22”特大沙尘暴分析[J].气象学报,1979,37(4):26-35.
- [27] 范元月,张家国,枚雪彬,等.三峡坝区一次冬季持续性晴空大风的成因分析[J].暴雨灾害,2022,41(2):184-191.
- [28] 冯亮,王海霞.银川河东国际机场一次夜间动量下传现象的探究[J].民航学报,2022,6(4):57-60.
- [29] 范俊红,郭树军,李宗涛.河北省中南部一次沙尘暴的动力条件分析[J].高原气象,2009,28(4):795-802.
- [30] 彭舒龄,周树道,卫克晶,等.京津冀地区一次强沙尘天气过程的成因及特征[J].大气科学学报,2019,42(6):926-935.
- [31] 汪靖,赵玉洁,吴振玲,等.混合层建立对一次强阵风天气过程的影响[J].气象与环境学报,2014,30(4):26-33.
- [32] 马艳,郭飞燕,郭丽娜,等.基于1899—2015年观测资料的青岛风环境变化特征[J].海洋气象学报,2018,38(3):67-73.
- [33] 郑丽娜,刘冬冬,何鹏程.山东大风天气的低频特征及机理分析[J].海洋气象学报,2021,41(2):70-77.
- [34] 郭丽娜,马艳,于慧珍.青岛沿海地区大风特征及其预警评估[J].海洋气象学报,2022,42(2):90-98.
- [35] 杨晓霞,盛春岩,沈建国,等.山东沿海偏北大风的天文学模型和物理量特征[J].海洋预报,2014,31(3):45-55.
- [36] 于波,李桑,黄富祥,等.2016年1月京津冀地区连续性寒潮事件对比分析[J].干旱气象,2019,37(6):954-963.
- [37] 毛旭,张涛.2018年4月大气环流和天气分析[J].气象,2018,44(7):977-984.
- [38] 曹美兰,项素清.“晴天暴”的物理成因及预报[J].气象,2002,28(5):15-19.
- [39] 王式功,董光荣,陈惠忠,等.沙尘暴研究的进展[J].中国沙漠,2000,20(4):349-356.
- [40] 段海霞,李耀辉,蒲朝霞,等.高空急流对一次强沙尘暴过程沙尘传输的影响[J].中国沙漠,2013,33(5):1461-1472.
- [41] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.天气学原理与方法[M].4版.北京:气象出版社,2007:95-96.
- [42] 王澄海,靳双龙,杨世莉.新疆“2.28”大风过程中热、动力作用的模拟分析[J].中国沙漠,2011,31(2):511-516.
- [43] 王栋成,邱粲,董旭光,等.济南边界层风廓线雷达与L波段雷达大风探空测风对比[J].气象,2019,45(8):1169-1180.
- [44] 邱粲,王栋成,李娟,等.风廓线雷达垂直速度与地面降雨关系研究:以济南为例[J].海洋气象学报,2017,37(4):91-100.
- [45] LINDZEN R S, FARRELL B. A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities[J]. J Atmos Sci,1980,37(7):1648-1654.