

汤浩,周雅蔓,杨杰尧,等.新疆百里风区强风中尺度特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2022,16(4):1-8.

doi:10.12057/j.issn.1002-0799.2022.04.001

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



新疆百里风区强风中尺度特征分析

汤浩^{1,2},周雅蔓¹,杨杰尧³,潘新民⁴

(1.新疆气象台,新疆 乌鲁木齐 830002;2.中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所,新疆 乌鲁木齐 830002;
3.哈密市气象局,新疆 哈密 839000;4.新疆气象服务中心,新疆 乌鲁木齐 830002)

摘要:大尺度环流背景和天山山脉大地形共同作用形成新疆百里风区,其风力居全疆九大风区之首。为进一步研究百里风区强风中尺度特征及其与局地地形的关系,选取2018年5月6—8日百里风区强风天气过程,使用WRF模式进行中尺度模拟分析,得出以下结论:天山两侧气压梯度力驱动下冷空气翻越天山,经色皮山口狭管效应和过山波水跃下沉接力加速,在背风坡上空形成强风区,强风区接地形成百里风区地面大风;大风过程中,七角井盆地地形强迫引发有限振幅重力波,背风坡上空大风区之上的临界层吸收上层能量并向下传递,增大了大风区的风速,使低空大风区的接地更加充分。低空大气稳定层结的强度与大风强度相对应。

关键词:百里风区;过山波;狭管效应;水跃下沉;稳定层结

中图分类号:P458.1

文献标识码:A

文章编号:1002-0799(2022)04-0001-08

新疆地处欧亚大陆腹地,中国的西北地区,东西长约2 000 km,南北宽约1 600 km,拥有三山夹两盆的特殊地形,自北向南分别是阿尔泰山、准噶尔盆地、天山、塔里木盆地、昆仑山,高山与盆地相间的独特地理环境使得新疆境内多峡谷、河谷、隘道,受西风环流和独特地形影响,境内多大风区分布,是中国盛行大风的地区之一^[1]。新疆存在九大风区,其中百里风区是指兰新铁路在新疆境内红旗坎站—了墩站全长约120 km的区间,历史瞬间最大风速>60 m/s,代表站十三间房年平均大风日数约206 d,风力之大居全疆之首,盛行北风,而百里风区内兰新铁路大体为东西走向,基本与盛行风向垂直,多次发生大风吹翻列车的重大交通事故^[2]。以往的研究工作提出天气尺度系统和大地形交互作用形成百里风区强风的

基本概念,指出百里风区大风具备翻山下坡风的特征^[3]。

国外对下坡风的研究开展较早,形成了三种概念:(1)背风区冷空气后撤形成下坡风^[4];(2)背风波及背风坡低层逆温层形成下坡风^[5];(3)Kuttner^[6], Hongton等^[7]提出了水跃理论。国内叶笃正^[8]、肖庆农等^[9]、臧增亮等^[10]研究了局地地形对气流过山的影响、地形阻挡下背风波与下坡风的形成。李艺苑等^[11]归纳了下坡风的3种成因:过山波理论、水跃下沉理论、背风波理论,这三种理论存在关联,水跃可能是形成有限振幅背风波的原因,过山波与背风波受临界层的影响也相互联系在一起。

百里风区因其风力强、危害大,引起众多学者的关注,潘新民等^[12]进行了天山色皮山口的狭管效应和越山后流洩风作用形成强风的试算、验算,使用木垒站作为指标站进行了百里风区大风的预报。苗运玲等^[2]讨论了百里风区代表站大风资料的连续性及特征,分析了大风年、季、月变化特征。吴学柯等^[13]使用逐步回归方法尝试了强风的预报,取得了较好的效果。王敏仲等^[14]使用风廓线雷达观测发现大风期间北风气流明显大于西风气流,1 500 m以下风速

收稿日期:2021-07-12;修回日期:2022-02-11

基金项目:中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目(IDM201301);国家自然科学基金(42165002);中国铁路乌鲁木齐集团有限公司科技研究开发计划课题(WLMQ-YSZD-WLCL-DCK-2020-0008)

作者简介:汤浩(1972—),男,正高级工程师,从事中尺度数值天气预报模式应用及客观天气预报技术研究。E-mail:tanghao72@163.com

大于其上风速。孙淑芳等^[15]使用百米铁塔观测分析了垂直风切变特征,发现大风期间存在较强的风切变及垂直湍流交换。刘艳等^[16]从大风对交通安全的危险性评估和区划方面进行了研究。以往研究从观测资料统计分析、灾害评估与区划、基于统计的预报技术等角度对百里风区大风进行了研究,对大风的机理研究只限于大尺度环流背景开展,初步提出了狭管效应及下坡风作用的基本概念,没有从中尺度天气系统及其与局地地形交互的动力作用、对流层低层大气层结的热力作用等层面进行更深入的分析研究。

过去的十多年中,WRF模式及同化系统得到广泛的业务及科研应用^[17-22],在大风的实时预报及模拟研究中体现出良好的性能^[23-27]。本文在以往研究的基础上,使用WRF模式对2018年5月6—8日百里风区的大风天气过程进行数值模拟,对输出的产品进行诊断分析,以期阐明大风的中尺度特征,并凝练其触发机理。

1 研究区域地形及环流背景概述

1.1 研究区域地形概述

天山山脉呈东西走向,绵延约2 000 km,北方冷空气东移南下入侵新疆过程中,往往受天山山脉阻挡作用,在其北侧形成高压。百里风区位于天山南麓(图1a)正对着天山山脉东部的一处小缺口,即东天山山脉与巴里坤山脉之间的色皮山口(图1a中B点),百里风区地形总体为北高南低的坡地。此外,百里风区位于哈密盆地,哈密盆地北高南低、由东北向西南倾斜,东部、西部和南部多丘陵、戈壁,极易吸收太阳辐射,地面辐射对大气增温明显,盆地的这种加热作用造成近地层空气抬升形成热低压。

图1a中色皮山口以北天山山脉迎风坡坡度较缓,其南侧背风坡坡度较迎风坡明显陡峭,在B点

和十三间房点之间的背风坡存在地势低洼地区,即七角井盆地。

潘新民等^[12]指出,百里风区的天山山脉段,北坡较为平缓,坡度约为0.009,色皮山口与上游来风方向的准噶尔盆地南缘的高度差约为700 m,这样的坡度和高度差对于强冷空气极易翻越,冷空气翻越色皮山口,在山口狭管效应和越山后流洩风的作用下形成大风。吴学柯等^[13]在研究新疆百里风区大风预报方法时也指出,冷空气东移南下,受天山山脉阻挡而堆积,与南疆盆地上升的热气流相对,使天山南北两侧气压梯度增大。在天山北侧冷高压和南侧热低压形成的强气压梯度作用下,冷空气翻越天山穿越色皮山口并下坡加速形成强风是触发百里风区大风的基本概念模型。

1.2 天气过程及环流背景

2018年5月6—8日,百里风区出现大范围强风、沙尘天气,瞬间风速大,持续时间长,十三间房站瞬间极大风速达13级(40.4 m/s),其中超过10级的大风持续24 h(7日06时—8日05时,北京时,下同),超过12级的大风持续14 h(7日10—23时),伴随出现沙尘暴,最小能见度<800 m。大风天气造成兰新铁路十三间房路段火车停运,G30高速一碗泉路段双向交通管制。

造成此次百里风区西北大风的主导系统为欧洲脊,高空影响系统为西西伯利亚低槽,地面为北欧高压。6日08时(图2a),欧亚范围内为“两脊一槽”的经向环流,里海、咸海至欧洲地区和贝加尔湖地区为高压脊,西西伯利亚地区为宽广的低值系统活动区,随着里海、咸海长脊与欧洲脊叠加,脊前强北风带最大风速达30 m/s,引导北方冷空气南下,使得西西伯利亚低槽加深东移,槽前存在38 m/s的偏西南急流。7日08时(图2b),受极地不稳定小槽侵入,欧洲脊东南垮,西西伯利亚低槽在逆转东移的过程中分

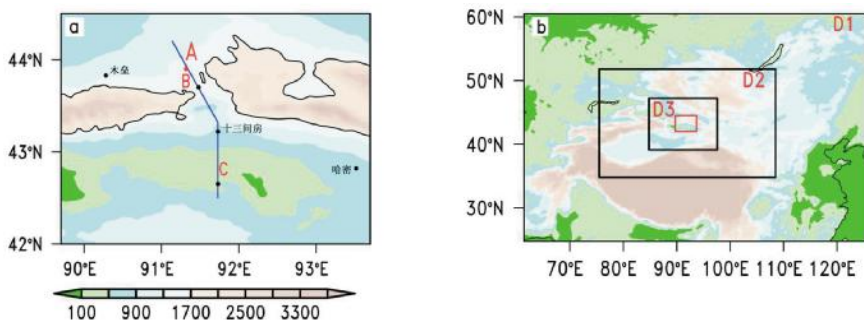


图1 研究区域地形及模拟区域嵌套

(a 为研究区域地形,木垒、十三间房、哈密为气象观测站,A,B,C为参考点,蓝色折线为图7中气流垂直横截面位置;b为模式三重嵌套区域及分辨率27 km(D01)、9 km(D02)、3 km(D03),红色矩形为研究区域所在位置)

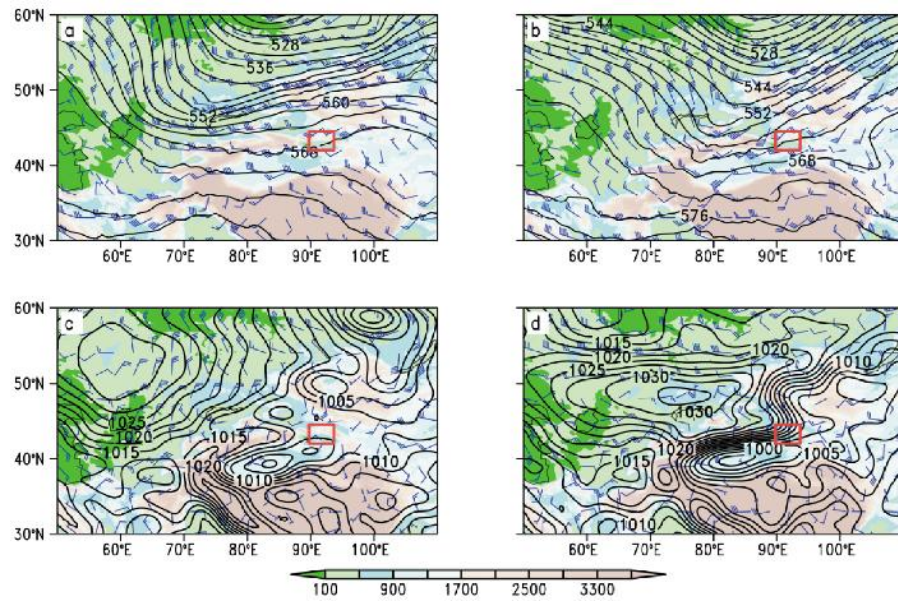


图2 6日08时(a)、7日08时(b)500 hPa位势高度和风场,6日08时(c)、7日08时(d)海平面气压场和850 hPa风场
(红色矩形框同图1b)

为南北两段,北段东移北收,南段沿脊前西北气流东南下,槽后出现强烈偏北气流,引导北方冷空气南下,受其影响,百里风区风力明显加强。下游贝加尔湖高压脊稳定维持,西西伯利亚低槽受下游高压脊的阻挡作用,移动缓慢,长时间控制东疆,造成持续性大风。

地面冷高压移动路径为西北路径。6日08时(图2c),冷高压中心首见于60°N附近,中心强度为1035 hPa,冷锋进入北疆西部。7日08时(图2d),冷高压中心东南移至鄂木斯克附近,长轴略呈东北—西南向,冷锋压至天山北坡,同时塔里木盆地、哈密盆地维持热低压,形成海平面气压北高南低的形势,气压差达30 hPa,百里风区位于强气压梯度区。

2 模拟方案设计及结果检验

2.1 模拟方案设计

使用WRF V3.7.1对本次大风过程进行数值模拟,模拟方案设计为27、9、3 km三重嵌套,嵌套区域如图1b所示,模拟层数设计为50层并对低层作加密处理,其中850 hPa以下为13层,模式层顶取50 hPa,物理过程和参数化方案见表1。初始场使用NCEP/NCAR的GDAS数据驱动,模拟时段为5月6日08时—8日20时,每6 h更新侧边界,逐小时输出模拟结果。

2.2 模拟结果检验

表1 物理过程和参数化方案

	D01	D02	D03
微物理	WSM6	WSM6	WSM6
积云参数化	KF	KF	—
长波辐射	RRTM	RRTM	RRTM
短波辐射	Duahia	Duahia	Duahia
陆面过程	Noah	Noah	Noah
近地层	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov
边界层	MYJ	MYJ	MYJ

使用3 km嵌套输出的要素对本次大风过程中代表站的10 m风速、海平面气压的模拟结果进行检验。图3a和3b分别为十三间房和天山北侧木垒10 m风速的模拟与实况对比,模式很好地模拟了两站的大风过程,十三间房最大风速的模拟结果略偏小。天山两侧海平面气压代表站模拟结果显示,木垒的海平面气压在起风阶段模拟较好,但在大风维持阶段偏小,模式很好地模拟了哈密海平面气压在冷空气翻越天山进入哈密盆地过程中逐渐增加的演变过程(图3c)。图3d为两站海平面气压差的模拟结果检验,模拟结果在起风阶段迅速增加,但在大风维持阶段略偏小,这是十三间房最大风速模拟偏小的原因之一。

WRF模式较好地模拟了本次百里风区大风天气过程,模拟输出的其他产品可以用来做进一步的

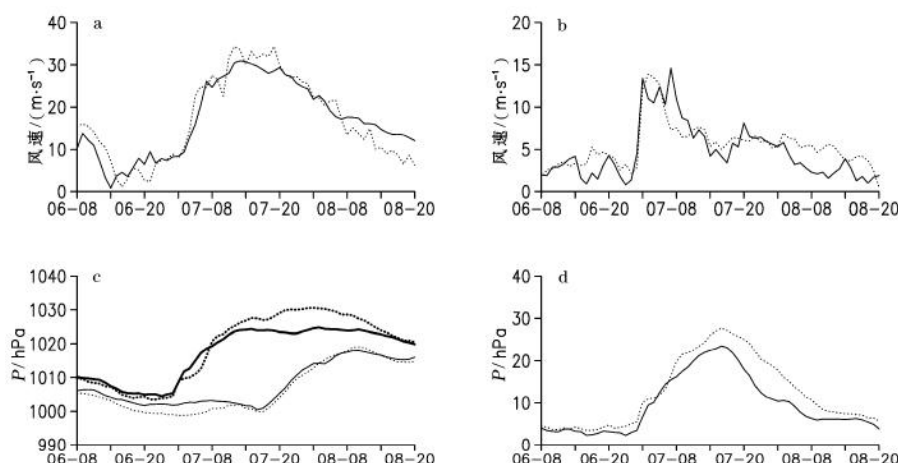


图3 大风过程模拟结果检验

(a、b 分别为十三间房、木垒 10 m 风速模拟(实线)与实况(虚线),c 为木垒(粗实线为模拟,粗虚线为实况)、哈密(细实线为模拟,细虚线为实况)海平面气压模拟与实况,d 为木垒与哈密海平面气压差(实线为模拟,虚线为实况))

诊断分析和机理研究,以下的分析使用 3 km 嵌套输出的产品。

3 大风中尺度特征分析

3.1 天山北侧冷空气堆积

以往的研究从大尺度天气系统入手,指出入侵新疆的冷空气受天山阻挡,在其北侧形成深厚堆积,在气压梯度的作用下翻越天山形成大风,但对冷空气在天山北侧堆积的深厚程度未做进一步的分析。

大风过程中,同样会出现冷空气堆积现象,在海平面气压场上表现为天山北侧出现密集的等压线(图 2d)。图 4 为木垒与哈密气压差的时间—高度剖面图,可看出大风过程中冷空气受天山地形阻挡形成堆积造成天山两侧气压梯度的时空演变过程。起风前期,两地气压差较小,此气压差主要由哈密盆地热低压发展引起;7 日 02 时,随着冷空气南下过程中受天山阻挡并堆积,两地气压差迅速增加并由地面向高空伸展,压差高度超过海拔 3 km,压差最强盛时刻在 7 日 14 时前后,其海平面气压差达 24 hPa,与十三间房风速最大的时间相对应(图 3a)。之后随着冷空气翻越天山进入哈密盆地,两地气压差逐渐减小,十三间房风速随之减弱。

3.2 地面及低空风场演变特征

图 5 为研究区域内地面风场模拟结果。起风前(图 5a)天山两侧无明显气压差,色皮山口内风向不一,百里风区内有弱的北风。随着冷空气南下,7 日 08 时(图 5b)受天山山脉阻挡,冷空气尚未进入哈密盆地,天山北侧海平面气压迅速升高,局地加热作用使得盆地内有热低压发展、维持,天山两侧气

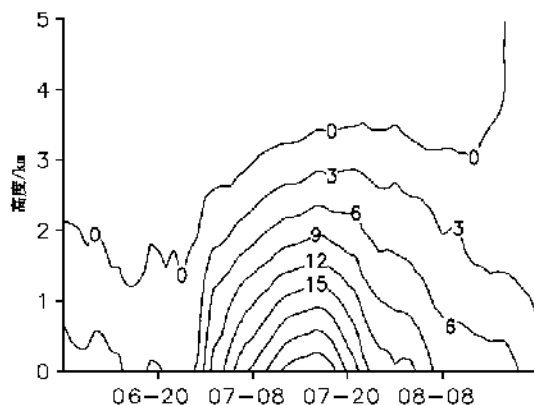


图4 木垒与哈密气压差剖面

压差>10 hPa,色皮山口出现 17.2 m/s 的西北大风,气流穿越色皮山口进入哈密盆地后风速迅速增加,风向转为北风。7 日 14 时(图 5c),随着天山北坡冷空气堆积,冷锋压至天山北坡,天山两侧海平面气压差>20 hPa,造成南暖北冷、北高南低的气压场形势,此时地面大风达到最强,十三间房风速>11 级,其南侧风速>12 级;之后随着冷空气进入哈密盆地,天山南侧海平面气压逐渐上升,天山两侧气压差减小,大风的强度及范围开始减弱并缩小。需要注意的是,大风过程中七角井盆地的风速较其风向上下游区域的风速偏小,模拟结果与十三间房历史上由七角井盆地迁站至现在位置前后的观测数据对比分析结果一致^[2],其原因将在后文进行讨论。位于十三间房南侧的区域出现 12 级的大风,由于该区域内目前无气象观测站点,因此无法对模拟结果进行验证。

选取海拔 1 000 m 高度,进一步研究低空风场演变特征(图 6)。1 000 m 高度风场同样表现出大风

区从出现到迅速增强随后逐渐减弱的演变过程,强风区风速最强>13级,最强时刻与地面风场一致,风向同为北风,强度较地面更强,位置较地面强风区略偏北。

3.3 冷空气越山剖面分析

由图 5、6 可知,冷空气从天山北侧越山形成百里风区,气流的路径大致为自天山北侧沿西北偏北方向穿过色皮山口,经七角井盆地后向偏北运动,故选择此路径分析冷空气越山的剖面进行分析研究(图 1a 中蓝色折线,图 5、6 中黑色折线,长度约 200 km)。

为描述冷空气越山过程中气块的运动轨迹及波动形态,引入位温要素,位温定义为气块沿干绝热线运动到 1 000 hPa 时的温度,未饱和空气的位温表达式:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{\frac{R_d}{C_p}} \quad (1)$$

式中, θ 为位温, T 为气温, P 为气压, R_d 为干空气气体常数, C_p 为干空气的定压比热,绝热状态下 $\frac{R_d}{C_p} = 0.286$ 。

气块在干绝热条件下的位温具有守恒性,因此使用位温等值线来表征气块的运动轨迹及波动的空间形态^[28-29]。

图 7 为气压梯度作用下,气流沿图 1a 折线自北向南越山的位温、相对湿度剖面图。便于对比分析气压梯度的动力作用,同时给出木垒与哈密气压差的廓线。图 7 中相对湿度廓线提示空气处于未饱和状态,同时十三间房、哈密自动站没有观测到降水,可

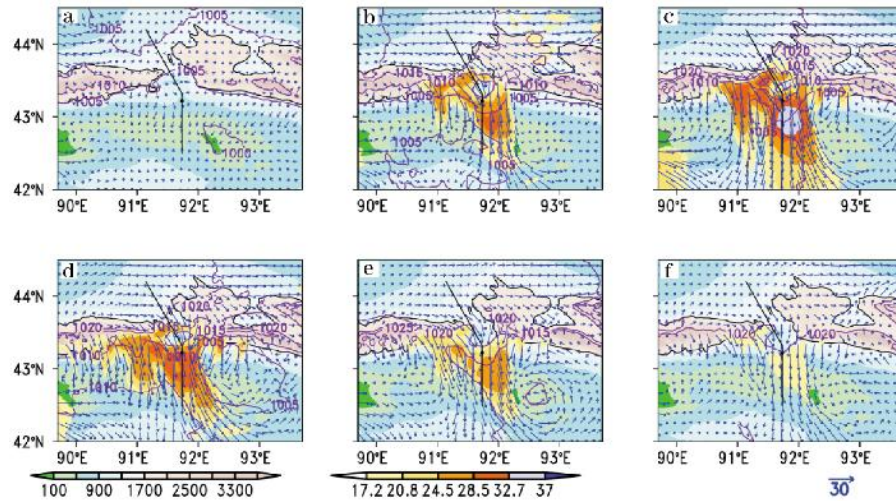


图 5 地面风场模拟

(a 为 7 日 02 时,b 为 7 日 08 时,c 为 7 日 14 时,d 为 7 日 20 时,e 为 8 日 02 时,f 为 8 日 08 时;黑线为地形等高线,紫线为海平面气压,箭头为风矢,填色为蒲氏风级(8 级起,单位:m/s),黑色圆点为十三间房,黑色折线同图 1a 中蓝色折线)

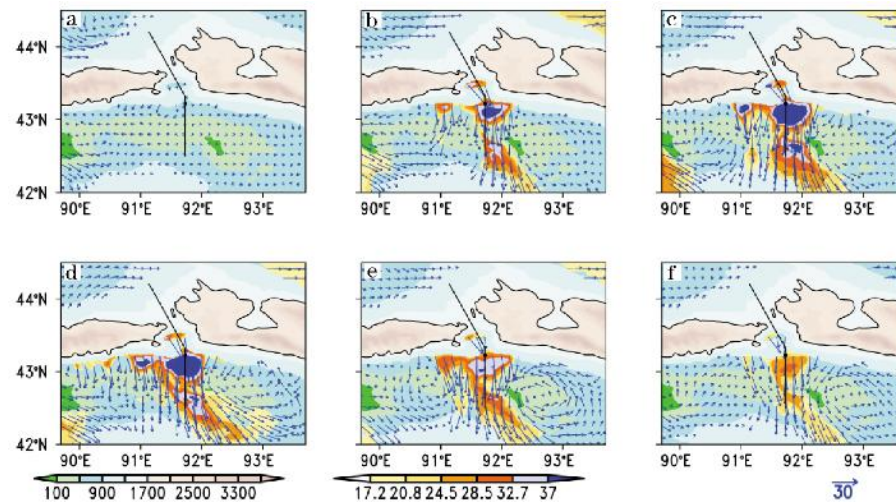


图 6 海拔 1 000 m 低空风场模拟

(a 为 7 日 02 时,b 为 7 日 08 时,c 为 7 日 14 时,d 为 7 日 20 时,e 为 8 日 02 时,f 为 8 日 08 时;黑线为地形等高线,紫线为海平面气压,箭头为风矢,填色为蒲氏风级(8 级起,单位:m/s),黑色圆点为十三间房,黑色折线同图 1a 中蓝色折线)

以判定没有凝结潜热的释放,气流越山过程中处于准绝热状态,可以使用位温来表征气块的运动轨迹。

起风前期(图7a)天山两侧气压差较小,延伸高度约1 km,等位温线相对稀疏且平直,背风坡上空无明显的下沉运动,没有出现8级以上大风区。7日08时(图7b)海平面气压差迅速增大到约17 hPa,气压差顶高升至近3 km,色皮山口以南开始出现8级以上大风区,等位温线曲率增大,其走向与地形高度基本平行,背风坡上空出现>2 m/s的下沉运动,十三间房上空风速达12级。7月8日14时(图7c)海平面气压差达到最强盛阶段,为24 hPa,顶高>3 km,等位温线呈现更强的波动形态,2 m/s的下沉运动继续维持,十三间房上空约1 km高度有13级大风区,大风区走向与背风坡地形坡度一致,十三间房地面风速为11级,其南侧大风区接地风速达12级;之后气压差逐渐减小,顶高同时降低,等位温线曲率下降,背风坡上空垂直运动减弱,低空风速逐渐减小。纵观气流越山剖面结构,可以发现此次百里风区大风过程为气流在天山两侧强气压梯度作用下,自山体北侧越山形成过山波,过山波在山体背风坡水跃下沉加速形成低空大风;同时由于七角井盆地的存在(竖线B与十三间房之间),气流在其上空出现二次抬升并下沉形成有限振幅重力波,低空大风区随波动的下沉运动接地形成地面大风。色皮山口的狭管效应对气流有一定的加速作用,但不及水跃下沉的加速作用明显。

3.4 背风坡大气层结及临界层作用

过山波水跃下沉过程中的下沉运动强度直接受背风坡低空大气层结稳定度影响,稳定层结的强度与水跃下沉的强度相对应。另外风向切变的临界层将吸收上层能量向下传播增加低空大风的能量^[30-32],以下讨论大风过程中的上述两种作用。

传统的研究使用逆温层表征层结稳定性,浮力频率可以给出更为精细的定量化描述,浮力频率定义为:

$$N^2 = \frac{g}{T} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2)$$

式中, g 为重力加速度, T 为温度, θ 为位温, z 为位势高度。浮力频率值 $>2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$ 时认为大气为稳定层结,值越大层结越稳定^[32]。

图8为十三间房浮力频率、风向风速时间—高度图。首先分析大气层结状态,起风前期大气中低层浮力频率 $<1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$,7日02时低空层结稳定度迅速增加,大值区高度大致在1.5 km,大风与浮力频率大值区相对应。继续讨论临界层作用,临界层指水平风风向在垂直方向上切变的区域^[30]。可以发现7日08—20时约2 km高度出现风向切变的临界层,其上为偏东风,其下为偏北风或西北北风,临界层的作用表现为吸收其大气波动的能量并向下传递。十三间房上空存在显著的大气波动,其能量经临界层吸收并向下传递过程中,进一步加强了低空风速,使得大风区风速得以增大并维持。

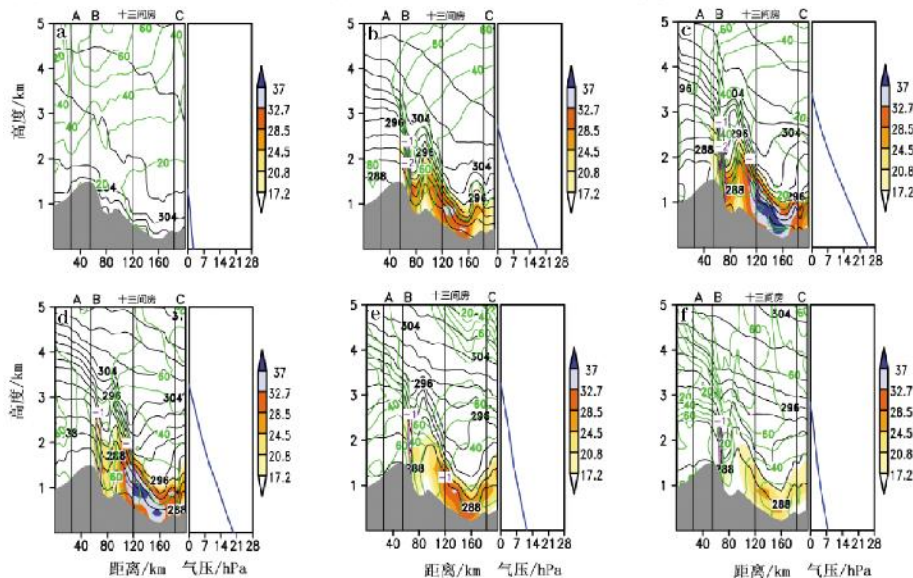


图7 气流越山剖面与木垒、哈密气压差和相对湿度廓线

(a为7日02时,b为7日08时,c为7日14时,d为7日20时,e为8日02时,f为8日08时;黑线为位温(单位:K),填色为沿折线水平风速(单位:m/s),紫线为垂直运动(单位:m/s),灰色为地形高度(单位:km),蓝线为气压差高度廓线(单位:hPa),绿线为相对湿度(单位:%),竖线A、B、十三间房、C位置为图1a中相应点)

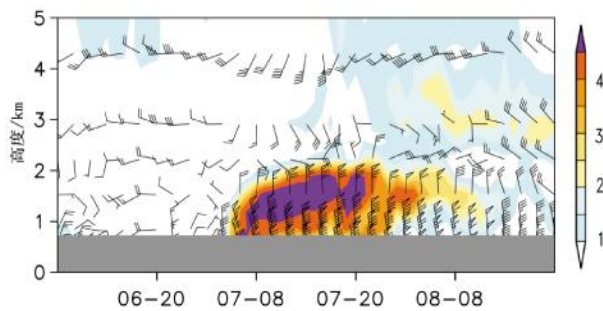


图8 十三间房浮力频率、水平风速时间—高度剖面
(填色为浮力频率,单位: 10^{-4} s^{-2} ,风羽为水平风)

4 结论和讨论

(1)天山山脉对冷空气的阻挡和哈密盆地热低压的发展共同作用形成山体两侧强气压梯度,气压差顶高向上延伸超过 3 km,海平面气压差最大达 24 hPa,为气流翻越天山提供了充足的动力。

(2)在气压梯度力驱动下,冷空气翻越天山并在色皮山口狭管效应作用下加速,山口及上空出现 8 级以上大风;气流爬坡过程中形成过山波,过山波在山体背风坡水跃下沉再次加速,此过程中伴有因七角井盆地地形强迫出现二次抬升并下沉形成有限振幅重力波,气流呈波动形态传播在十三间房上空形成风力达 13 级的强风区。大风形成过程是狭管效应加速和水跃下沉加速的共同作用。

(3)大风过程中,背风坡上空 2 km 高度的临界层,吸收上层能量并向下传递,增强了低空大风区的风速,低空大气稳定层结的强度与大风强度相对应。

(4)大风由过山波水跃下沉、有限振幅重力波激发、风向切变的临界层、强稳定层结等因子共同作用形成,但各因子对低空强风区形成的贡献等细节问题尚待进一步研究。

参考文献:

- [1] 何毅,杨太保,陈杰,等.1960–2013 年南北疆风速变化特征分析[J].干旱区地理,2015,38(2):249–259.
- [2] 苗运玲,秦榕,杨艳玲,等.百里风区代表站大风资料的连续性及其特征分析[J].沙漠与绿洲气象,2018,12(6):32–39.
- [3] 张家宝,苏起元,孙沈清,等.新疆短期天气预报指导手册[M].乌鲁木齐:新疆人民出版社,1986:330–336.
- [4] SCORER R S, KLIEFORTH H.Theory of mountain waves of large amplitude [J].Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,1959,85(364):131–143.
- [5] KLEMP J B,LILLY D K.The dynamics of wave induced downslope winds[J].J Atmos Sci,1975,32(2):320–339.
- [6] KUTTNE R.The rotor flow in the lee of mountain Schweia

[J].Aero Rev,1958(33):208–215.

- [7] HOUGHTON D D,KASAHARA A.Nonlinear shallow fluid flow over an isolated ridge [J].Commun Pure appl Math,1968,21(1):1–23.
- [8] 叶笃正.小地形对气流的影响[J].气象学报,1956,27(3):241–262.
- [9] 肖庆农,伍荣生.地形对于气流运动影响的数值研究[J].气象学报,1995,53(1):38–49.
- [10] 臧增亮,张铭.三层模式背风波的理论研究[J].气象学报,2004,62(4):395–400.
- [11] 李艺苑,王东海,王斌.中小尺度过山气流的动力问题研究[J].自然科学进展,2009,19(3):310–324.
- [12] 潘新民,祝学范,黄智强,等.新疆百里风区地形与大风的关系[J].气象,2012,38(2):124–128.
- [13] 吴学珂,刘炳杰,王式功,等.新疆“百里风区”强风天气预报方法[J].兰州大学学报,2009,45(6):62–67.
- [14] 王敏仲,何清,魏文寿,等.新疆百里风区风廓线观测分析[J].气象科技,2010,38(5):640–644.
- [15] 孙淑芳,张广兴.新疆百里风区近地层垂直风切变指数特征[J].沙漠与绿洲气象,2019,13(3):99–104.
- [16] 刘艳,何清,戴晓爱,等.新疆铁路沿线主要气象灾害风险区划及减灾对策探讨[J].自然灾害学报,2016,25(3):48–57.
- [17] 沈晓燕,颜玉倩,肖宏斌,等.WRF 模式不同参数化方案组合对青海气温、降水及风速模拟的影响[J].干旱气象,2018,36(3):423–430.
- [18] 马晨晨,余晔,何建军,等.次网格地形参数化对 WRF 模式在复杂地形区风场模拟的影响[J].干旱气象,2016,34(1):96–105+124.
- [19] 应爽,谢静芳,刘海峰,等.基于 WRF 模式的紫外线指数逐小时预报模型 [J]. 气象与环境科学,2021,44(3):106–111.
- [20] 马艳,顾瑜,陈尚,等.WRF 中不同积云对流参数化方案对青岛降水预报影响的对比分析[J].气象与环境科学,2017,40(4):19–26.
- [21] 许建玉,刘羽.边界层方案对 WRF3D 模式夏季降水预报的影响分析[J].暴雨灾害,2016,35(1):31–38.
- [22] 康兆萍,周志敏,李红莉.不同分辨率和云微物理方案对华中暴雨模拟的影响分析 [J]. 暴雨灾害,2019,38(6):658–667.
- [23] 马国忠,张广兴,马玉芬.颠覆列车强风数值模式参数敏感性对比分析[J].中国沙漠,2010,30(6):1458–1463.
- [24] 马媛媛,杨毅,胡小明,等.WRF 中三种边界层参数化方案对新疆 2·28 大风过程模拟的对比分析[J].沙漠与绿洲气象,2014,8(3):8–18.
- [25] 汤浩,王旭,储长江,等.乌鲁木齐城区一次极端东南大风的形成机制—重力波与超低空急流耦合[J].干旱区地理,2019,42(6):1229–1238.

- [26] 汤浩,陆汉城,储长江,等.天山峡谷穿谷急流触发强下坡风暴的中尺度特征分析[J].气象,2020,46(11):1450–1460.
- [27] 汤浩,李如琦,贾丽红.新疆“2·28”大风的中尺度数值模拟[J].气象,2011,37(11):1365–1371.
- [28] 杨大升,刘余滨,刘式适.动力气象学[M].北京:气象出版社,1980:19–37.
- [29] 刘健文,郭虎,李耀东,等.天气分析预报物理量计算基础[M].北京:气象出版社,2005:32–33.
- [30] 谭本旭,伍荣生.临界层理论研究进展[J].气象学报,1992,50(4):492–503.
- [31] 岳显昌,易帆.重力波波包在临界层附近的传播[J].中国科学(E辑),2005,35(11):1215–1232.
- [32] 卢冰,史永强,王光辉,等.新疆克拉玛依强下坡风暴的机理研究[J].气象学报,2014,72(6):1218–1230.

Mesoscale Characteristics of Strong Wind in Xinjiang 100–kilometer Gale Area

TANG Hao^{1,2}, ZHOU Yaman¹, YANG Jieyao³, PAN Xinmin⁴

(1. Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002, China;

2. Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China;

3. Hami Meteorological Bureau, Hami 839000, China;

4. Xinjiang Meteorological Service Center, Urumqi 830002, China)

Abstract The large-scale atmospheric circulation situation and the topography of the Tianshan Mountains form the 100-kilometer gale area in Xinjiang together, whose wind strength ranks the first among the nine gale areas in Xinjiang. In order to further study the mesoscale characteristics of strong wind in the 100-kilometer gale area and its relationship with the local terrain, an extreme gale event in the 100-kilometer gale area on 6–8 May 2018 was selected to conduct mesoscale simulation and analysis by using WRF model. The results show that: under the pressure gradient between north-south sides of Tianshan Mountains, the cold air goes over the Tianshan and accelerates by the narrow tube effect of the pass and the hydraulic jump of over mountain wave. The strong wind zone is formed over the leeward slope, and the strong wind area touching the ground forms the ground wind in the 100-kilometer gale area. During the process, the topographic forcing in Qijiaojing Basin causes the finite amplitude gravity wave, and the critical layer of the gale area above the leeward slope absorbs the upper energy and transfers it downward, which increases the wind speed in the gale area. The stable stratification of the low atmosphere intensifies the downward transmission of the wave energy, which makes the low-level gale zone more close to the ground.

Key words 100-kilometer gale area; over mountain wave; narrow tube effect; hydraulic jump subsidence; stable stratification