

胡艺,符娇兰,陶亦为,等,2022.冬奥会延庆赛区气象要素分布特征分析[J].气象,48(2):177-189. Hu Y, Fu J L, Tao Y W, et al, 2022. Characteristics of meteorological elements over Yanqing Area during Winter Olympic Games[J]. Meteor Mon, 48(2):177-189(in Chinese).

## 冬奥会延庆赛区气象要素分布特征分析\*

胡 艺 符娇兰 陶亦为 李嘉睿 李晓兰

国家气象中心,北京 100081

**提 要:** 基于 2019—2020 年 1—3 月延庆赛区 11 个站点的实况观测数据,分析了 2022 年北京冬奥会延庆赛区风、气温的时空分布特征,建立了阵风因子与平均风速、湍流强度之间的关系,为延庆赛区气温、风场尤其是阵风因子预报提供参考。结果表明:平均来讲,各站点在 15 时或 16 时出现日最高气温,06—08 时出现日最低气温,气温日较差随海拔升高而减小;平均风速和极大风速有一致的日变化特征,以竞速 5 号站为界,高海拔站点白天风速小,夜间风速大,低海拔站点日变化相反,海拔超过 1900 m 站点的风速随海拔升高而增大;位于山脊站点风向无日变化,以西北风为主,位于山坡站点风向日变化较小,白天以西北风为主,夜间为偏西风,而位于低海拔地区的山谷站点风向日变化大,表现出明显的山谷风环流特征。竞速 1 号站阵风因子有明显的日变化,白天阵风因子较大,最大值出现在午后,阵风因子离散度大,夜间阵风因子较小且离散度小。阵风因子与湍流强度呈正比,基于湍流强度拟合得到的阵风因子更接近实际。

**关键词:** 复杂地形,气温和风,日变化,阵风因子

**中图分类号:** P442

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.010401

## Characteristics of Meteorological Elements over Yanqing Area During Winter Olympic Games

HU Yi FU Jiaolan TAO Yiwei LI Jiarui LI Xiaolan

National Meteorological Centre, Beijing 100081

**Abstract:** Based on observation data from 11 meteorological stations from January to March of 2019—2020 over the Yanqing Area of the 2022 Beijing Winter Olympic Games, spatio-temporal distributions of wind field and temperature are analyzed, and the correlation of gust factor with mean wind speed and turbulence intensity is established, so as to provide a reference for forecasting temperature and wind field in the complex terrain area, especially for the gust wind forecast. Generally, the daily high temperature occurs at 15:00 BT or 16:00 BT and the lowest temperature appears from 06:00 BT to 08:00 BT. Furthermore, the range of diurnal temperature decreases with the increase of altitude. The mean wind speed and wind gust have similar characteristics of diurnal variation. Taking S5 as the boundary, the winds at higher-altitude stations are relatively weaker in the daytime than at nighttime, while the diurnal variations of wind speeds at lower-altitude stations are opposite. Wind speeds at the stations with altitude above 1900 m usually increase with altitude. The wind direction at stations over mountain tops have no diurnal variation with a dominant direction of northwesterly. However, the wind directions at stations in the mountainsides and low-elevation areas are characterized by diurnal variation. Wind direction variation of the former is less

\* 国家重点研发计划(2018YFF0300104)、国家气象中心青年基金项目(403933)共同资助

2021 年 2 月 24 日收稿; 2021 年 12 月 31 日收修定稿

第一作者:胡艺,主要从事天气预报和季风低压研究. E-mail:hy0227@163.com

通讯作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断分析和预报技术研究. E-mail:blueilyfly@163.com

noticeable, with the prevailing northwesterly in the daytime and westerly at nighttime, while the latter shows significant variation with a feature of mountain-valley breeze. The gust factor at S1 station has obvious diurnal variation with maximum value and large variation in the afternoon and relatively small value and lower spread at night. Finally, the linear relationship between the gust factor and turbulence intensity is established, and the gust factor based on turbulence intensity fitting is closer to the observed factor.

**Key words:** complex terrain, temperature and wind, diurnal variation, gust factor

## 引 言

延庆赛区地处延庆县西北部的海坨山地区,距延庆县城约 18 km,海坨山山体呈东南—西北走向,小海坨在大海坨南侧,海拔为 2 199 m,将承担 2022 年第 24 届冬奥会部分高山滑雪、国家雪车雪橇赛事。冬奥赛事受气象条件影响大,气温、风等气象条件对赛事的正常进行以及运动员水平的发挥起关键作用。由于赛区地形复杂,气象站点分布在不同海拔高度的山脊、山谷和背风坡上,受到局地小地形和山脉遮挡,气象要素预报难度大,特别是阵风预报。加强对海坨山地区气象要素时空分布特征的认识是提高复杂地形下气象要素预报的基础,但目前还缺乏对该地区气象要素的深入分析,因此亟待开展基于实况资料的风、气温等要素特征的分析。

气温是影响赛事造雪、用雪、储雪的一个重要因素。目前,由于我国复杂山地观测站点稀少,因此对于复杂地形下气温精细化时空分布特征研究较少。目前的研究主要以复杂地形下站点逐月气温、日平均气温等气候背景为主(陈志军,2004;Zeng et al, 2009;邱新法等,2009;杨澄和付志嘉,2016)。通过对具体的山脉、地点的气温研究指出,气温受纬度、海拔、太阳辐射等影响显著,需要考虑坡度、坡向、地形相互遮蔽作用等对复杂地形下太阳总辐射的影响(翁笃鸣和孙治安,1984;袁淑杰等,2010;田杰等,2013)。韩芳琴等(2011)指出阳坡山谷气温日较差最大,随海拔升高日较差呈递减趋势。

风是影响冬奥赛事的关键气象因素,尤其是阵风,前人对山地地形下的风场有了一些研究。陈凯等(2003)提到对于傍山地区,由于局部地形影响,它的风速和处于平坦地区的气象站有显著不同。宋丽莉等(2009)和李国平(2016)指出山地地形对风场的影响机制比较复杂,一方面因接受的太阳辐射不均匀而导致气流局地上升和下沉,另一方面由于地形的起伏而改变了低层气流的方向和速度。另外,山

地复杂地形下风速也有明显的日变化特征,最大风速出现在傍晚,最小风速出现在夜间(Jiménez et al, 2009)。

极大风速是指给定时段内瞬时风速(3 s 阵风风速)的最大值,可表征阵性大风的强度(李锦洪等,2013;楼文娟等,2016),业务上规定极大风为 10 min 内的 3 s 最大阵风。阵风与平均风以及湍流强度有关,阵风与平均风的比值称为阵风因子,世界气象组织给出阵风因子的定义为在时距  $T_0$  时间段内持续时间为  $\tau$  的最大风速与时距为  $T_0$  的平均风速之比(Harper et al,2010;胡波,2017;周福等,2017)。最早文献中阵风因子都取某一个固定的数值。Kramer and Marshall(1992)指出热带气旋影响下的阵风因子为 1.55,温带气旋影响下的阵风因子为 1.40,比前者更小一些。随着对阵风研究的不断深入,人们发现不同条件下阵风因子数值并不一致,它的大小与下垫面的粗糙度有关,下垫面越粗糙,阵风因子的值越大(Ashcroft,1994;Sparks and Huang,2001;Yu and Chowdhury,2009;Wever,2012;Cao et al,2015)。阵风因子还与阵风的持续时间以及观测高度有关,当时间间隔越大、观测高度越高,阵风因子的值越小(Ashcroft,1994;Ghanadi et al,2017;Wang et al,2018)。Shu et al(2015)中指出阵风因子对平均风速有很高的敏感度,当平均风速较小时阵风系数的均值和波动幅度较大(胡波,2017),10 min 平均风速超过  $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,阵风因子随着平均风速的增大而减小(Ashcroft,1994;Vickery and Skerlj,2005;Wang et al,2018)。有文献总结到阵风因子与湍流强度直接相关(Greenway,1979;陈凯等,2003;He et al,2013;Shu et al,2015;Ghanadi et al,2017;Hu et al,2018;Wang et al,2018),Cao et al(2009)认为湍流强度会随着平均风速的增加而减小,当风速超过某个值继续增加时,湍流强度将保持恒定。Harstveit(1996)提到,湍流强度和阵风因子之间的比值接近于某个常数,Panofsky and Dutton(1984)指出这个比值在平坦的下垫

面接近于2.39,而在起伏的下垫面比值较高,陈凯等(2003)拟合得到的比值为3.14。

延庆赛区2017年底完成全部赛道气象观测站的布设,目前还尚未对其气象要素的分布特征进行系统性的研究。本文基于延庆赛区站点实况观测资料研究复杂地形下不同海拔高度站点的风和气温时空分布特征,为冬奥赛季期间的预报提供背景参考。

## 1 延庆赛区概况及所用资料

图1为延庆赛区地形高度及赛区气象观测站分布,总体来看,延庆赛区地势呈现北高南低的特点,小海坨山呈西北—东南向,赛道及气象观测站均位于小海坨山的南侧。赛道沿线共布设了7个冬奥气象观测站(红色和白色站点),竞速赛道(白点)和竞技赛道(红点)基本位于山脉的东西两侧,海坨山地区还有4个日常业务气象自动站(紫色站点)。图中的站点海拔最高的是竞速1(S1,2194 m),西侧白色站点自北向南海拔依次降低,分别是竞速3(S3,1925 m)、竞速5(S5,1670 m)、竞速8(S8,1310 m),

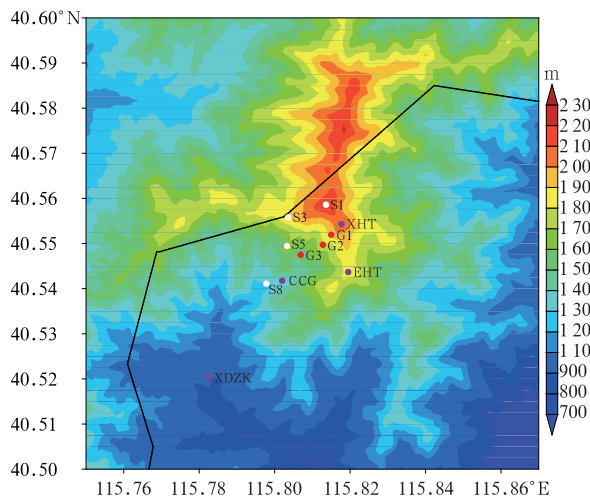


图1 延庆赛区地形高度(填色)及气象观测站点分布(白点代表竞速赛道气象观测站,为S1、S3、S5、S8,红点代表竞技赛道气象观测站,为G1~G3;紫点代表业务自动气象站,XHT:小海坨,EHT:二海坨;CCG:长虫沟,XDZK:西大庄科;下同)

Fig. 1 Terrain height (colored) of Yanqing Area and the spatial distribution of 11 meteorological stations [White dots represent meteorological stations of racing events (S1, S3, S5, S8), red dots represent meteorological stations of competitive events (G1-G3), purple dots represent operational automatic meteorological stations (XHT, EHT, CCG, XDZK), the same below]

东侧红色站点自北向南海拔同样依次降低,分别是竞技1(G1,1942 m)、竞技2(G2,1770 m)、竞技3(G3,1460 m),另外在东侧最外围(紫点),海拔由高到低,依次为小海坨(XHT,2108 m)、二海坨(EHT,1805 m)、长虫沟(CCG,1316 m),还有海拔最低的站点西大庄科(XDZK,928 m),为方便表述,下文站点均用简称。

从图1中可以看到,S1站位于山顶,S3站位于西侧明显的东西向山脊上,S5站位于南北向的山脊上,XHT和EHT站位于东侧西北—东南向山脊上,G1、G2、G3、S8和CCG站位于西北—东南向山脊的南坡,且G3站位于东北—西南向山谷中,CCG站位于东西向的山谷中,XDZK站位于海坨山山顶西南方向5 km的山谷里。

由于赛区地处山区,2014年年底才开始陆续布设气象观测站,通过对有最长观测记录的小海坨站2015—2020年分析表明(图略):近两年冬奥延庆赛区气温、风速等气象要素没有明显的年际变化。故本文用赛道11个气象站点观测数据较全的2019—2020年进行研究,对各站点温度、风速及风向等对冬奥赛区影响最大的气象要素时空分布特征进行分析。所用资料包括如下:

①2019—2020年每年1—3月期间延庆赛区11个气象观测站的10 min数据集和2019年1—3月的1 min数据集,包括温度、平均风速、平均风向、极大风速和极大风向。其中10 min数据集的极大风为10 min内的3 s最大阵风。

②SRTM V4.1格点地形数据(Jarvis et al., 2008)。图1填色为高度场,水平分辨率为90 m。

## 2 赛区测站气温和风的分布特征

基于2019—2020年每年1—3月的10 min数据集对延庆赛区11个站点的气温、风速、风向求平均,分析各个站点平均状态,并进一步探究赛区气温、风随海拔高度的变化。

S1站海拔最高,平均气温为 $-11\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,而地势最低的西大庄科平均气温为 $-3.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,平均气温随海拔基本呈现线性递减趋势(图2a),即随着观测站点海拔的升高,平均气温逐渐降低,气温随高度递减率为 $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ ,略低于气温垂直递减率的经验值 $-0.65\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ m})^{-1}$ (许绍祖,1993)。其中,G1站和S3站的海拔很接近,只相差19 m,但

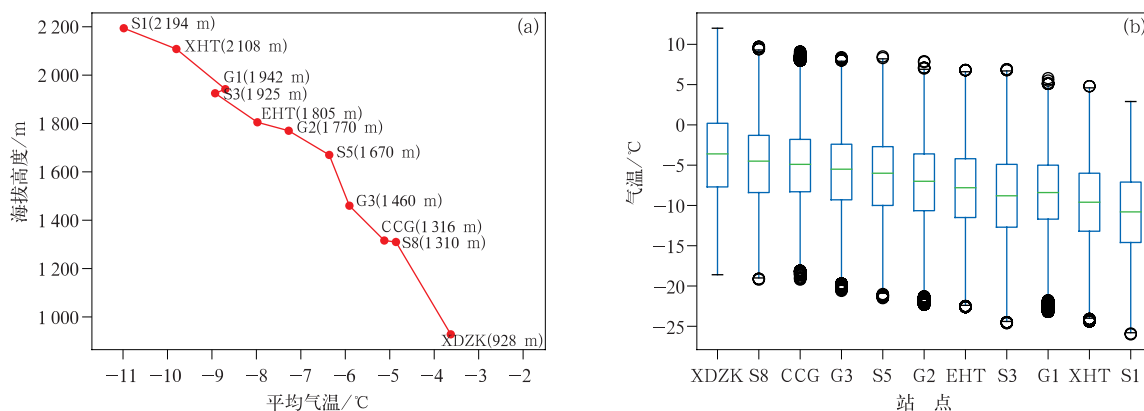


图2 2019—2020年1—3月(a)站点平均气温随海拔高度的变化,(b)各站点气温箱线图

Fig. 2 (a) Variation of average temperature at 11 stations with altitude,

(b) temperature boxplot of 11 stations from January to March in 2019–2020

G1站平均气温略高于S3站。从图4中可以看出S3站午后气温略高于G1站,但其他时段气温均低于G1站。这可能与S3站位于山顶有关,夜间辐射降温更明显,而G1站位于山坡上,其北侧海拔更高的山脊夜间辐射降温,导致气流沿着山坡绝热下沉,下沉增温导致夜间气温较海拔高度略低的山脊站气温高。

从气温箱线图(图2b)中可以看出,不同高度站点的箱线图高度相差不大,说明气温变化幅度并没有随着海拔高度改变。从各站录得的最小、最高气温极值可以看出,1—3月,最低气温极值可达 $-20^{\circ}\text{C}$ 左右,其中S1站最低气温极值低于 $-25^{\circ}\text{C}$ ,除XDZK站最高气温极值可达 $10^{\circ}\text{C}$ 以上以外,其余各站最高气温均低于 $10^{\circ}\text{C}$ ,其中XHT和S1站最高气温极值低于 $5^{\circ}\text{C}$ ,气温高于 $5^{\circ}\text{C}$ 时赛道具有一定融雪风险,低于 $-20^{\circ}\text{C}$ 时则有停赛的风险。

从平均风速和极大风速平均值(图3a)可以看出,S1站平均风速可达 $9.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (5级风),极大风速可达 $13.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (6级风),而S8站平均风为 $1.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (2级风),极大风速为 $5.45\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (4级风)。平均风速和极大风速随海拔高度变化具有阶段性特征,主要表现在海拔高度低于 $1500\text{ m}$ (海拔低于S5,不含S5)的站点之间风速随高度变化不明显,且风向不一致;海拔高度高于 $1600\text{ m}$ 的站点风速随高度波动增大,主导风向均为西北风;海拔高度大于 $1900\text{ m}$ (海拔高于EHT,不含EHT)站点风速随海拔高度线性增大。以上风速的分布特征与各站点所处的地形有关。G2站平均风速和极大风

速与海拔高度较低的S5相比偏小,EHT站平均风速和平均极大风速均较S3偏大。G2站的风速异常偏小,与低海拔站点风速相当,考虑到其位于南坡,西北气流易受到其西北侧山脊的阻挡。由于EHT站位于小海坨山西北东南向山脊的下游,且海拔较高,与山顶距离较远,受山脉阻挡小,西北方向的气流会直接流经EHT站,同时西北气流翻过小海坨山顶顺着山脊可能产生下坡风,从而导致其风速进一步加大。

从平均风速箱线图(图3b)上可以看出,海拔较低山谷或者位于山坡的站点平均风速小且分布较为集中,位于山脊的站点(EHT、XHT、G1、S1、S3、S5)平均风速大且分布较为分散。从平均风速和极大风速极值观测(图3b、3c)可以看出,位于山脊的EHT、G1、XHT以及S1最大平均风速可达 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(7级),最大极大风速可达 $25\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (10级),其中S1和XHT最大极大风速可达 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上;而位于海拔较低山谷或者山坡站最大平均风速大多为 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (3~4级),极大风速最大值为 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右(7级)。

### 3 赛区测站气温、风场的日变化特征

#### 3.1 气温日变化

将11个站点2019—2020年每年1—3月的10 min数据集每日同一时刻的气温和风场做合成分析,探究每个站点气温和风场的日变化。

从气温的日变化曲线(图4)中可以看出,各个

站点均表现出一定的日变化特征,在 15 时或 16 时出现日最高气温,06—08 时出现日最低气温。15 时出现最高气温的站点为 XDZK、S5、EHT、S3、XHT;16 时出现最高气温的站点有 S8、CCG、G3、G2、G1、S1。15 时出现最高气温的几个站点下午太阳被山脊遮挡,太阳直射时间结束偏早,而 16 时出

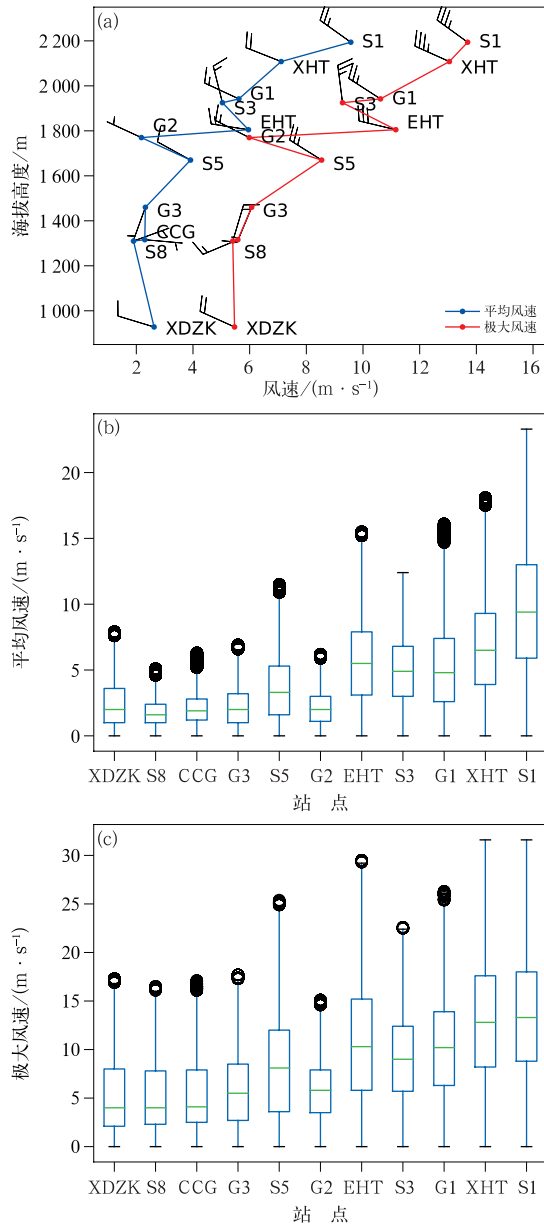


图 3 2019—2020 年 1—3 月 (a) 平均风速和极大风速随海拔高度的变化, (b) 各站点平均风速箱线图, (c) 各站点极大风速箱线图  
Fig. 3 (a) Variation of mean wind speed and gust wind at 11 stations with altitude, (b) mean wind speed boxplot of 11 stations, (c) gust wind boxplot of 11 stations from January to March in 2019—2020

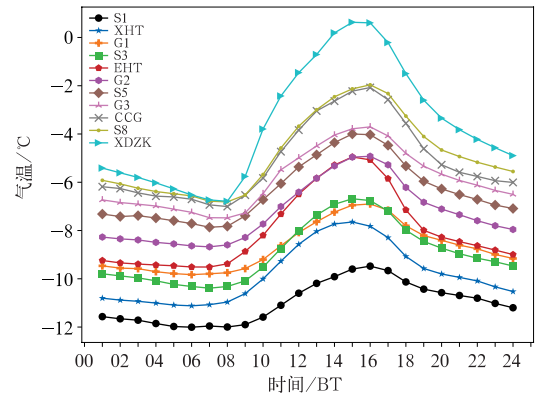


图 4 2019—2020 年 1—3 月各站点气温的日变化  
Fig. 4 Diurnal variation of temperature at 11 stations from January to March in 2019—2020

现最高气温的几个站点下午太阳辐射没有明显的遮挡,太阳直射时间结束偏晚,导致二者最高气温出现时间略有差异。最低气温出现的时刻与海拔高度有关,海拔越高,越早接受太阳光照,气温上升得越早,最低气温出现得时间越早。经过统计得到海拔高于 G1(包含 G1)的站点 06 时出现最低气温,海拔位于 S5 和 S3 之间的站点 07 时出现最低气温,海拔低于 G3(包含 G3)的站点 08 时出现最低气温。从最低气温看, XDZK 和 S8 两站海拔高度相差将近 400 m,但是最低气温二者基本一致,可能与山谷夜间底层逆温较明显有关。从各站点日变化曲线中可以发现,整体来看,海拔越高,气温日较差越小,这与 Linacre(1982)的结论一致。主要表现在高海拔站点白天最高气温升幅较海拔低的地区慢,这可能与海拔高的区域风力较大,同时白天伴随一些云的发展有关,这些条件不利于白天气温的升高。

### 3.2 风速的日变化

从 10 min 平均风速和极大风速的日变化(图 5)来看,同一站点上两者具有一致的日变化。由于海拔的差异,出现了两种不同的变化趋势。以 S5 站(海拔 1 670 m)为界,比其海拔更高的站点(S1、XHT、G1、S3、EHT、G2)在 14 时前后有平均风速的最小值出现,而风速最大值出现在夜间;相反地,比 S5 站海拔更低的站点(XDZK、S8、CCG、G3)在 14 时前后有平均风速的最大值,夜间风速最小。这种风速日变化特征与夜间大气边界层层结稳定度有关,低海拔站点位于边界层内夜间容易出现逆温,没有明显的动量交换,风力小,高海拔站点位于自由

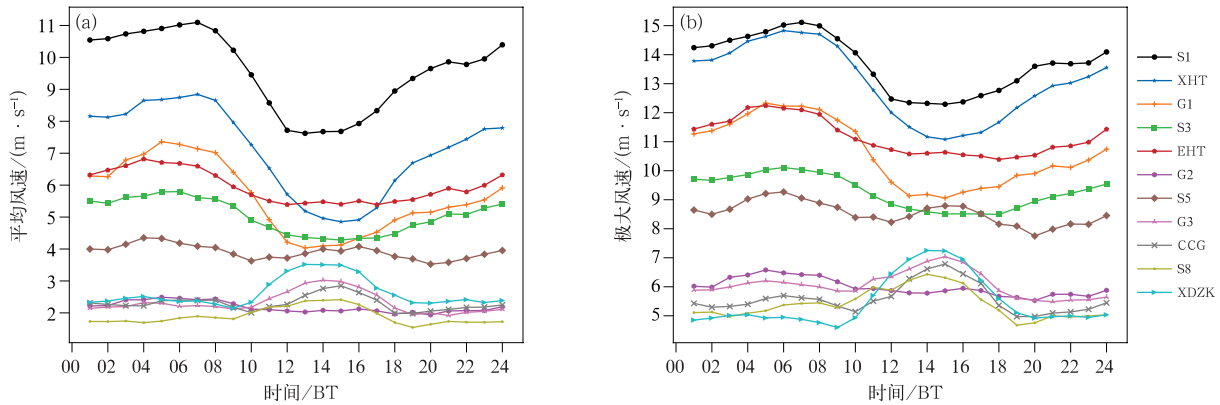


图 5 2019—2020 年 1—3 月各站点 (a) 平均风速, (b) 极大风速的日变化

Fig. 5 Diurnal variation of (a) mean wind speed and (b) gust wind at 11 stations from January to March in 2019–2020

大气中,夜间扰动动量为正,风速大;白天由于太阳辐射增强,地势较低的站点气温较高,使得大气趋向于不稳定,有利于边界层附近发生湍流交换,将上层自由大气正扰动动量向边界层下传,有利于大风的形成,而边界层之上的海拔高站点由于白天与低层大气出现动量交换造成动量损失,使得风力减弱(桑建国和吴刚,1985;钱敏伟和李军,1996;乌日柴胡等,2019)。总体来看,高海拔地区由于近地面粗糙度小,风力大,而低海拔地区风力小。

值得注意的是,尽管 EHT 站海拔低于 S3 站,且二者都位于山脊上,但其风速大于 S3 站,日变化小。另外,G2 站白天平均风速最小,且风速日变化非常小,这可能与它位于南坡,而冬季海坨山地区高空盛行偏西风,其西北侧山坡对气流起到了阻挡作用,从而使得其风较小,同时,由于它的海拔高于东南部的山脊高度,东侧回流很难影响 G2 站。海拔再低一些的站点,例如 G3、S8 和 CCG,当来自西北方向的风受到东南部山脊的阻挡,气流绕山向北流动形成回流,此时上述站点受东南回流影响,风力会比 G2 站大。

### 3.3 风向的日变化

将 2019—2020 年每年 1—3 月延庆赛区站点实况 10 min 平均风向进行合成分析,得到各站点总体风向特征。另外,由于受到复杂地形的影响,加之不同地形下白天太阳辐射升温 and 夜间辐射冷却程度不一,为了比较风向的日变化差异,我们将各站点的 10 min 平均风向资料按照时次划分成白天和夜间两部分,根据日出、日落时间取每日 07—17 时为白天,18 时至次日 06 时为夜间。

从图 6 中可以看出,S1、S3、S5、XHT、EHT 站点由于海拔较高,又位于山脊上,受山脉地形影响小,因此风向日变化不明显。其中,S1、S5、XHT、EHT 受环境风影响,基本为西北风;S3 位于山脉西侧的山脊上,从西北方向过来的气流受到东侧山脉的阻挡,一般会向南绕山而行,因此 S3 站点的风大多为正北风,且在所有站点中,S3 站点的风向分布最为集中。

G1、G2 站点的风向虽然有一定的日变化,但不明显,且风向分布分散。G1、G2 站均位于西北—东南向山脊的南坡,两个站点地势平行,地形相近。由于 G1、G2 海拔较高,风可分为两部分,一部分西北方向的环境风在风力较强的情况下可过山而行,另一部分受到山脉的阻挡绕流而来,两者都会形成西北或偏西气流。从风速的日变化(图 5)上可以看出,G1、G2 都是白天风速偏小,夜间风速偏大,因此白天 G1、G2 站点以偏西风为主,夜间基本均为西北风。

另外,S8、G3、CCG、XDZK 站点地势低,受山地地形影响很大,风向分布不集中。G3 和 CCG 站受到明显的山谷风环流影响。山谷风是指在无强烈天气系统影响的条件下,白天山顶增热快于谷地,气压相应较低,在气压梯度力作用下空气由谷底吹向山坡(即为谷风),夜晚山顶冷却快于谷地,气压相应较高,空气从山坡吹向谷底(即为山风)的以日为周期变化的局地风(邓家铨等,1989;覃军等,2001)。G3 位于东北—西南走向的山谷中,白天结合站点地形表现为西南风,夜间表现为东北风。CCG 站位于东西向的山谷中,山谷东侧地势高,西侧地势低。夜间以偏东风为主,而白天以偏西风为主。S8 位于坐

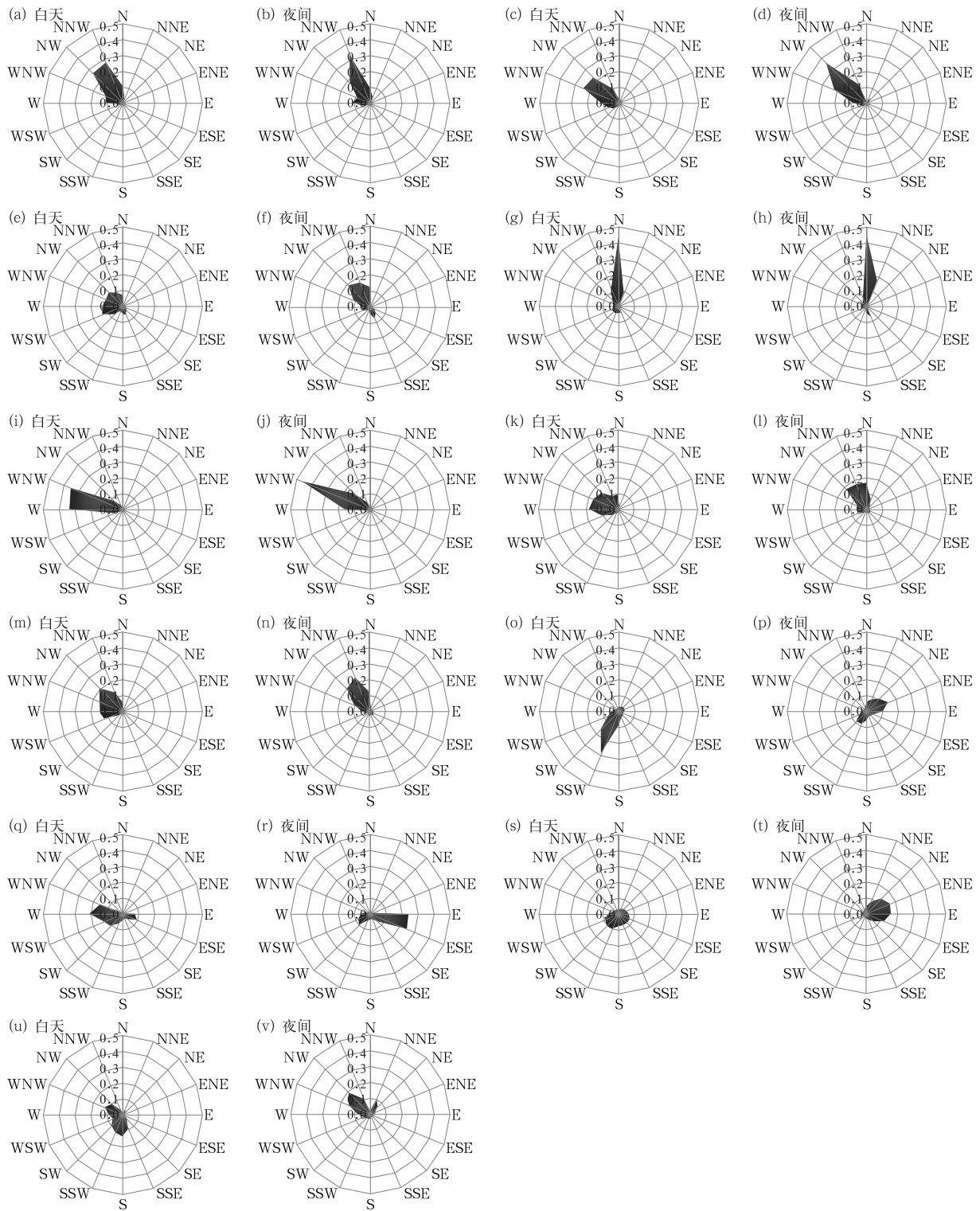


图 6 2019—2020 年 1—3 月 (a,b)S1、(c,d)XHT、(e,f)G1、(g,h)S3、(i,j)EHT、(k,l)G2、  
 (m,n)S5、(o,p)G3、(q,r)CCG、(s,t)S8、(u,v)XDZK 各站点风向的日变化  
 (站点根据海拔高度由高到低排列,下同)

Fig. 6 Diurnal variation of wind direction at 11 stations from January to March in 2019–2020  
 (a, b) S1, (c, d) XHT, (e, f) G1, (g, h) S3, (i, j) EHT, (k, l) G2, (m, n) S5,  
 (o, p) G3, (q, r) CCG, (s, t) S8, (u, v) XDZK  
 (Stations are arranged in descending order according to altitude, same as below)

北朝南山脉的山谷,且三面环山,西南侧的海拔较低。从动力因素上考虑,当西北部有风吹过,受到北部和东南部山脊的阻挡,气流绕东南部山脊向南运动,经西南部洼地再向西北方向回流,产生偏南或东风。同时,受热力环流产生的山谷风影响,白天受到上坡风的影响,南部海拔较低,低层气流从坡底吹向山坡,盛行偏南谷风;而夜间辐射冷却盛行山风,低层气流从东北山坡吹向坡底,受地形摩擦作用,转为偏东风。因此,S8 站有较为明显的日变化,白天以偏南风为主,夜间主要为东北风。XDZK 站风向分布较为分散,白天为偏南风居多,有时会有西北风;夜间以西北风居多,有时会有少量的东北风。

#### 4 赛区测站阵风因子分布特征

阵风是影响赛事的关键因子,由于赛区地形复杂,模式阵风预报准确率较低,加强对阵风与平均风关系的分析,有助于提高对阵风的认识和预报水平。为了探究不同站点阵风因子的分布特征,我们取各个站点分布在 1.0~6.0 的阵风因子(各站点超过 90%的阵风因子都在 6.0 以内,故超过 6.0 的情况可以忽略不计),以 0.5 为区间进行统计。从各站点阵风因子的频率分布直方图(图 7)中可以看出,海拔越高的站点阵风因子分布越集中,且越接近 1.0。

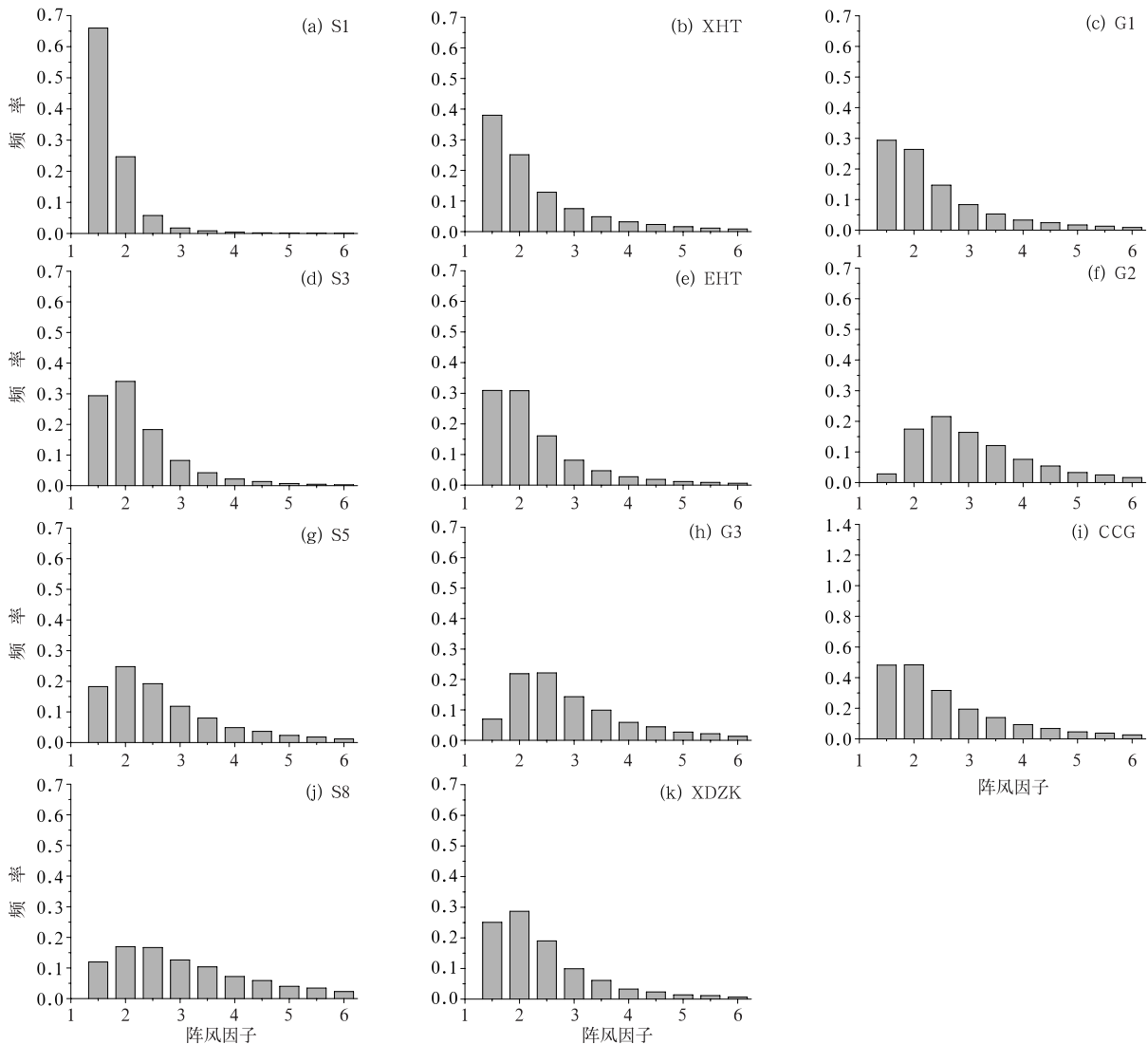


图 7 2019—2020 年 1—3 月各站点阵风因子的频率分布

Fig. 7 Gust factor frequency distribution of 11 stations from January to March in 2019—2020



随着站点海拔的降低,阵风因子越大,分布得越分散。结合各个站点平均风速(图 3a),站点的平均风速越大,其对应的阵风因子越小且越集中。S1 站海拔最高,平均风速最大,阵风因子分布最为集中,且大部分在 1.0~1.5,S1 站的平均阵风因子为 1.49。从图 3a 中可以看出,G2 站与同海拔高度接近的站点相比平均速度偏小,其阵风因子在图 7 中分布得比同海拔高度的站点更加分散且阵风因子的平均值偏大,可达 2.8;而 EHT 站相比于同海拔高度站点平均速度偏大,其阵风因子的平均值偏小,约为 2.0。由此可以看出阵风因子对平均风速有很高的敏感度,当平均风速较小时阵风因子的均值和波动幅度较大,这一点与前人得到的结论一致(Shu et al, 2015;胡波,2017)。

#### 4.1 阵风因子的日变化

由于 S1 站海拔最高,风力最大,日常预报服务中重点关注该站阵风变化是否影响赛事正常举办,因此将 S1 站作为研究对象,探究其阵风因子的特征。利用 2019 年 1 月 1 日至 3 月 13 日共 72 天 S1 站的 1 min 风场实况数据集,将每日同一时刻的阵风因子进行合成,分析阵风因子的日变化。

从图 8 中可以明显看出,S1 站的阵风因子有明显的日变化特征,即夜间阵风因子偏小,白天阵风因

子偏大,最大值出现在午后。有文献中指出,由于正午及午后太阳辐射强烈,长波有效辐射释放感热能量,使层结变得不稳定,湍动能增大,因而阵风因子增大(Ashcroft, 1994; Sparks and Huang, 2001; Yu and Chowdhury, 2009; Wever, 2012; Cao et al, 2015; Gutiérrez and Fovell, 2018)。从 S1 站点阵风因子的日变化上(图 8)可以看出,阵风因子最大时刻为 13 时,平均值最大为 1.73。而夜间地表和大气放射出长波辐射,大气层结趋于稳定,使阵风因子变小,阵风因子最小出现在 02 时,平均值最小值为 1.355。此外,正午及午后阵风因子大且离散度大,相反,夜间阵风因子离散度较白天偏小。

#### 4.2 阵风与平均风速、湍流强度等的关系

图 9 给出了 S1 站阵风因子与平均风速的关系,可以看出不同强度平均风速对应的阵风因子分布特征存在明显差异。与此同时,吴琼等(2014)指出当 10 m 平均风速达到  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  或以上时,有出现大风天气的可能。为了更好地对比分析大风和一般强度的风的阵风因子特征,选择以  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  为界限,当平均风速  $\leq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时,作为风速小值区,当平均风速  $> 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  时,作为风速大值区。从图 9 中可以看出,在风速小值区内阵风因子分布得较为分散,且平均风速越小,阵风因子分布得越分散;在风

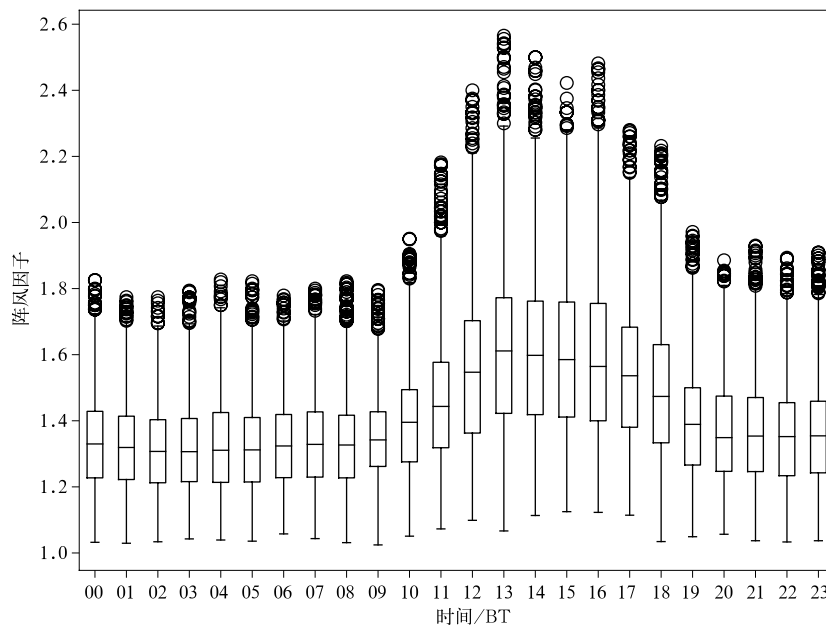


图 8 2019 年 1 月 1 日至 2020 年 3 月 13 日 S1 站阵风因子的日变化  
 Fig. 8 The diurnal variation of gust factor at S1 Station  
 from 1 January 2019 to 13 March 2020

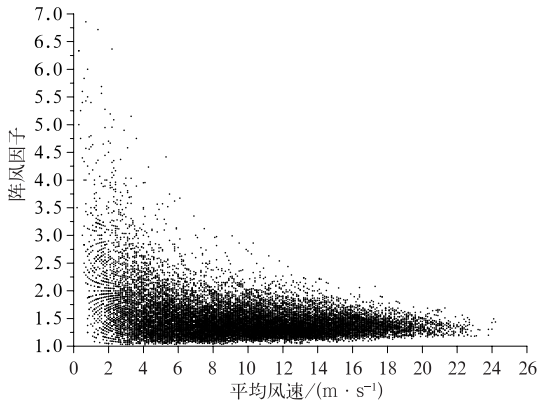


图 9 2019 年 1 月 1 日至 2020 年 3 月 13 日 S1 站  
阵风因子与平均风速之间的关系

Fig. 9 Relationship between gust factor  
and mean wind speed at S1 Station from  
1 January 2019 to 13 March 2020

速大值区内阵风因子分布得集中,且当平均风速越大,阵风因子的值越稳定在一个固定的值附近。因此,当平均风速较大时,固定的阵风因子预报出的阵风误差较小,这也是前人大多数情况下将阵风因子取为某一个固定值的原因(Harstveit, 1996; Panofsky and Dutton, 1984; Krayner and Marshall, 1992)。但是,当平均风速小时,简单地将阵风因子取一个固定的数值会造成较大的误差,并且阵风因子本身也存在明显的日变化(图 8),白天阵风因子大,夜间阵风因子小,因此,单纯将阵风因子定义为一个固定数值是不科学的。阵风与平均风之间不存在简单的比例关系,那么阵风因子的大小到底又与什么有关?

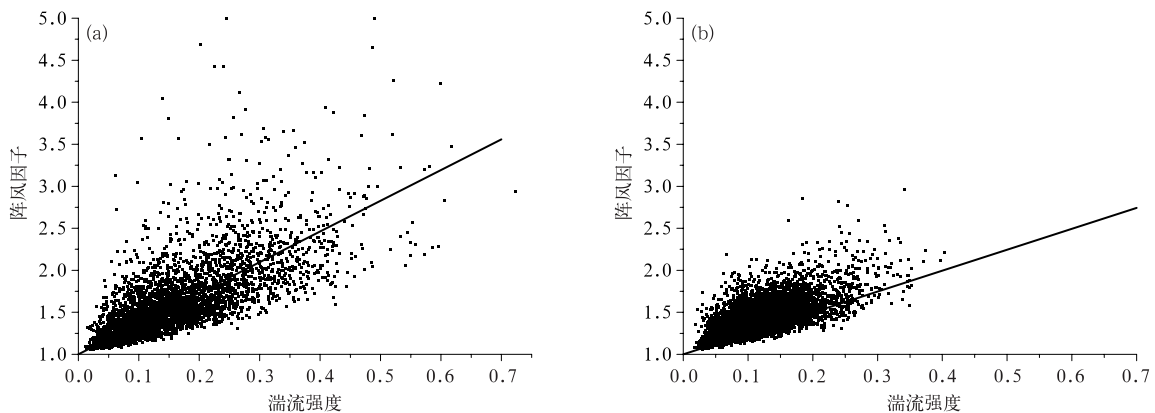


图 10 2019 年 1 月 1 日至 2020 年 3 月 13 日 S1 站阵风因子和湍流强度的线性拟合  
(a) 风速小值区, (b) 风速大值区

Fig. 10 Linear fitting of gust factor and turbulence intensity at S1 Station from 1 January 2019 to 13 March 2020  
(a) small-value area of wind speed, (b) large-value area of wind speed

已有研究表明,湍流和阵风都是由于强风的脉动造成的,通常认为湍流强度与阵风因子存在线性关系(陈凯等, 2003; Cao et al, 2009)

$$GF(\tau, T) = 1 + g(\tau, T)I \quad (1)$$

式中:  $GF(\tau, T)$  是阵风因子,  $g(\tau, T)$  是阵风拟合系数,  $I$  为湍流强度。根据定义,阵风因子是阵风持续时间  $\tau$  内风速峰值  $u_{\max}$  与一段时间  $T$  内平均风速  $u$  的比值,通常阵风因子取平均 3 s 阵风风速与 10 min 平均风速的比值(Giammanco et al, 2016):

$$GF(\tau, T) = \frac{u_{\max}}{u} \quad (2)$$

湍流强度  $I$  为一段时间  $T$  内的风速标准差  $\sigma_u$  和平均风速  $u$  的比值:

$$I = \frac{\sigma_u}{u} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n u_i'^2(\tau)/(n-1)}}{u(T)} \quad (3)$$

本文用到平均风速是 1 min 风速的平均值,极大风速是 1 min 内 3 s 风速滑动平均的最大值。这里  $T$  为 10 min,  $T$  内平均风速  $u$  为 10 min 内 10 个 1 min 平均风速的平均值,极大风速为 10 min 内 3 s 极大风速的最大值,得到每 10 min 对应的一个阵风因子  $GF(\tau, T)$ 。根据式(3)计算湍流强度  $I$ ,  $n$  取 10 ( $T$  为 10 min,  $\tau$  为 1 min,  $T$  内有 10 个  $\tau$ ),  $u_i'(\tau)$  为  $T$  时间间隔内每个  $\tau$  对应的平均风速和  $T$  内平均风速的差值。根据式(1)阵风系数与湍流强度间的线性关系,通过最小二乘法拟合得到阵风拟合系数  $g(\tau, T)$ 。由于不同风速下阵风因子的稳定度存在差异,对风速大值区和风速小值区分别进行研究。图 10 给出了风速小值区(平均风速  $\leq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和

风速大值区(平均风速 $>8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ )内阵风因子和湍流强度的散点图及拟合线。风速小的样本得到的阵风拟合系数为3.6564,而风速大的样本阵风拟合系数为2.4921。

通过阵风因子以及湍流强度线性拟合关系,已知湍流强度就可以计算得到阵风因子(后称拟合阵风因子)。由于缺乏可靠的阵风预报,日常业务中常取某一固定的阵风因子(后称阵风因子常数)进行阵风预报。为了对比根据式(1)计算得到的拟合阵风因子与阵风因子常数的可信度,本文进一步分析了拟合阵风因子和阵风因子常数分别与实际观测的阵风因子之间的差异,其中阵风因子常数取阵风因子观测值的平均值。在风速小值区,阵风因子常数为1.6229,拟合阵风因子和阵风因子常数相对实际观测的阵风因子的均方根误差分别为0.3997和0.5776;而在风速大值区,阵风因子常数为1.4258,计算出拟合阵风因子和阵风因子常数相对实际观测的阵风因子的均方根误差分别为0.1893和0.2742。由此可见,不论是风速大值区还是风速小值区,本文拟合得到阵风因子的均方根误差都比直接取阵风因子为常数时的误差小。

## 5 结论与讨论

基于2019—2020年1—3月北京冬奥会延庆赛区11个站点的1 min和10 min实况资料,分析了赛区复杂地形下气温、风向、风速及阵风因子的时空分布特征,并得到阵风因子和湍流强度在不同风速区间的线性拟合关系,主要结论如下:

(1)平均气温随海拔基本呈现线性递减趋势,各站点有一致的日变化特征,在15时或16时出现日最高气温,06—08时出现日最低气温。整体来看,海拔越高,气温日较差越小。

(2)平均风和极大风在风速上分布特征相同,当海拔高度低于1500 m时,站点风速随高度变化不明显,海拔高度高于1600 m的站点风速随高度波动增大,海拔高于1900 m站点风速随海拔高度线性增大。平均风速和极大风速有一致的日变化,即海拔高于S5的站点白天风速小,夜间风速大,海拔低于S5的站点夜间风速小,白天风速大。S1、S3、S5、XHT、EHT以西北风或偏北风为主,无日变化特征;G1、G2站日变化小,夜间以西北风为主,白天大部分时段以偏西风为主。S8、G3、CCG、XDZK风

向日变化大,表现出明显的山谷风环流特征,白天以偏南风为主,夜间以偏北风为主。

(3)海拔越高的站点阵风因子越小且分布越集中,随着站点海拔的降低,阵风因子越大,且分布得越分散。阵风因子有明显的日变化特征,白天阵风因子大,最大值出现在午后,且阵风因子振幅较强;夜间阵风因子较小,振幅波动也弱。阵风因子在平均风速较大的条件下集中在某个固定的值附近,当平均风速较小时,阵风因子波动很大。阵风因子的大小与湍流强度有关,通过拟合阵风因子和湍流强度的关系,可以计算相应的阵风因子拟合值,相比于阵风因子取固定值时可有效减小均方根误差。

综上所述,本文对不同海拔高度站点的气温、风场进行了分析,揭示了复杂山地地形下各个站点气象要素的时空分布特征以及受环境场的影响,得到了不同风速下阵风因子和湍流强度的拟合关系,为冬奥赛季气温、风场预报提供科学参考。但是,由于观测资料有限且受到复杂地形的影响,对阵风的认识还有待于进一步探究,尤其是如何利用风廓线、微波辐射计等非常规观测资料建立阵风因子与大气层结稳定度以及地表粗糙度等的定量关系,以及基于上述关系的认识构建阵风因子客观预报模型都是需要进一步探究的问题。

## 参考文献

- 陈凯,余永生,贾丛贤,2003. 傍山地区的强风场特性实测研究[J]. 流体力学实验与测量,17(3):18-22. Chen K, Yu Y S, Jia C X, 2003. Full scale measurement of a strong wind near mountains [J]. *Experi Meas Fluid Mech*,17(3):18-22(in Chinese).
- 陈志军,2004. 基于起伏地形下重庆地区的天文辐射、气温分布研究[D]. 南京:南京气象学院. Chen Z J,2004. Distribution of astronomical radiation and temperature of mountainous areas of Chongqing[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology(in Chinese).
- 邓家铨,朱赛霞,郑敏,1989. 不同地形边界层风场特性及山谷风污染气象个例分析[J]. 热带地理,9(4):346-353. Deng J Q, Zhu S X, Zheng M, 1989. The characteristics of wind field within boundary layer of different topography and case analysis on pollution meteorology related to mountain-valley wind[J]. *Trop Geogr*,9(4):346-353(in Chinese).
- 韩芳琴,孙智辉,刘志超,等,2011. 黄土高原丘陵沟壑区气温垂直变化特征[J]. 延安大学学报(自然科学版),30(2):69-74. Han F Q, Sun Z H, Liu Z C, et al, 2011. Variation characteristics of mountain temperatures in the gully region of Loess Plateau[J]. *J Yanan Univ (Nat Sci Ed)*,30(2):69-74(in Chinese).
- 胡波,2017. 浙江沿海台风阵风系数的影响因子分析[J]. 热带气象学

- 报,33(6):841-849. Hu B,2017. Analysis of gust factor associated with typhoons on Zhejiang Coast[J]. *J Trop Meteor*,33(6):841-849(in Chinese).
- 李国平,2016. 近25年来中国山地气象研究进展[J]. *气象科技进展*,6(3):115-122. Li G P,2016. Progress and prospects in research of mountain meteorology in China during the past 25 years[J]. *Adv Meteor Sci Technol*,6(3):115-122(in Chinese).
- 李锦洪,谭文春,丘志华,2013. 恩平市1981—2010年风的统计分析[J]. *绿色科技*,8(8):83-85. Li J H,Tan W C,Qiu Z H,2013. Statistical analysis of wind in Enping during 1981—2010[J]. *J Green Sci Technol*,8(8):83-85(in Chinese).
- 楼文娟,王嘉伟,卢明,等,2016. 运动雷暴冲击风下输电线风载计算参数[J]. *东南大学学报(自然科学版)*,46(2):371-378. Lou W J,Wang J W,Lu M,et al,2016. Wind load calculation parameter of transmission line in moving thunderstorm downburst[J]. *J Southeast Univ (Nat Sci Ed)*,46(2):371-378(in Chinese).
- 覃军,袁业畅,李燕,等,2001. 山区复杂地形条件下的风场分析[J]. *气候与环境研究*,6(4):493-497. Qin J,Yuan Y C,Li Y,et al,2001. A study of wind system in a sophisticated relief in mountain area[J]. *Climatic Environ Res*,6(4):493-497(in Chinese).
- 钱敏伟,李军,1996. 夜间近地面稳定边界层湍流间歇与增温[J]. *大气科学*,20(2):250-254. Qian M W,Li J,1996. Intermittent turbulence and temperature burst in the nocturnal surface layer[J]. *Chin J Atmos Sci*,20(2):250-254(in Chinese).
- 邱新法,仇月萍,曾燕,2009. 重庆山地月平均气温空间分布模拟研究[J]. *地球科学进展*,24(6):621-628. Qiu X F,Qiu Y P,Zeng Y,2009. Distributed modeling of monthly mean air temperature of rugged terrain of Chongqing[J]. *Adv Earth Sci*,24(6):621-628(in Chinese).
- 桑建国,吴刚,1985. 背风坡流场和浓度场的数值模拟[J]. *大气科学*,9(3):226-233. Sang J G,Wu G,1985. A numerical simulation of concentration in the lee side of a mountain[J]. *Chin J Atmos Sci*,9(3):226-233(in Chinese).
- 宋丽莉,吴战平,秦鹏,等,2009. 复杂山地近地层强风特性分析[J]. *气象学报*,67(3):452-460. Song L L,Wu Z P,Qin P,et al,2009. An analysis of the characteristics of strong winds in the surface layer over a complex terrain[J]. *Acta Meteor Sin*,67(3):452-460(in Chinese).
- 田杰,王庆伟,于大炮,等,2013. 长白山北坡气温的垂直变化[J]. *干旱区资源与环境*,27(4):65-69. Tian J,Wang Q W,Yu D P,et al,2013. Air temperature variation along altitudinal gradient in the northern slope of Mt. Changbai, China[J]. *J Arid Land Resour Environ*,27(4):65-69(in Chinese).
- 翁笃鸣,孙治安,1984. 我国山地气温直减率的初步研究[J]. *地理研究*,3(2):24-34. Weng D M,Sun Z A,1984. A preliminary study of the lapse rate of surface air temperature over mountainous regions of China[J]. *Geograph Res*,3(2):24-34(in Chinese).
- 吴琼,郭煜,孙翠梅,等,2014. 2014年5月23日江苏一次大风天气诊断分析[C]//第31届中国气象学会年会. 北京. Wu Q,Guo Y,Sun C M,et al,2014. Diagnostic Analysis of Gale weather of Jiangsu Province on May 23,2014[C]//The 31st Annual Meeting of Chinese Meteorological Society. Beijing(in Chinese).
- 乌日柴胡,王建捷,孙靖,等,2019. 北京山区与平原冬季近地面风的精细观测特征[J]. *气象学报*,77(6):1107-1123. Wu R C H,Wang J J,Sun J,et al,2019. An observational investigation of fine features of near surface winds in winter over Beijing Area[J]. *Acta Meteor Sin*,77(6):1107-1123(in Chinese).
- 许绍祖,1993. *大气物理学基础*[M]. 北京:气象出版社. Xu S Z,1993. *Fundamental Atmospheric Physics*[M]. Beijing:China Meteorological Press(in Chinese).
- 杨澄,付志嘉,2016. 大理地区复杂地形下气温的时空变化特征[C]//2016年云南省气象学术年会. 楚雄. Yang C,Fu Z J,2016. Temporo-spatial distribution of temperature in complex terrains of Dali[C]//Annual Meeting of Meteorology of Yunnan Province in 2016. Chuxiong(in Chinese).
- 袁淑杰,谷晓平,缪启龙,等,2010. 贵州高原复杂地形下月平均日最低气温分布式模拟研究[J]. *高原气象*,29(2):384-391. Yuan S J,Gu X P,Miao Q L,et al,2010. Distributed simulation of monthly mean daily minimum temperature in complex terrains of Guizhou Plateau[J]. *Plateau Meteor*,29(2):384-391(in Chinese).
- 周福,蒋璐璐,涂小萍,等,2017. 浙江省几种灾害性大风近地面阵风系数特征[J]. *应用气象学报*,28(1):119-128. Zhou F,Jiang L L,Tu X P,et al,2017. Near-surface gust factor characteristics in several disastrous winds over Zhejiang Province[J]. *J Appl Meteor Sci*,28(1):119-128(in Chinese).
- Ashcroft J,1994. The relationship between the gust ratio, terrain roughness, gust duration and the hourly mean wind speed[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*,53(3):331-355.
- Cao S Y,Tamura Y,Kikuchi N,et al,2009. Wind characteristics of a strong typhoon[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*,97(1):11-21.
- Cao S Y,Tamura Y,Kikuchi N,et al,2015. A case study of gust factor of a strong typhoon[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*,138:52-60.
- Ghanadi F,Emes M,Yu J,et al,2017. Investigation of the atmospheric boundary layer characteristics on gust factor for the calculation of wind load[C]//AIP Conference Proceedings. AIP Publishing,1850:130002.
- Giammanco I M,Schroeder J L,Masters F J,et al,2016. Influences on observed near-surface gust factors in landfalling U. S. Gulf Coast hurricanes:2004-08[J]. *J Appl Meteor Climatol*,55(12):2587-2611.
- Greenway M E,1979. An analytical approach to wind velocity gust factors[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*,5(1-2):61-91.
- Gutiérrez A,Fovell R G,2018. A new gust parameterization for weather prediction models[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*,177:45-59.
- Harper B A,Keprt J D,Ginger J D,2010. Guidelines for Converting between Various Wind Averaging Periods in Tropical Cyclone Conditions[M]. Geneva:WMO.
- Harstveit K,1996. Full scale measurements of gust factors and turbulence intensity, and their relations in hilly terrain[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*,61(2/3):195-205.

- He Y C, Chan P W, Li Q S, 2013. Wind characteristics over different terrains[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*, 120:51-69.
- Hu W, Letson F, Barthelmie R J, et al, 2018. Wind gust characterization at wind turbine relevant heights in moderately complex terrain[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 57(7):1459-1476.
- Jarvis A, Reuter H I, Nelson A, et al, 2008. Hole-filled SRTM for the Globe Version 4[DB/OL](2021-02-24). <http://srtm.csi.cgiar.org>.
- Jiménez P A, Montávez J P, García-Bustamante E, et al, 2009. Diurnal surface wind variations over complex terrain[J]. *Física de la Tierra*, 21:79-91.
- Krayer W R, Marshall R D, 1992. Gust factors applied to hurricane winds[J]. *Bull Ameri Meteor Soc*, 73(5):613-618.
- Linacre E, 1982. The effect of altitude on the daily range of temperature[J]. *J Climatol*, 2(4):375-382.
- Panofsky H A, Dutton J A, 1984. *Atmospheric Turbulence: Models and Methods for Engineering Applications* [M]. New York: Wiley.
- Shu Z R, Li Q S, He Y C, et al, 2015. Gust factors for tropical cyclone, monsoon and thunderstorm winds[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*, 142:1-14.
- Sparks P R, Huang Z, 2001. Gust factors and surface-to-gradient wind-speed ratios in tropical cyclones[J]. *J Wind Eng Ind Aerod*, 89(11/12):1047-1058.
- Vickery P J, Skerlj P F, 2005. Hurricane gust factors revisited[J]. *J Struct Eng*, 131(5):825-832.
- Wang S Q, Zhao L, Cao S Y, et al, 2018. A comparison study on gust factor considering non-stationary effects under typhoon and monsoon conditions[J]. *Adv Struct Eng*, 21(12):1853-1864.
- Wever N, 2012. Quantifying trends in surface roughness and the effect on surface wind speed observations[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 117(D11):D11104.
- Yu B, Chowdhury A G, 2009. Gust factors and turbulence intensities for the tropical cyclone environment[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 48(3):534-552.
- Zeng Y, Qiu X F, He Y J, et al, 2009. Distributed modeling of monthly air temperatures over the rugged terrain of the Yellow River Basin[J]. *Sci China Ser D: Earth Sci*, 52(5):694-707.

(本文责编:王蕾)