陶亦为，张芳华，胡宁，等，2024. 海陀山冬季降水天气分型及冬奥预报应用[J]. 气象，50(3)：318-330. Tao Y W，Zhang F H，Hu N，et al，2024. Synoptic pattern classification of winter precipitation over Haituo Mountain and application in the forecast during Beijing 2022 Winter Olympic Games[J]. Meteor Mon，50(3)：318-330(in Chinese).

海陀山冬季降水天气分型及冬奥预报应用*

陶亦为[1] 张芳华[1] 胡 宁[1] 胡 艺[1] 刘 珺[2] 柳 春[3]

1 国家气象中心，北京 100081
2 中国气象局华风气象传媒集团，北京 100081
3 安徽省气象台，合肥 230031

提 要： 基于2019—2021年1月1日至3月15日北京冬奥会延庆赛区(以下简称海陀山)降水观测资料和ERA5再分析资料，对期间34次降水过程进行天气分型，并对各天气型下不同海拔的降水实况特征开展统计分析。研究结果表明：冬季海陀山降水根据天气系统及地形影响可分为偏北气流型、偏东气流型、低涡低槽型、回流低涡低槽型四种天气型。不同天气型下海陀山地形高度以下主要气流方向和强度、水汽垂直分布等条件，以及与地形相互作用使得不同海拔之间降水量、持续时间等呈现显著差异。偏北气流型受500 hPa槽后整层强偏北气流控制，形成越山气流，降水集中在高海拔地区；偏东气流型受低层偏东气流影响，降水集中在低海拔地区，以上两种天气型无天气尺度系统配合，由地形强迫作用主导，降水量不大、持续时间相对较短。低涡低槽型受高空东移低涡低槽作用，配合低层西南气流，高海拔降水量更多，同时该型也是海陀山冬季最主要的降水天气型；回流低涡低槽型受高空东移低涡低槽影响，配合降水前东风回流对低层增湿并起到冷垫作用，低海拔降水量更多，以上两种天气型均存在天气尺度系统，并叠加海陀山地形作用，降水量显著且持续时间长，会对赛事运行造成较大影响。上述特征统计结果在2022年北京冬奥会期间一次强降雪预报服务中得到验证和应用，证明上述结果可以在冬季海陀山复杂地形降水预报中发挥作用。

关键词： 海陀山，冬季降水，降水垂直分布，地形降水，天气分型

中图分类号： P456，P457 **文献标志码：** A **DOI：** 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.051201

Synoptic Pattern Classification of Winter Precipitation over Haituo Mountain and Application in the Forecast During Beijing 2022 Winter Olympic Games

TAO Yiwei[1] ZHANG Fanghua[1] HU Ning[1] HU Yi[1] LIU Jun[2] LIU Chun[3]

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081
2 Huafeng Meteorological Media Group Co., Ltd., Beijing 100081
3 Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031

Abstract: In this study, based on precipitation observation data and ERA5 reanalysis data of Haituo Mountain from 1 January to 15 March of 2019—2021, the 34 winter precipitation processes in Haituo Mountain were classified. The characteristics of observed precipitation at different altitudes under different weather types were analyzed statistically. The results were as follows. According to the influence of weather system and terrain, the winter precipitation in Haituo Mountain can be divided into four weather types: northerly airflow type, easterly airflow type, low eddy trough type, and backflow low eddy trough type. Under different weather types, the direction and intensity of the airflow, the vertical distribution of water

* 国家重点研究发展计划(2018YFF0300104)和安徽省自然科学基金青年项目(2008085QD190)共同资助
2022年10月7日收稿； 2023年12月25日收修定稿
第一作者：陶亦为，主要从事短期天气预报技术研究. E-mail：taoyw@cma.gov.cn
通讯作者：张芳华，主要从事天气预报业务和技术研究. E-mail：zfhnmc@126.com

vapor and other conditions below the topographic height of Haituo Mountain as well as the interaction with the topographic conditions, make significant differences in precipitation and its duration between different altitudes. The northerly airflow type is controlled by the strong northerly airflow in the whole layer behind the 500 hPa trough, forming the airflow passing over mountain, and the precipitation is concentrated in the high-altitude area. The easterly airflow type is affected by the easterly airflow at the lower level, and the precipitation is concentrated in the low-altitude area. The above two weather types have no synoptic-scale system to accompany, and are dominated by topographic forcing, so the precipitation is small in amount, lasting for relatively short time. The low eddy trough type is affected by the high-altitude eastward movement of low trough, accompanied by the low level southwest airflow, which makes more precipitation at high-altitude area, and this type is also the most frequent weather type in Haituo Mountain in winter. Backflow low eddy trough type is affected by the low trough, with easterly backflow before precipitation to humidify the lower level and play a role of cold cushion, so the precipitation in low-altitude area is more. The above two weather types have synoptic-scale systems, superimposed by the topographic effect of Haituo Mountain terrain, which causes significant precipitation and its long duration, affecting the game run. The above results have been applied in the forecast of a heavy snowfall process during the 2022 Beijing Winter Olympics Games, and proved that the statistical results of the above characteristics can play a role in the forecast of precipitation over complex terrain of Haituo Mountain in winter.

Key words: Haituo Mountain, winter precipitation, vertical distribution of precipitation, orographic precipitation, synoptic pattern classification

引　言

北京 2022 年冬(残)奥会(以下简称北京冬奥会)在 2022 年 2 月 4—20 日(3 月 4—14 日)于北京、延庆、张家口三大赛区成功举办。其中,延庆赛区海陀山是北京冬奥会开展高山滑雪和雪车雪橇等大型户外比赛的核心区域,降水、风、温度等气象要素对赛事的组织和运动员成绩十分关键,降水又是其中最关键的气象因子之一,2022 年 2 月 13 日出现的一次明显降雪天气对延庆赛区部分赛事造成严重影响。组委会对冬奥会天气预报有严格要求,在复杂地形下对降水具体时段和量级的精准预报具有较高难度(Joe et al,2010)。尤其是冬(残)奥会高山滑雪项目对降水更为敏感,降水常伴随着低能见度现象,并破坏人造雪标准赛道的质量,对高山滑雪项目的组织、成绩、安全均会产生巨大影响(Vasil'ev and Dmitrieva,2015; Kiktev et al,2017)。1984 年南斯拉夫萨拉热窝冬奥会、1992 年法国阿尔贝维尔冬奥会、1998 年日本长野冬奥会的高山滑雪项目都因大雪导致比赛推迟甚至取消(Horel et al,2002)。

延庆海陀山及周边区域地形复杂,地形对该地降水的发生发展影响很大(邱贵强等,2023)。由于复杂的动力学和微物理过程及其相互作用,对地形降水的定量预报仍然是气象学上面临的一个挑战(Smith et al,1997)。许多学者对复杂地形与降水相互作用开展了研究。Jiang and Smith(2003)指出地形降水动力机制是气流在通过山地迎风坡时受迫向上运动,其内部水汽因绝热降温而凝结形成降水的天气过程。地形降水取决于周围气流速度、低层静力稳定度、风的结构、山的高度和几何形状及是否可以形成越山气流(Storebφ,1976; Lin,2005; Rotunno and Houze,2007;钟水新,2020),其中弗劳德数(Fr)被广泛应用于预测气流越山的结构特征,当 Fr 越大时气流越山越显著,Fr 越小时则气流越山可能会被阻挡或形成绕流,因此当风速越大、静力稳定度越小、山脉海拔越低,Fr 就越大,越能形成越山气流,对降水位置和强度产生影响(Pierrehumbert and Wyman, 1985; Smolarkiewicz and Rotunno, 1989; Wallace and Hobbs, 2006)。Neiman et al (2002)和 Roe(2005)均通过研究指出对于大型山脉最大降水位于迎风坡,对于较小的山丘,降水最大值出现在山峰附近。同样马淑萍等(2021)也指出迎风坡的扰动垂直气压梯度力较大,促进上升运动,地形降雪主要出现在迎风坡和山顶。李子良(2006)通过中尺度模拟进一步验证小山脉地形降水主要发生在

山脉的迎风坡，表现出典型的迎风降水和背风雨影特征。孙继松(2005)研究表明降水的分布与地形的强迫作用和气流的垂直分布有密切关系，当气流随高度增加(减小)，表现为迎风坡水平辐散(辐合)，背风坡水平辐合(辐散)。随着北京冬奥会的成功申办，学者们开始聚焦海陀山地区的降水。黄钰等(2020)发现地形可以造成回波在延庆山区迎风坡增强形成降雪。Ma et al(2017)认为低槽和低涡低槽是冬季海陀山降雪的主要高空影响系统。于波等(2022)研究表明冬季边界层东风所引起的水汽输送和动力辐合效应对海陀山降雪发生发展有重要意义。

北京冬奥会对气象保障服务的精细化需求很高，尤其是近期有学者研究发现海陀山处在东亚季风区里，易受到极端寒潮影响，从而导致降温、强风、大雪等天气(Ding et al，2020；邓国等，2022)，并且随着全球变暖，近10年来影响海陀山的寒潮天气呈现上升趋势(Li et al，2021)。如何精准把握冬季海陀山复杂地形降水天气形势和不同海拔降水的发生发展十分具有挑战。因此分析研究冬季海陀山降水特征及其主要影响系统，以及不同海拔降水特征差异及原因，对做好冬季海陀山降水精细化预报，保障我国冬季高山雪上运动和赛事有重要的意义。本文主要从冬季不同天气背景下海陀山不同海拔的降水特征进行分析，建立不同天气环流分型下主要天气系统概念模型，为复杂地形冬季降水精细化预报提供思路。

1 资料和方法

1.1 海陀山地形

海陀山地处华北北部，位于北京市延庆区张山营镇北部与河北省赤城县交界处，主峰海拔为2241 m，其北侧和西侧山脉海拔均低于海陀山，为周边最高山峰(图1a)，延庆赛区位于海陀山核心区，从赛区地形可以看到(图1b)，由海陀山山顶延伸出东西向和南北向的两条山脊，山脊平均海拔在1500 m以上，山顶西南侧为东北—西南向山谷。

为做好北京冬奥会气象服务保障，北京市气象局在海陀山共布设了16个自动气象站，其中国家高山滑雪中心设15个站，国家雪车雪橇中心设1个站。有4个站开展了3年以上的降水观测(图1b中红点)，海拔由低到高分别为A1489(928 m，国家雪车雪橇中心东侧)、A1490(1334 m，高山滑降项目结束区)、A1491(1805 m，海陀山顶向南延伸的山脊)、A1492(2105 m，山顶东南侧山峰上)。4个自动气象站观测时间较长，距赛道相对较远，受人工造雪影响较小，并且各自海拔相差在300 m左右，分布在不同特征地形上，对研究不同海拔降水差异和特征十分有利，因此实况特征统计主要基于以上4个站的观测数据。

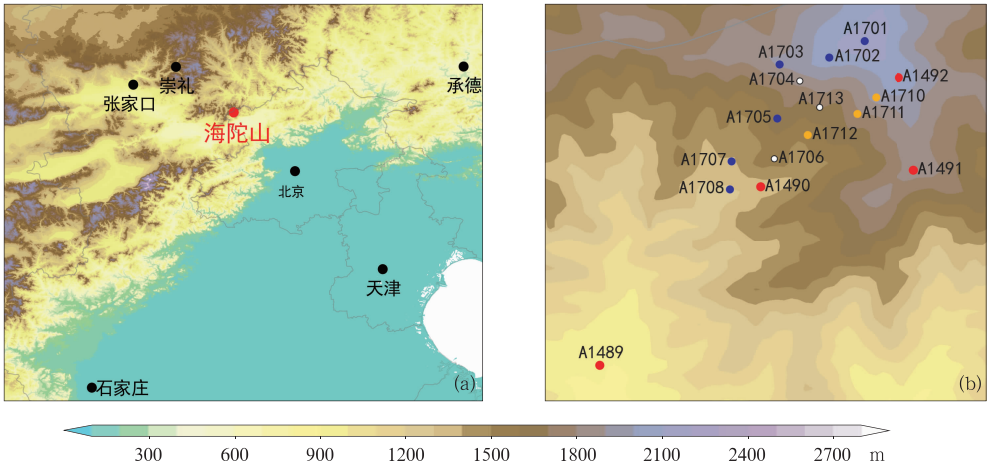
1.2 资料和方法

选取近3年冬季(2019—2021年1月1日至3月15日)北京冬奥会延庆赛区(以下简称海陀山)自动气象站逐小时降水观测资料和同时段ECMWF第五代全球再分析资料(ERA5)，其空间分辨率为0.25°×0.25°，时间分辨率为逐小时，要素包含不同高度层次的高度场、温度场、风场、湿度、垂直速度等(Hersbach et al，2020)。根据主要天气影响系统和海陀山地形影响对海陀山降水进行分型，并对不同天气型下天气系统开展聚类分析，对相同天气型下降水个例的大气水平环流场和垂直环流形势场做聚类平均，用以分析冬季不同天气型下影响海陀山降水的主要天气系统和不同海拔降水特征及原因。

2 海陀山冬季降水天气分型

2.1 降水天气分型

2019—2021年1月1日至3月15日海陀山共出现34次降水过程，根据地形和天气系统的影响，将海陀山冬季降水天气分为两类四型。第一类为没有明显天气尺度系统而地形强迫影响更为显著的地形性降水，由于地形对降水的影响主要是受地形高度以下气流强度和水汽条件的影响，根据海陀山山顶海拔(2200 m左右，约800 hPa)以下以及低层气流方向，分为偏北气流型和偏东气流型。因为没有明显天气尺度系统影响，而数值模式的垂直和水平分辨率很难精确刻画出小尺度地形及其产生降水的物理过程，此类降水可预报性较低。第二类为有明显天气尺度系统影响的系统性降水，影响北京冬季最主要的天气系统为低涡、低槽、低层偏东风回流等(仪清菊等，1999；张迎新和张守保，2006)，根据500 hPa低涡低槽天气系统以及是否存在低层回流配合，将



注：填色：海拔；图 b 中，红点：有 3 年以上降水观测，蓝点：竞速赛道有降水观测，橙点：竞技赛道有降水观测。

图 1　(a)华北地区地形，(b)延庆赛区地形及自动气象站分布(圆点)

Fig. 1　(a) Topography of North China, (b) Yanqing Zone terrain and distribution of automatic weather station

其分为低涡低槽型和回流低涡低槽型，此类降水伴随着明显的天气系统，因而可预报性相对较高。基于以上天气分型对 34 次降水过程进行分类(表 1)，地形性降水共发生 12 次(35%)，其中偏北气流型 8 次(23%)，偏东气流型 4 次(12%)；系统性降水共发生 22 次(65%)，其中低涡低槽型 17 次(50%)，回流低涡低槽型 5 次(15%)。

表 1　2019—2021 年 1 月 1 日至 3 月 15 日海陀山冬季降水天气分型统计

Table 1　Staticstics of winter precipitation weather types in Haituo Mountain from 1 January to 15 March in 2019－2021

天气分型	过程日期	次数/次	占比/%
偏北气流型	2019 年 2 月 11 日、2020 年 1 月 18 日、2020 年 2 月 21 日、2021 年 1 月 3—4 日、2021 年 1 月 5—6 日、2021 年 1 月 9—10 日、2021 年 2 月 15 日、2021 年 3 月 2 日	8	23
偏东气流型	2019 年 2 月 6 日、2020 年 2 月 6 日、2021 年 1 月 19 日、2021 年 3 月 14—15 日	4	12
低涡低槽型	2019 年 2 月 6 日、2019 年 2 月 18—19 日、2019 年 2 月 26—27 日、2019 年 3 月 9 日、2019 年 3 月 10—11 日、2020 年 1 月 28—29 日、2020 年 2 月 1—2 日、2020 年 3 月 2—3 日、2020 年 3 月 6 日、2020 年 3 月 8—9 日、2021 年 1 月 27 日、2021 年 2 月 14 日、2021 年 2 月 23 日、2021 年 2 月 28 日、2021 年 2 月 28 日至 3 月 1 日、2021 年 3 月 5 日、2021 年 3 月 6 日	17	50
回流低涡低槽型	2019 年 2 月 12—13 日、2019 年 2 月 14—15 日、2020 年 1 月 5—6 日、2020 年 2 月 13—16 日、2021 年 3 月 11—12 日	5	15

2.2　不同天气分型的降水特征分析

在不同天气型下海陀山呈现出明显的海拔降水差异。从平均降水量和平均降水持续时间可见(图 2a，2b)，偏北气流型和低涡低槽型均呈现由高海拔向低海拔递减的特征，前者降水量偏小，在小雪量级，主要集中在高海拔，高海拔持续时间显著更长(9 h 左右)；而后者降水量比较显著，可达小到中雪量级，持续时间较长，高海拔可达 10 h 左右，低海拔在 4 h 左右。偏东气流型和回流低涡低槽型平均降水量呈现高海拔向低海拔递增的特征，前者以微量降水为主，主要集中在低海拔地区，且持续时间短；后者降水量和持续时间在四种降水类型中最为显著，4 个站的平均降水量可达大到暴雪或以上，平均持续时间均超过 15 h，高海拔可超过 20 h。

统计四种天气型降水最早开始和最晚结束次数(图 2c，2d)，偏北气流型和低涡低槽型最早开始和最晚结束次数均呈现高海拔向低海拔递减，说明这两种天气型一般高海拔先开始降水且最后结束；偏东气流型一般低海拔降水先出现且最后结束；回流低涡低槽型中低海拔先出现降水或同时出现降水，高海拔最晚结束。

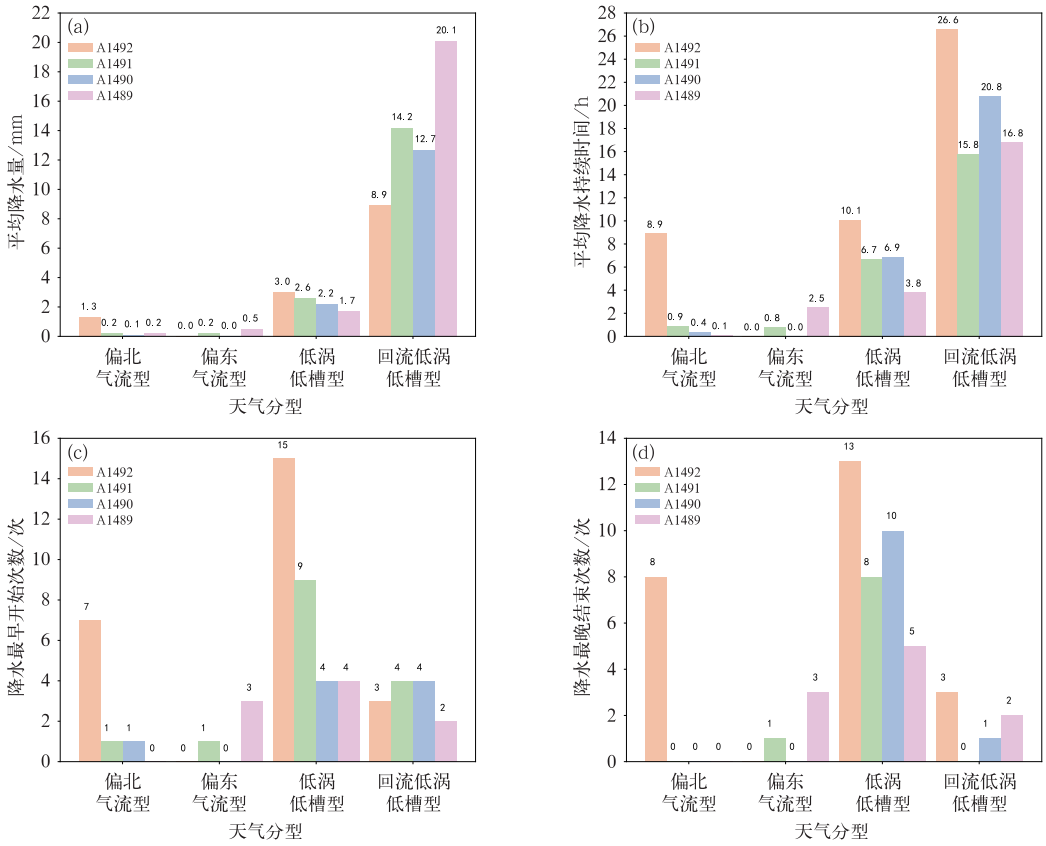


图 2 海陀山四种天气分型降水特征统计

(a)平均降水量,(b)平均降水持续时间,(c)降水最早开始次数,(d)降水最晚结束次数

Fig. 2 Statistics of precipitation characteristics of four weather types in Haituo Mountain

(a) mean precipitation, (b) mean duration of precipitation, (c) times of earliest onset of precipitation, (d) times of latest end of precipitation

统计有效降水次数(观测到 0.1 mm 及以上认为是有效降水)(图略)。偏北气流型 A1492 次数最多,随海拔降低递减,此天气型部分个例低海拔无有效降水;偏东气流型 A1489 次数最多,A1492 和 A1490 均无有效降水,说明浅薄的偏东气流很难翻山,在背风坡无法形成降水;低涡低槽型和回流低涡低槽型 4 个站的有效降水次数接近,说明以上两种天气型在高、低海拔均会出现降水。

3 不同天气型大尺度环流特征

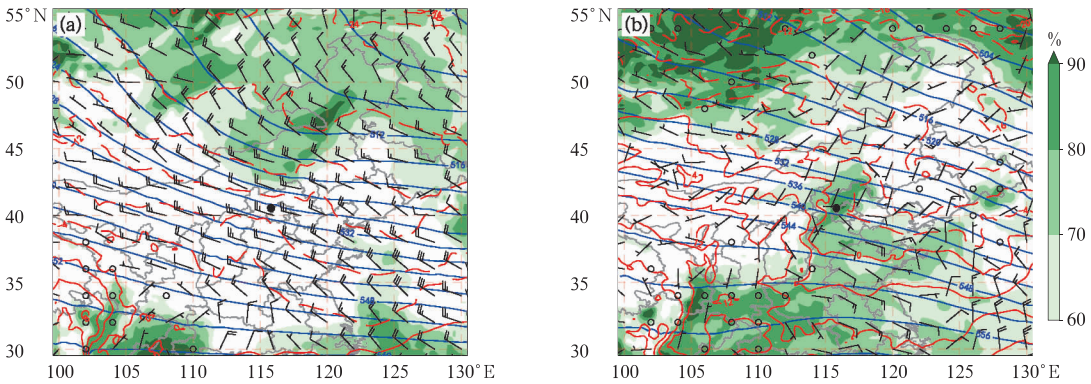
通过对四种天气型中所有个例降水开始时刻环流进行聚类平均,分析各降水天气型主要影响系统。

偏北气流型(图 3a),海陀山位于 500 hPa 高空槽后,中低层均没有天气尺度系统配合(图略),整层均受较强的偏北气流控制,上游 700～850 hPa 存在相对湿度大值区。

偏东气流型(图 3b),500 hPa 以平直环流为主,同样没有天气尺度系统配合,近地面东北地区为高压区,温度场上表现出从我国东北地区伸向北京方向的冷舌(图略),此形势有利于低层冷空气沿着偏东路径经渤海加湿,在海陀山东侧山前爬升,并在山前形成饱和湿区。

低涡低槽型(图 4a),上游 500 hPa 存在高空槽,距海陀山约 5 个经距,700 hPa 和 800 hPa 均伴有低槽发展,呈现后倾槽结构,850 hPa 及以下存在切变系统,地面高压中心位于蒙古国,海陀山位于高压前部,冷锋在河北北部。另外,800～850 hPa 为西南风,存在西南—东北向水汽输送通道,700～850 hPa 海陀山附近相对湿度超过 70%(图略)。

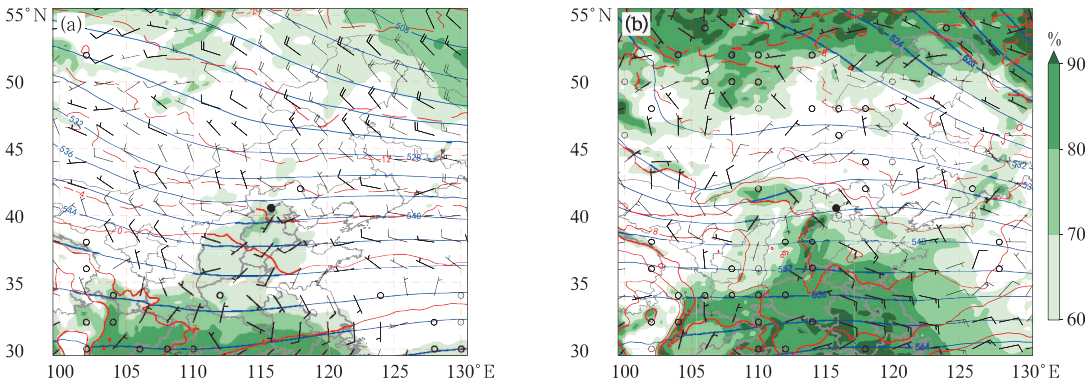
回流低涡低槽型(图 4b),500 hPa 河套地区附近存在明显的高空槽,距海陀山约 10 个经距,700 hPa 和 800 hPa 同样存在低槽,后倾槽结构更为明显,850 hPa 及以下存在切变系统。地面高压中心位于



注：蓝线：500 hPa 高度场（单位：dagpm），红线：500 hPa（图 a）和 1000 hPa（图 b）温度场（单位：℃），风羽：850 hPa（图 a）和 1000 hPa（图 b）风场，填色：850 hPa（图 a）和 1000 hPa（图 b）湿度场，黑点：海陀山。

图 3　海陀山（a）偏北气流型和（b）偏东气流型降水时刻聚类平均环流场

Fig. 3　Clustering mean circulation field at precipitation time of (a) northerly airflow type and (b) easterly airflow type in Haituo Mountain



注：蓝线：500 hPa 高度场（单位：dagpm），红线：500 hPa（图 a）和 1000 hPa（图 b）温度场（单位：℃），风羽：850 hPa（图 a）和 1000 hPa（图 b）风场，填色：850 hPa（图 a）和 1000 hPa（图 b）湿度场，黑点：海陀山。

图 4　海陀山（a）低涡低槽型和（b）回流低涡低槽型降水时刻聚类平均环流场

Fig. 4　Clustering mean circulation field at precipitation time of (a) low eddy trough type and (b) backflow low eddy trough type in Haituo Mountain

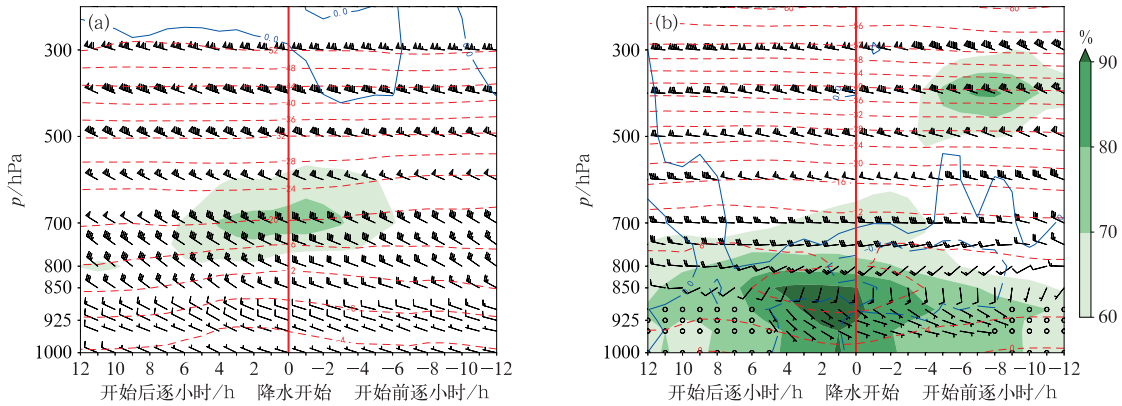
蒙古国西部，海陀山位于地面高压底前部，形成高压底前部的偏东风回流，增强低层水汽条件，同偏东气流型一样在近地面温度场表现为伸向北京方向的冷舌。700～925 hPa 为西南风至偏南风，南方存在明显的饱和湿区，在此形势下建立了南方水汽向海陀山输送通道，增强海陀山整层水汽条件（图略）。

对比低涡低槽型和回流低涡低槽型，后者在降水发生前低层东风回流建立，使得低层水汽条件更好，并且存在冷垫，进一步增强上升运动，西南气流的水汽通道也更为深厚，整层水汽条件要显著好于低涡低槽型。此外，西风槽和地面高压中心更强，降水发生时 500 hPa 低槽距海陀山更远，后倾结构更为明显。以上是造成此天气型降水量更大、持续时间更长的主要原因。

4　不同天气型垂直环流特征

下文进一步分析不同天气型垂直环流与海陀山相互作用形成降水的特征。以 A1492 位置生成不同天气型下聚类平均综合廓线（图 5），其中红实线为降水开始时刻，其右侧和左侧分别为降水开始前、后逐小时垂直环流。

偏北气流型（图 5a），海陀山在降水前受整层西北气流控制，无明显天气尺度系统配合，降水发生时 850 hPa 西北气流风速达到 10 m·s^{-1}，800 hPa 达 14 m·s^{-1}，且维持较长时间。此型降水形成原因之



注：蓝线：上升运动（单位：Pa·s^{-1}），红虚线：温度（单位：℃），红实线：降水开始时刻，风羽：风场，填色：相对湿度。

图 5 海陀山(a)偏北气流型和(b)偏东气流型聚类平均综合廓线

Fig. 5 Profile with classification clustering mean of (a) northerly airflow type and (b) easterly airflow type in Haituo Mountain

一是海坨山山顶海拔（约 800 hPa）以下偏北气流大小决定气流受地形强迫形成上升运动的强度。表 2 显示了偏北气流型起始时的实况，8 个个例 A1701 站（海陀山山顶，海拔 2198 m）平均风速均较大（2021 年 1 月 3—4 日和 5—6 日 2 个个例 A1492 平均风速更大，分别为 9.1 m·s^{-1}和 9.5 m·s^{-1}），一半个例极大风风速超过 20 m·s^{-1}，风速越大 Fr 越大，在迎风坡形成较强上升运动并越过海陀山。此外，大气静力稳定度也影响是否形成越山气流，因缺少垂直探空观测，利用高低海拔站间温度（A1701 与 A1489）来简单推算温度垂直递减率用以比较大气静力稳定度，当温度递减率越大时大气静力稳定度越小，反之越大（Durran and Klemp，1982）。从表 2 也可以看到所有个例温度垂直递减率均较大，其中 2019 年 2 月 11 日和 2021 年 1 月 3—4 日 2 个个例在 A1489 到 A1708 间存在逆温，A1701 和 A1708（A1708 为竞速赛道终点，海拔 1289.1 m）之间温度递减率分别在 7.7℃·km^{-1}、11.8℃·km^{-1}，可以看到偏北气流型下静力稳定度均偏小，也有利于形成越山气流。

表 2 海陀山偏北气流型个例降水起始时刻实况特征

Table 2 Characteristics of precipitation cases of the northerly air flow type at the onset moment in Haituo Mountain

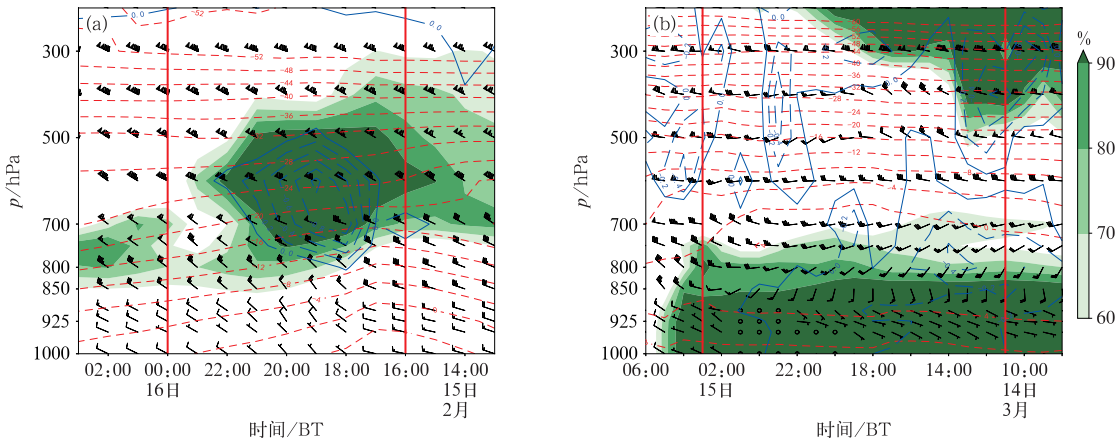
过程日期	A1701 气温/℃	A1489 气温/℃	A1701—A1489 温度递减率/(℃·km^{-1})	A1701 平均风速/(m·s^{-1})
2019 年 2 月 11 日	−16.2	−12.8(−9.4，A1708)	2.7(7.7，A1701—A1708)	16.6
2020 年 1 月 18 日	−13.3	−1.2	9.7	16.0
2020 年 2 月 21 日	−12.5	1.2	11.0	12.7
2021 年 1 月 3—4 日	−18.1	−10.2(−7.6，A1708)	6.3(11.8，A1701—A1708)	4.1(9.1，A1492)
2021 年 1 月 5—6 日	−22.3	−10.7	9.3	6.7(9.5，A1492)
2021 年 1 月 9—10 日	−22.6	−10.9	9.4	12.1
2021 年 2 月 15 日	−12.4	0.8	10.6	11.6
2021 年 3 月 2 日	−11.9	0.7	10.1	9.3

800～600 hPa 的水汽条件也是形成此型降水的因素之一，相对湿度大于 60%区域集中在 600～800 hPa，700 hPa 附近超过 70%，如果水汽只集中在低层，虽然偏北气流抬升低层空气，但中层较干、无法形成较多凝结，从而不能形成有效降水，表现为在山顶形成云却未致雨。从图 5a 可以看到降水发生 7 h 后 700～800 hPa 湿度转差，与 A1492 平均降水 9 h 持续时间对应关系较好。背风坡是否有降水与背风坡水汽垂直分布有关，如果低层太干则会使降水粒子在下降过程中发生蒸发从而无法形成有效降水，此类天气型降水大部分个例背风坡低海拔水汽条件较差，因此降水主要集中在高海拔站点。其中，

2021 年 2 月 15 日偏北气流型降水在背风坡站点观测到降水，从综合廓线（图 6a）来看降水发生时整层受西北气流控制，800 hPa 和 850 hPa 风速分别为 16 m·s^{-1}和 14 m·s^{-1}，A1701 实况极大风风速达到19.3 m·s^{-1}（17:00），越山气流较强；另外，500～800 hPa 相对湿度超过 60%，500～700 hPa 相对湿度大于 90%，在低层 850 hPa 的相对湿度也达到了 40%～50%，高海拔站点降水发生后（16:50）低层水汽逐渐改善，17:00 西大庄科相对湿度为 38%，至 17:40 为 57%，在 17:50 观测到降水。因此，此类天气型需要关注背风坡水汽垂直分布变化，从而对低海拔站点是否出现降水作出判断。

偏东气流型（图 5b）海陀山 850 hPa 为偏南风（6 m·s^{-1}），以下为偏东风（2 m·s^{-1}），800 hPa 以上为偏西风，在没有天气尺度系统配合的情况下，此天气型云层较低，云顶在 800～850 hPa，降水发生前后 850～925 hPa 相对湿度超过 90%，降水发生 2 h 后低层水汽条件转弱（925 hPa 相对湿度低于 90%），与前文统计的该型降水平均持续 2.5 h 对应较好。由表 3 可见此类天气型降水低层风较弱（A1489），温度递减率较小，部分个例存在低层逆温，Fr 偏小，所以此类天气型东风气流较难越过高山滑雪中心东侧山脉，降水主要集中在低海拔地区，该天气型降水统计结果也显示出这一点。2021 年 3 月 14—15 日降水过程如图 6b，降水发生时 850 hPa 为偏南风（8 m·s^{-1}），以下层次为偏东风（2 m·s^{-1}），饱和水汽均集中在 850 hPa 以下。从实况来看，A1491 偏东风平均风速和极大风速分别为 3.9 m·s^{-1}和 5.4 m·s^{-1}，且降水发生前后相对湿度达到 100%，A1491 站也出现降水，但对比其他个例发现 A1489 出现降水前后 A1491 均为西风，所以此类降水偏东气流厚度以及饱和湿层的高度与 A1491 是否形成降水密切相关。

低涡低槽型降水在 500～800 hPa 有高空槽过境、湿层较厚、500～900 hPa 相对湿度≥70%（图 7a），受大尺度系统影响，500 hPa 高空槽过境前整层均为上升运动。另外，800～850 hPa 为西南风，在海陀山南坡有一定的地形抬升作用，叠加天



注：蓝线：上升运动（单位：Pa·s^{-1}），红虚线：温度（单位：℃），红实线区间：降水时段，风羽：风场，填色：相对湿度。

图 6　2021 年（a）2 月 15 日和（b）3 月 14—15 日海陀山降水过程综合廓线

Fig. 6　Profile of precipitation process in Haituo Mountain (a) on 15 February and (b) in 14－15 March 2021

表 3　海陀山偏东气流型个例降水开始时刻实况特征

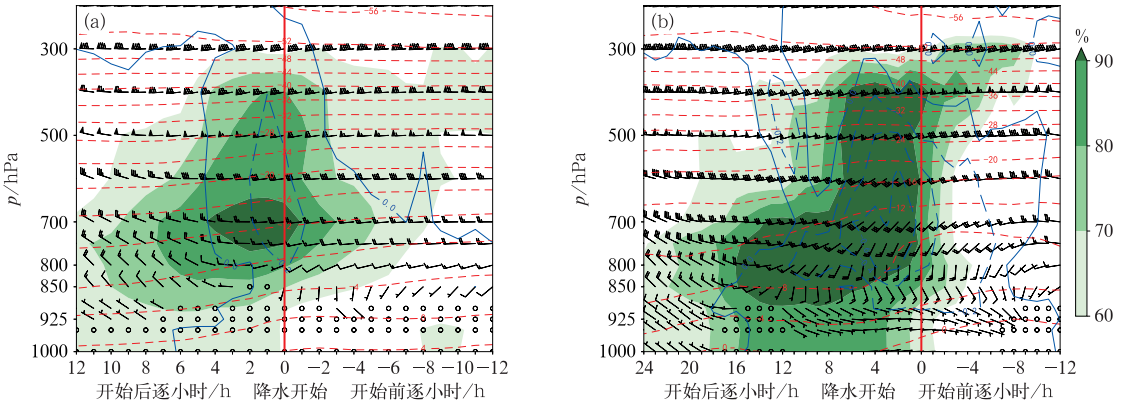
Table 3　Characteristics of precipitation cases of the easterly airflow type at the onset moment in Haituo Mountain

过程日期	A1701 气温/℃	A1489 气温/℃	A1701—A1489 温度递减率/（℃·km^{-1}）	A1489 平均风速/（m·s^{-1}）
2019 年 2 月 6 日	－13.0	－8.4	3.7	2.6
2020 年 2 月 6 日	－12.0	－12.6	－0.5	1.4
2021 年 1 月 19 日	－12.3	－11.4	0.7	3.0
2021 年 3 月 14—15 日	2.6	3.5	－0.7	2.8

气尺度系统作用，高海拔 A1492 先出现降水。随着系统东移以及低层水汽条件变好，低海拔站点出现降水，A1489 平均降水时间在 3.8 h，与 500 hPa 低槽系统过境时间匹配较好。因降水发生后低层湿度条件非常好，700～925 hPa 相对湿度≥80%，伴随槽后较强偏北气流，满足偏北气流型降水的动力和水汽条件，高海拔 A1492 降水持续，至整层湿度转差后（降水开始 10 h 后）降水结束，这也与 A1492 平均降水时间相匹配，这是此天气型平均降水时间和平均降水量呈现由高海拔向低海拔递减的原因。此天气型降水可以分为两个阶段，第一阶段是在大尺度天气系统和 800～850 hPa 西南风共同作用下，高、低海拔地区先后出现降水，500 hPa 高空槽过境后低海拔降水逐渐结束；第二阶段为在偏北气流作用下高海拔降水持续，直至整层水汽转差后停止。

回流低涡低槽型（图 7b）边界层东风层次较高，接近 850 hPa，低层水汽条件更好，500～800 hPa 均有明显的高空槽系统配合，500 hPa 高空槽在降水发生 16 h 前后过境，整层上升运动持续近 15 h，动力抬升条件较好。此外，700～925 hPa 为西南风至偏南风，配合较好的水汽输送作用使得水汽垂直分布更深厚，500～850 hPa 相对湿度≥80%，明显强于低涡低槽型。此型降水可分为 3 个阶段：第一阶段为低层偏东风回流阶段，在低层偏东风回流水汽输送作用下配合低层饱和水汽条件，使得部分个例首先在海陀山前海拔较低站点出现降水，如 2020 年 2 月 13 日降水过程，降水发生时低层相对湿度超过 90%（图略），A1489 较 A1492 降水提前约 2 h 开始，部分个例也表现出 A1490 或 A1491 先出现降水（2019 年 2 月 14—15 日、2021 年 3 月 11—12 日），这是因为受低层偏东风和 850 hPa 偏东南风沿地形抬升冷却凝结作用，海陀山中间站点空气更快接近饱和，因此先于低海拔 A1489 出现降水；第二阶段为低涡低槽系统影响阶段，500 hPa 低涡低槽系统距海陀山相对较远，系统逐渐东移，存在较长时间垂直上升运动，800～850 hPa 偏南风风速达到 6～10 m·s^{-1}，在山前地形强迫抬升作用叠加天气系统整层上升运动，此阶段也是降水效率最强阶段，系统过境后系统性影响上升运动减弱，低海拔站点降水逐渐结束，A1489 平均降水时间约为 16.8 h，这与垂直运动 15 h 后减弱对应较好；第三阶段为 500 hPa 低涡低槽系统过境后，整层转为较强偏北气流控制，偏北气流在海陀山北坡抬升，高海拔降水持续，因前期降水使得整层水汽条件较好，并且偏北气流长时间维持，此阶段高海拔降水维持时间会较低涡低槽型更长，部分个例会持续 10 h 以上（2020 年 2 月 13—16 日、2019 年 2 月 14—15 日）。

综合以上对海陀山冬季四种天气分型的降水实况、大尺度环流和要素垂直分布特征进行分析，形成海陀山冬季降水四种天气型特征统计表（表 4）。



注：蓝线：上升运动（单位：Pa·s^{-1}），红虚线：温度（单位：℃），红实线：降水开始时刻，风羽：风场，填色：相对湿度。

图 7 海陀山(a)低涡低槽型和(b)回流低涡低槽型聚类平均综合廓线

Fig. 7 Profile with classification clustering mean of (a) low eddy trough type and (b) backflow low eddy trough type in Haituo Mountain

表 4　海陀山冬季降水四种天气型特征统计

Table 4　Statistical characteristics of four precipitation weather types in winter in Haituo Mountain

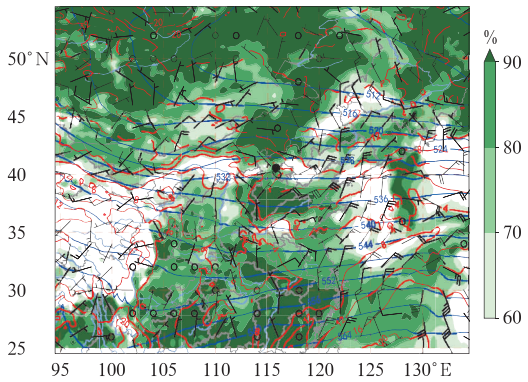
特征	偏北气流型	偏东气流型	低涡低槽型	回流低涡低槽型
大尺度环流	无天气尺度系统配合,位于 500 hPa 高空槽后,整层受较强偏北气流控制	无天气尺度系统配合,500 hPa 平直环流,东北地区存在地面高压,低层存在东风回流	有天气系统配合,海陀山位于 500 hPa 高空槽前约 5 个经距,700～800 hPa 均存在低槽,呈后倾槽结构;800～850 hPa 为西南风	有天气系统配合,海陀山位于 500 hPa 高空槽前约 10 个经距,700～800 hPa 均存在低槽,呈明显后倾槽结构;东北地区存在地面高压,降水前存在高压底前部低层东风回流;700～850 hPa 存在较强偏南风
水汽分布	水汽集中在中低层,600～800 hPa 相对湿度≥60%,700 hPa 附近≥70%	低层水汽条件好,850～925 hPa 相对湿度≥90%	整层水汽条件好,500～900 hPa 相对湿度≥70%	整层水汽深厚,500～925 hPa 相对湿度≥70%,500～900 hPa 在 80%～90%
降水演变	700～800 hPa 水汽转差后降水逐渐结束	925 hPa 水汽条件转弱后降水结束	第一阶段:500 hPa 低涡低槽东移,系统前大尺度上升运动,配合 800～850 hPa 西南气流在山前抬升作用,高海拔先出现降水,随着高空槽系统东移,低层水汽改善,低海拔出现降水;第二阶段:500 hPa 高空槽过境转为整层较强偏北气流后低海拔降水结束,高海拔降水持续,整层水汽转差后,降水结束	第一阶段:偏东风回流增湿和冷垫作用,中低海拔先出现降水;第二阶段:500 hPa 低涡低槽东移,系统前大尺度上升运动,配合 800～850 hPa 较强的西南气流在山前抬升作用,全部站点出现降水;第三阶段:500 hPa 高空槽过境整层转为较强偏北气流,低海拔降水结束,高海拔降水持续,整层水汽转差后,降水结束
降水量随海拔分布	集中在高海拔	集中在低海拔	随海拔降低递减	随海拔降低递增
降水量	偏小,高海拔降水量在小雪量级,根据垂直湿度条件分布低海拔可能无降水	非常小,低海拔以微量降水为主,高海拔无降水	比较显著,平均降水量可达小到中雪量级,高海拔≥3 mm,低海拔≤2 mm	非常显著,平均降水量可达大到暴雪量级以上
持续时间	高海拔持续时间长,平均 9 h 左右	持续时间短,低海拔平均在 2.5 h 左右	持续时间较长,随海拔降低递减,平均高海拔在 10 h 左右,低海拔在 4 h 左右	持续时间长,随海拔降低递减,平均超过 15 h,高海拔超过 20 h
降水最早开始和最晚结束	高海拔先开始	低海拔先开始	高海拔先开始	中低海拔站先出现或同时出现降水,高海拔结束时间晚

5　2022 年 2 月 13 日强降雪天气过程分析

为进一步说明上述分析的合理性,选取 2022 年北京冬奥会期间一次强降雪过程,即 2 月 13 日降雪过程进行分析。此次过程海陀山部分站点出现暴雪,对当天赛事造成明显影响。在降水开始时河套地区西部有 500 hPa 高空槽发展东移(图 8),海陀山距其约 12 个经距;地面冷高压较强,高压中心(1057.5 hPa)位于蒙古国西部,低层存在偏东风回流,温度场上表现为冷空气锲入华北地区,对低层增湿的同时并起到冷垫作用。

从图 9 综合廓线可以看到降水发生前 6 h 850 hPa 以下转为偏东风,700～850 hPa 为较强的偏南风。受低层水汽输送影响整层水汽条件非常好,接近饱和状态,500～925 hPa 相对湿度≥90%。根据表 4 此次过程为回流低涡低槽型,在预报前通过分型特征可以初步判断降水过程持续时间较长、累计降水量大、低海拔降水量高于高海拔站点等特征。

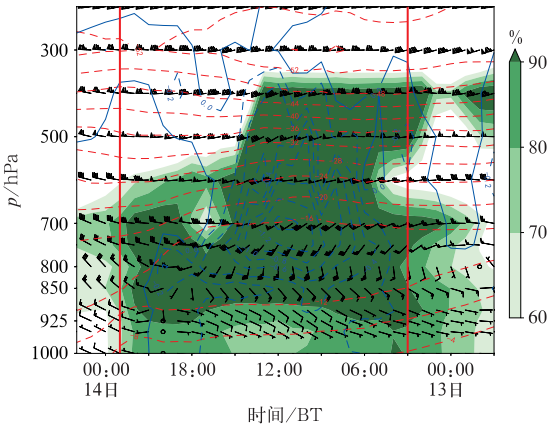
通过降水实况观测进行验证(共 7 个自动站经质量控制后降水观测有效),本次过程降水从 13 日 03:00 开始至 23:00 结束(图 10),共持续 21 h,满足持续时间较长的特征。海拔 1700 m 以下的站点(A1705、A1707、A1708、A1489)均出现暴雪,其中 A1707 累计降水量最大达 14.8 mm,海拔在 1800 m 以上的 A1492、A1491、A1703 累计降水量均小于 10 mm,其中海拔最高的 A1492 累计降水量为 4.6 mm,满足累计降水量大、降水量由高海拔向低海拔递减的特征。从回流低涡低槽型降水 3 个阶段来看,第一阶段受边界层东风水汽输送作用和偏东风地形抬升作用影响,850～925 hPa 水汽达到饱和



注：蓝线：500 hPa 高度场(单位：dagpm)，红线：1000 hPa 温度场(单位：℃)，风羽：1000 hPa 风场，填色：1000 hPa 湿度场，黑点：海陀山。

图 8 2022 年 2 月 13 日 03:00 海陀山环流形势场

Fig. 8 Circulation situation field in Haituo Mountain at 03:00 BT 13 February 2022



注：蓝线：上升运动(单位：Pa·s^{-1})，红虚线：温度(单位：℃)，红实线区间为降水时段，风羽：风场，填色：相对湿度。

图 9 2022 年 2 月 12 日 21:00 至 14 日 01:00 海陀山综合廓线

Fig. 9 Profile of Haituo Mountain from 21:00 BT 12 to 01:00 BT 14 February 2022

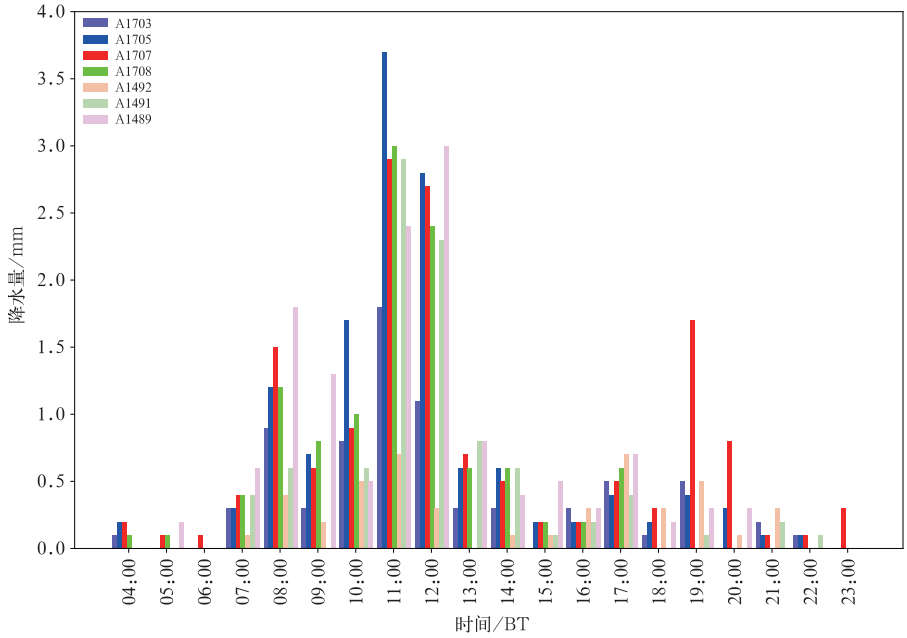


图 10 2022 年 2 月 13 日 04:00—23:00 海陀山自动站逐小时降水量

Fig. 10 Hourly precipitation observation at Haituo Mountain Automatic Station from 04:00 BT to 23:00 BT 13 February 2022

后降水开始，13 日 03:00—06:00 中低海拔站点先出现降水；第二阶段，受 500 hPa 高空槽东移影响，06:00 开始全部站点均出现降水，其中 10:00—12:00的 700～800 hPa 存在较强的西南急流，配合较强的垂直运动中心，对应降水最强时段，低海拔地区小时降水量更大，最大小时降水量达 3.7 mm (A1705，10:00—11:00)；第三阶段在此次过程中并不明显，高海拔站点没有出现明显的槽后偏北气流抬升降水，A1492 降水早于 A1707 约 2 h 结束。究其原因，一是干冷空气南侵较快，22:00 整层水汽条件迅速变差，二是高空槽过境后偏北气流不强，850 hPa 风速为 6 m·s^{-1}，且偏西分量较大，越山气流风向与海陀山没有形成正交，动力抬升条件一般。

由此可见，此次暴雪过程的环流特征、关键系统

位置和强度、不同海拔站点的降水差异等均符合表 4回流低涡低槽型的统计特征。在现场气象保障过程中,也预判此次过程降水量较大、持续时间长,高空槽过境后低层湿度和偏北风分量减小,不利于高海拔站点降雪持续。上文统计分析结果应用于实践,取得了良好的预报服务效果。

6　结论和讨论

对 2019—2021 年 1 月 1 日至 3 月 15 日海陀山 34 次降水进行统计分析,把冬季海陀山降水分为偏北气流型、偏东气流型、低涡低槽型、回流低涡低槽型四种天气型降水,总结不同天气型、不同海拔的实况特征、主要影响系统,并应用于北京冬奥会期间一次强降水过程进一步印证分型特征结果,主要结论如下:

(1)天气尺度系统是影响海陀山冬季降水最主要的形式,占比达 65%,其中低涡低槽型是最主要的降水天气型,总占比 50%,回流低涡低槽型相对偏少;地形性降水占比有 35%,其中以偏北气流型最多,总占比 23%,偏东气流型个例最少。

(2)海陀山地形高度以下的主要气流方向和强度、水汽的垂直分布和地形的相互作用对海陀山冬季降水的发生发展起到关键作用,同时造成不同天气型高低海拔降水量呈现显著差别。偏北气流型和低涡低槽型呈现由高海拔向低海拔递减的特征,偏东气流型和回流低涡低槽型则呈现相反特征。

(3)地形性降水没有明显的天气尺度系统配合,累计降水量不大、持续时间相对较短。偏北气流型均可以形成较强越山气流,配合 800～600 hPa 水汽条件在山顶形成降水,背风坡降水的形成与背风坡水汽垂直分布密切相关;偏东气流型中偏东气流很难越过东侧山脉,饱和湿层在 850 hPa 以下,降水集中在低海拔。系统性降水存在天气尺度系统配合,降水量偏大且持续时间较长,对赛事组织会产生明显影响。系统性降水可以划成不同降水阶段,不同阶段的主要天气系统、不同海拔之间的降水特征等存在明显差异,在精细化预报中需要对不同阶段降水分别进行预报分析。

(4)将海陀山冬季降水天气型统计特征应用到北京冬奥会期间一次强降雪过程的预报分析当中,证明相关分型统计特征对海陀山降水预报有一定的参考性,可以在冬季复杂地形降水精细化预报中发挥实际作用。

受限于目前只有 4 个自动气象站可以得到较长且稳定的降水观测,对海陀山不同海拔和不同位置降水特征的统计无法包含更全面的情况。未来将探讨通过收集更长、更多海陀山自动气象站的降水资料,进一步分析不同天气型下冬季海陀山不同海拔、不同位置的降水特征,并通过数值模拟来验证统计分析结果,继而更全面地研究复杂地形下降水的物理过程。

参考文献

邓国,戴玲玲,周玉淑,等,2022. CMA 高分辨区域集合预报系统支撑北京冬奥会气象服务保障的评估分析[J]. 气象,48(2):129-148. Deng G, Dai L L, Zhou Y S, et al, 2022. Evaluation and analysis of meteorological service for Beijing Winter Olympic Games supported by CMA high-resolution regional ensemble prediction system[J]. Meteor Mon, 48(2): 129-148(in Chinese).

黄钰,郭学良,毕凯,等,2020. 北京延庆山区降雪云物理特征的垂直观测和数值模拟研究[J]. 大气科学,44(2):356-370. Huang Y, Guo X L, Bi K, et al, 2020. Vertical observation and numerical simulation of the clouds physical characteristics of snow-producing over Yanqing Mountain Area in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 44(2): 356-370(in Chinese).

李子良,2006. 地形降水试验和背风回流降水机制[J]. 气象,32(5):10-15. Li Z L, 2006. Simulations of precipitation induced by reversal flow in the lee of mountain[J]. Meteor Mon, 32(5): 10-15(in Chinese).

马淑萍,冉令坤,曹洁,2021. 复杂地形强降雪过程中垂直运动诊断分析[J]. 大气科学,45(5):1127-1145. Ma S P, Ran L K, Cao J, 2021. Diagnosis and analysis of vertical motion during complex topographical heavy snowfall[J]. Chin J Atmos Sci, 45(5): 1127-1145(in Chinese).

邱贵强,于波,陶亦为,等,2023. 基于集成学习算法的冬奥会延庆赛区极大风速预报[J]. 气象,49(6):721-732. Qiu G Q, Yu B, Tao Y W, et al, 2023. Forecasting of extreme wind speed in Yanqing Competition Zone of the Winter Olympic Games based on ensemble learning algorithm[J]. Meteor Mon, 49(6): 721-732(in Chinese).

孙继松,2005. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J]. 高原气象,24(1):62-69. Sun J S, 2005. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location[J]. Plateau Meteor, 24(1): 62-69(in Chinese).

仪清菊,刘延英,许晨海,1999. 北京 1980～1994 年降雪的天气气候分析[J]. 应用气象学报,10(2):249-254. Yi Q J, Liu Y Y, Xu C H, 1999. Synoptical and climatological analysis of snowfall from 1980 to 1994 in Beijing Area[J]. J Appl Meteor Sci, 10(2): 249-254(in Chinese).

于波,李桑,郝翠,等,2022. 冬奥会延庆赛区降雪与边界层东风的关

系[J]. 大气科学,46(1):181-190. Yu B, Li S, Hao C, et al, 2022. Relationship between snowfall in the Yanqing Zone of winter Olympic Games and the easterly wind in the boundary layer[J]. Chin J Atmos Sci,46(1):181-190(in Chinese).

张迎新,张守保,2006. 华北平原回流天气的结构特征[J]. 南京气象学院学报,29(1):107-113. Zhang Y X, Zhang S B, 2006. Structural feature of the backflow precipitation over North China[J]. J Nanjing Inst Meteor,29(1):107-113(in Chinese).

钟水新,2020. 地形对降水的影响机理及预报方法研究进展[J]. 高原气象,39(5):1122-1132. Zhong S X, 2020. Advances in the study of the influencing mechanism and forecast methods for orographic precipitation[J]. Plateau Meteor, 39(5):1122-1132(in Chinese).

Ding T, Gao H, Yuan Y, 2020. Pre-signal and influencing sources of the extreme cold surges at the Beijing 2022 Winter Olympic competition zones[J]. Atmosphere,11(5):436.

Durran D R, Klemp J B, 1982. On the effects of moisture on the Brunt-Väisälä frequency[J]. J Atmos Sci,39(10):2152-2158.

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al, 2020. The ERA5 global reanalysis[J]. Quart J Roy Meteor Soc,146(730):1999-2049.

Horel J, Potter T, Dunn L, et al, 2002. Weather support for the 2002 Winter Olympic and Paralympic Games[J]. Bull Amer Meteor Soc,83(2):227-240.

Jiang Q F, Smith R B, 2003. Cloud timescales and orographic precipitation[J]. J Atmos Sci,60(13):1543-1559.

Joe P, Doyle C, Wallace A, et al, 2010. Weather services, science advances, and the Vancouver 2010 Olympic and Paralympic Winter Games[J]. Bull Amer Meteor Soc,91(1):31-36.

Kiktev D, Joe P, Isaac G A, et al, 2017. FROST-2014: the Sochi Winter Olympics International Project[J]. Bull Amer Meteor Soc,98(9):1908-1929.

Li X, Gao H, Ding T, 2021. Cold surge invading the Beijing 2022 Winter Olympic competition zones and the predictability in BCC-AGCM model[J]. Atmos Sci Lett,22(8):e1039.

Lin Y L, 2005. Dynamics of orographic precipitation[M]// McGraw-Hill. Yearbook of Science & Technology 2005. New York: McGraw Hill Companies:248-250.

Ma X C, Bi K, Chen Y B, et al, 2017. Characteristics of winter clouds and precipitation over the mountains of northern Beijing[J]. Adv Meteor,2017:3536107.

Neiman P J, Ralph F M, White A B, et al, 2002. The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains: observations during CALJET[J]. Mon Wea Rev, 130(6):1468-1492.

Pierrehumbert R T, Wyman B, 1985. Upstream effects of mesoscale mountains[J]. J Atmos Sci,42(10):977-1003.

Roe G H, 2005. Orographic precipitation[J]. Annu Rev Earth Planet Sci,33:645-671.

Rotunno R, Houze R A, 2007. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme[J]. Quart J Roy Meteor Soc,133(625):811-830.

Smith R, Paegle J, Clark T L, et al, 1997. Local and remote effects of mountains on weather: research needs and opportunities[J]. Bull Amer Meteor Soc,78(5):877-892.

Smolarkiewicz P K, Rotunno R, 1989. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles. Part Ⅰ: baroclinically generated lee vortices[J]. J Atmos Sci,46(8):1154-1164.

Storebϕ P B, 1976. Small scale topographical influences on precipitation[J]. Tellus,28(1):45-58.

Vasil'ev E V, Dmitrieva T G, 2015. Forecasting extreme weather phenomena and processes during the test events and Sochi-2014 Olympic and Paralympic Games[J]. Russ Meteor Hydrol, 40(8):513-522.

Wallace J M, Hobbs P V, 2006. Atmospheric Science: An Introductory Survey[M]. 2nd ed. Amsterdam: Academic Press:424-425.

(本文责编:何晓欢)