安晶晶,王东勇,李慧敏,等.2024.2024年2月我国两次大范围冻雨过程对比分析[J].暴雨灾害,43(4):419-430. AN Jingjing, WANG Dongyong, LI Huimin, et al. 2024. Comparative analysis of two major widespread freezing rain events in China in February 2024 [J]. Torrential Rain and Disasters,43(4):419-430 (in Chinese). doi: 10.12406/byzh.2024-083

2024年2月我国两次大范围冻雨过程对比分析

安晶晶[1,3,4],王东勇[2],李慧敏[1],刘杰[1],郑淋淋[1]

(1. 安徽省气象台,合肥 230031;2. 淮河流域气象中心,合肥 230031;3. 安徽省大气科学与卫星遥感重点实验室,合肥 230031;4. 寿县国家气候观象台 中国气象局淮河流域典型农田生态气象野外科学试验基地 寿县国家综合气象观测专项试验外场,淮南 232200)

摘　要:2024年2月1—4日(以下简称过程Ⅰ)及2月19—24日(以下简称过程Ⅱ),我国先后出现两次大范围雨雪冰冻过程,在这两次过程中冻雨影响范围广、持续时间长、灾害强度大,是我国有气象资料以来冻雨最为严重的一年。利用多源实况观测和ERA5再分析资料,对比分析了这两次冻雨过程发生的环境条件和温度层结特征。结果表明:(1) 两次过程中500 hPa环流形势和影响系统比较相似且均稳定维持,有利于大范围雨雪冰冻天气形势的持续,但低层温度配置和冷空气移动速度不同造成了冻雨落区存在差异。过程Ⅰ由于冷空气移速较慢,造成冻雨分布较为集中。相较于过程Ⅰ,过程Ⅱ初期西南急流强度更大、位置更北,导致冻雨初始发生位置偏北,但后期强冷空气迅速南下,造成冻雨落区移动速度更快,影响范围更大。(2) 两次过程中,中层暖层主要位于700—850 hPa之间,低层冷层则主要位于900 hPa以下,较通常冻雨概念模型中700 hPa暖层及850 hPa冷层位置偏低,易导致预报员对天气类型的误判,同时过程Ⅱ逆温层强度强于过程Ⅰ。(3) 采用面积元法分析了两次过程的中层暖层强度及低层冷层强度,结果表明过程Ⅰ冷暖层强度弱于过程Ⅱ,与温度特征分析结果一致。同时两次过程冻雨主要发生在中层暖层强度与低层冷层强度接近的地区。

关键词:冻雨;温度层结;逆温层;对比分析

中图法分类号:P458　　**文献标志码:**A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2024-083

Comparative analysis of two major widespread freezing rain events in China in February 2024

AN Jingjing[1,3,4], WANG Dongyong[2], LI Huimin[1], LIU Jie[1], ZHENG Lingling[1]

(1. *Anhui Meteorological Observatory, Hefei* 230031; 2. *Huaihe River Basin Meteorological Center, Hefei* 230031; 3. *Anhui Province Key Laboratory of Atmospheric Science and Satellite Remote Sensing, Hefei* 230031; 4. *Shouxian National Climatology Observatory, Huaihe River Basin Typical Farm Eco-meteorological Experiment Field of CMA, Shouxian National Special Test Feild for Comprehensive Meteorological Observation, Huainan* 232200)

Abstract: Two large-scale snow and rain weather processes occurred in china from February 1-4, 2024 (Process 1, hereinafter), and February 19-24, 2024 (Process 2, hereinafter). During these two weather processes, the impact of freezing rain was extensive, the intensity of the disaster was severe, and the duration was long, which was rare in history. This study utilized multi-source observational data and ERA5 reanalysis data to focus on analyzing the environmental conditions and temperature layer characteristics of these two freezing rain events. The results indicate: (1) During both weather events, the 500 hPa weather patterns and influencing systems were quite similar, which were stably sustained, providing favorable conditions for widespread snow, rain, and freezing weather. However, there were differences in the low-level temperature configuration and the speed of movement. In Process 1, due to the slower movement of the cold air, the distribution of freezing rain was more concentrated. The initial southwest jet stream in Process 2 was stronger and positioned further north compared to Process 1, leading to the occurrence of freezing rain further northward. However, in the later stages, the rapid southward movement of strong cold air caused a fast-moving rain, snow, and ice, and thus a larger impacting range of the freezing rain. (2) In both processes, the mid-level warm

收稿日期: 2024-05-09;**定稿日期:**2024-07-01

资助项目: 安徽省自然科学基金项目(2208085UQ12)

第一作者: 安晶晶,主要从事气象资料分析与应用研究。E-mail: anjingjing_hefei@sina.com

通信作者: 王东勇,主要从事数值预报技术及方法应用研究。E-mail: amo_wangdongyong@163.com

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY-NC-ND 4.0

layer was mainly located between 700 hPa and 850 hPa, while the low-level cold layer was mainly located below 900 hPa. The positions were lower than the classic conceptual model of a warm layer at 700 hPa and a cold layer at 850 hPa, which could easily lead to misjudgment of the weather situations and types. (3) Using the area method, the strength of the mid-level warm layer and the low-level cold layer was calculated separately for both processes. The results show that the strength of the warm and cold layers in Process 1 was weaker than in Process 2. In addition, the freezing rain in both processes mainly occurred in areas where the strength of the mid-level warm layer and the low-level cold layer were close.

Key words: freezing rain; temperature stratification; inversion layer; comparative analysis

引 言

冻雨,也称为雨凇,是一种冬季固态降水类型,主要表现为过冷却水滴碰到地面低于0 ℃的物体后立即冻结的现象,常出现在雨雪转换过渡时期,是分布在地面雨雪分界线附近的一种特殊天气现象。冻雨作为一种严重的灾害性天气类型,常常给电力、交通、林业和农业造成巨大损失,给人民的生活和生命安全造成严重影响(Rauber等,2001;刘朝茹等,2015)。

长期以来,中外学者在冻雨形成机制和预报技术方面取得了显著的进展和成果。研究表明,冻雨的形成与大气垂直温度层结密切相关。Stewart (1985)最先提出冻雨温度层结结构,也称为"冰相融化"机制,指出冻雨通常发生在具有"冷-暖-冷"垂直结构的大气中,即地面附近存在冷层、中层为暖层、高层也为冷层,这种结构导致降水在中层暖层融化后,在低层冷层中以过冷水滴的形式存在,最终在地面或其他物体上冻结。Huffman 和 Norman (1988)提出了另一种冻雨温度层结结构,称为"过冷暖雨"机制,这一机制指出整层大气温度廓线均是冷层,没有暖层,雨滴以过冷却水滴形式降落,到达地面后形成冻雨。这两种机制在后续的研究和观测中均被证实和认可。

国内对于冻雨的研究主要集中在其环流形势和影响系统、温度层结特征等方面。研究表明我国暖湿气流在冷垫上滑行是出现冻雨的有利背景,逆温层或融化层是冻雨出现的重要条件(许丹等,2003;吴蓁,2009;江杨等,2017;孟雪峰等,2022)。我国冻雨发生机制北方多以"冰相融化"为主(韩冬,2019;刘娜等,2021),南方两种机制都存在(欧建军等,2011;漆梁波,2012;康丽莉等,2021)。统计表明,我国冻雨多发生在长江以南,以贵州省最多,湖南和江西其次,以过冷暖雨为主(欧建军等,2011)。同时,冻雨发生机制与海拔高度有关,高海拔地区易发生过冷暖雨的冻雨,而低海拔地区易发生融化过程的冻雨(刘朝茹等, 2015)。江杨等(2016)也指出山区和平原地区冻雨成因差别较大,并通过数值模拟发现冻雨天气的产生与逆温强度、冷垫厚度及其变温幅度有关。所以除了特殊的温度层结以外,冻雨的发生还受到其他多种因素的影响,包括地面温度、湿度、风速、地形等影响(王传辉等,2020;赵琳娜等,2021;王宁等,2023),这使得冻雨的预报难度较大。近年来许多学者开始利用双偏振雷达、微波辐射计、激光雨滴谱仪等新型遥感资料分析雨雪冰冻天气,以期认识其相态结构(唐明晖等,2023,毛宇清,2022)。

针对冻雨多发区,研究者们提出了适应于该区域的冻雨判别指标和预报方法,高守亭等(2014)利用动力因子和单站探空资料,建立适用于贵州地区的"动力因子"和"三步判别法"相结合的预报方法。姚蓉等(2014)用700 hPa、850 hPa、1 000 hPa的温度、厚度及其组合因子建立了湖南的冻雨预报技术指标。郑婧等(2014)利用多年探空资料提出以1 000 hPa温度<1.0 ℃、925 hPa和850 hPa温度<-2.0 ℃和700 hPa温度≥0.0 ℃作为江西冻雨预报的温度阈值标准。漆梁波(2012)等提出云顶高度、暖层强度和厚度、地面气温则是区分江南区域冻雨和冰粒天气的持征量。夏倩云等(2015)利用探空廓线根据面积元法及交点数对冬季降水展开分型研究。

以上研究主要集中在我国南方山区冻雨多发区,而中东部平原地区由于过往冻雨出现较少(王遵娅,2011),对其温度层结特征、形成机制以及预报方法等研究较少。目前常以700 hPa温度≥0.0 ℃和850 hPa温度<0.0 ℃作为冻雨出现及分析预报的判据(朱乾根等,2000),但这一判据并不适用于所有地区出现的冻雨。2024年2月1—4日和2月19—24日我国先后出现两次大范围连续冰冻雨雪天气过程,上百个县(市、区)出现冻雨,东西、南北跨度达三四个省份,影响范围广、持续时间久、灾害强度大,相较于以往冻雨多出现在山区,这两次过程均在包括安徽、湖北、河南等地的平原区出现了大范围冻雨现象,实属罕见。为了探究这两次冻雨过程典型特征,本文将分析这两次冻雨过程的时空分布特点、环流特征、温度层结特征、冷暖层强度特征,以期为冬季冻雨落区预报提供参考。

1 资料来源及方法

1.1 资料来源

本文所用资料包括:2024年2月1—4日(过程Ⅰ)

以及2月19—24日(过程Ⅱ)的地面观测数据、探空数据、ERA5再分析数据等。

实况资料源自中国气象局天擎数据环境存储系统，用于分析地面冻雨发生实况及高空温度特征。具体包括：(1) 地面日观测资料，站点选取河南、山东、江苏、浙江、安徽、湖北、湖南、江西8省国家级观测站点，要素包含天气现象资料、电线积冰直径等；(2) 中国地面逐小时资料，选取站点为武汉、阜阳两个国家级地面观测站，要素包含地面温度、风(瞬时风向、风速)、降水、现在天气记录资料等；(3) 高空探空资料，站点为武汉、阜阳国家级探空站。

由于探空实况观测资料时空分辨率不足，选取ERA5再分析资料更精细地分析冻雨发生时刻天气形势及温度层结特征，并利用该资料计算中层暖层及低层冷层强度。该资料时间分辨率1 h，水平空间分辨率0.25°，垂直层次37层，选取要素包括风、温度以及位势高度。

为检验两次冻雨过程ERA5温度场数据准确性，选取(109°—120°E，26°—36°N)范围内的17个探空站，比较过程Ⅰ以及过程Ⅱ的探空观测与再分析资料中500 hPa、700 hPa、850 hPa以及925 hPa上温度数据的相关系数和绝对误差。结果如表1所示：

表1 两次过程探空资料与再分析资料的相关系数和绝对误差

Table 1 Correlation coefficients and pairwise errors between sounding data and reanalysis data for two processes

高度层	过程Ⅰ		过程Ⅱ	
	相关系数	平均绝对误差/℃	相关系数	平均绝对误差/℃
500 hPa	0.958	0.757	0.905	0.743
700 hPa	0.980	0.587	0.959	0.838
850 hPa	0.984	0.900	0.990	1.031
925 hPa	0.988	0.813	0.990	1.052

由两次过程检验结果可知，925—500 hPa高度上两种资料均有较高的相关系数，以及较低的平均绝对误差，所以再分析资料可以较为准确的反映过程发生时大气温度层结特征。

1.2 面积元方法

在冻雨温度层结中的中层暖层强度计算及低层冷层强度计算中采用了面积元法(夏倩云等，2015年)。面积元法是除了对特征层温度、气层位势厚度这些传统的判别因子之外的，综合地考虑了各层温度以及降落时间的方法，可以更为准确地描述冻雨发生时垂直温度层结中暖层及冷层的强度信息。该方法为结合T和H相乘形成新的预测因子，可以被视为热力学图表中的面积。PA (记为P_A)为暖区积分，NA (记为N_A)为冷区积分结果。HGroud (记为H_{Ground})代表近地面0 ℃对应高度，H_1代表低层冷层和中层暖城之间0 ℃对应高度，H_2代表中层暖层到高层冷层之间0 ℃对应高度，具体实现为：

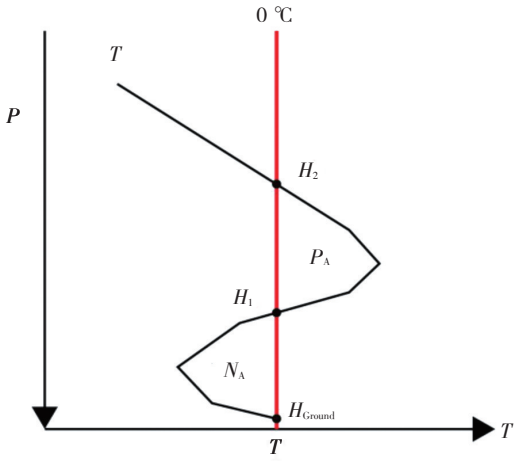


图1 面积元法计算中层暖区及低层冷区强度示意图(夏倩云等，2015年)

Fig. 1 Schematic diagram of the calculation of the strength of the mid-level warm zone and the low-level cold zone using the area element method (Xia Q Y, et al., 2015)

$$P_A=\int_{H_1}^{H_2}T_h\mathrm{d}h \tag{1}$$

$$N_A=\int_{H_{Ground}}^{H_1}|T_h|\mathrm{d}h \tag{2}$$

由于不同过程温度层结不同，采用面积元法计算的冷层强度及暖层强度结果差别较大。为了统一两次过程中冷暖层强度标准，本文参考面积元法并采用计算底层冷层积分与中层暖层积分相对偏差的方法评价两者接近程度，相对偏差公式如下：

$$\delta=|P_A-N_A|/((P_A+N_A)/2)) \tag{3}$$

2 天气实况和背景场分析

2.1 天气实况

2月1—4日，我国出现大范围雨雪冰冻天气过程，这次雨雪过程持续了近4 d，雨雪影响区域覆盖中东部18个省(市、区)，过程期间河南南部、苏皖北部、湖北、湖南北部、贵州等地降水相态复杂，多省份出现冻雨。2月19—24日受强寒潮影响，中东部地区气温快速下降再次出现大范围雨雪冰冻天气，华北、黄淮、江汉及江南北部等地降雪强度大，黄淮至江南北部地区雨雪相态复杂，冻雨范围广。冻雨发生时正值春运高峰，对公路、铁路和航空等造成严重影响，给出行人员带来不便。

本文重点关注这两次雨雪冰冻过程中出现的冻雨天气，研究范围主要包括两次过程中冻雨主要影响的河南、江苏、安徽、湖北、湖南、江西六省。图2给出了两次过程中冻雨影响区域内站点首次出现冻雨时间分布，从过程Ⅰ中首次出现冻雨时间分布(图2a)可

知，冻雨自北向南先后出现在安徽北部、河南中部、湖北中东部和湖南中北部，整体呈西南–东北走向，冻雨分布相对集中，截至4日08时(北京时，下同)，6个省543个观测站中有112个站观测到雨凇，74个站观测到电线积冰，其中最大电线积冰直径71 mm，出现在湖南南岳，武汉站在2月4日08时电线积冰直径30 mm。

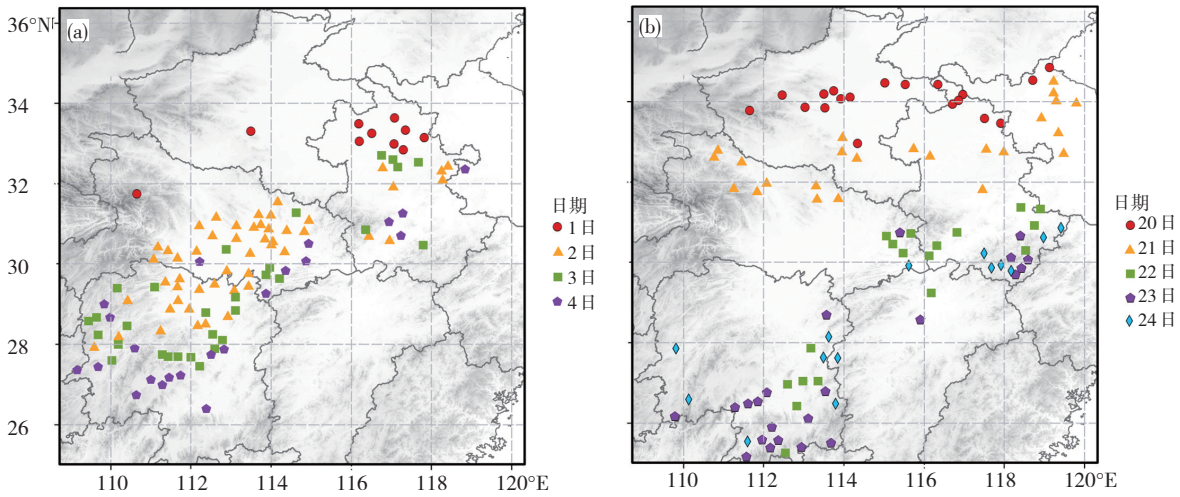


图2 2024年2月1—4日(a)、2月19—24日(b)河南、江苏、安徽、湖北、湖南，江西等6省冻雨首次出现时间及站点分布

Fig. 2 The distribution of stations where freezing rain first appeared in Henan, Jiangsu, Anhui, Hubei, Hunan and Jiangxi Provinces (a) on February 1–4 and (b) on February 19–24, 2024

从过程Ⅱ国家站首次出现冻雨时间分布(图2b)可知，冻雨分布范围较过程Ⅰ更广，同时过程移动速度更快。自河南中南部、苏皖北部一线地区向南横扫河南、湖北、安徽等地，最终到达湖南南部和江西中部。截至24日08时，在543个观测站中有97个站观测到雨凇，89个站观测到电线积冰，其中最大电线积冰直径53 mm，出现在湖北蕲春。

比较两次冻雨过程的实况特点，其共同特点为：(1) 影响范围广，两次事件均影响了河南、湖北、安徽、湖南等省份，尤其在湖北、河南和安徽的平原地区冻雨也有广泛分布，属于历史罕见。(2) 持续时间长，两次雨雪过程中冻雨持续时间均为4~5 d。(3) 冻雨强度大，参考电线积冰直径及冻雨影响时间，两次冻雨过程的强度均较强。两次冻雨过程也存在差异，过程Ⅰ虽然影响范围广，但主要的冻雨区分布相对较窄，冻雨出现范围重叠性高，相比之下，过程Ⅱ南北覆盖范围分布更广，不同地区的冻雨出现时间界限更为清晰。

分别选取武汉和阜阳两个代表站进一步分析逐小时地面气温、降水和风速的变化特征(图3)及其冻雨发生期间高空温度特征(图4)。从图3a可见，过程Ⅰ经历了雨–冻雨–雪的相态变化过程，1日08—16时，地面气温较高，武汉以小雨为主，期间风速较大。2日07时—3日03时，武汉出现冻雨，观测记录表现为多个小时连续的阵性降水，风速有所下降，此时气温由正变负，地面气温在冰点附近波动。3日04时以后，地面气温继续缓慢下降至–1.8 ℃，风速依旧较小，观测记录表现为间歇性大雪，且降雪量较大。从2月2日08时武汉站探空图可知(图4a)，冻雨发生时800 hPa左右有一个较明显暖层，中心温度约为3~4 ℃，950 hPa左右为一冷垫，中心温度约为–4 ℃，冷暖势力相当，属于“冷–暖–冷”冻雨层结，只是冷暖中心位置偏低。

与武汉站发展过程类似，过程Ⅱ中阜阳站也经历了雨–冻雨–雪的相态变化过程(图3b)，19日08时—20日02时由于前期地面暖倒槽发展，地面气温较高，随后冷空气快速南下，偏北风增大为4.2~14.7 m·s^{-1}，导致地面温度从9.7 ℃快速下降至0.3 ℃并伴有零星小雨，20日06时—21日08时，阜阳出现冻雨。在此阶段地面气温持续下降至冰点附近，降水明显增强，风速也开始减小，观测记录表现为多个小时连续的阵性降水、小雨夹雪，21日08时后转纯雪。从20日20时阜阳站探空图可知(图4b)，冻雨发生时800 hPa出现暖层，最高温度约为6~7 ℃，900 hPa为冷垫，最低温度约为–6 ℃，冷暖层强度均强于过程Ⅰ，此温度层结依旧属于“冷–暖–冷”冻雨层结。

2.2 环流背景分析

图5给出两次过程500 hPa天气图。其中图5a—c分别为1日08时—3日08时逐日500 hPa环流形势图，可见东亚中高纬度维持两槽一脊稳定环流型，冷中心最强时刻达–40 ℃，位于贝加尔湖附近高压脊前和东北上空槽后西北气流不断向我国输送冷空气，并与低纬度南支槽前强盛西南暖湿气流在我国中东部交汇，形成大范围持续稳定雨雪形势。图5d—f分别为过程Ⅱ中21日08时—23日08时逐日500 hPa环流形势图。与过程Ⅰ相比，过程Ⅱ系统强度较过程Ⅰ更强，

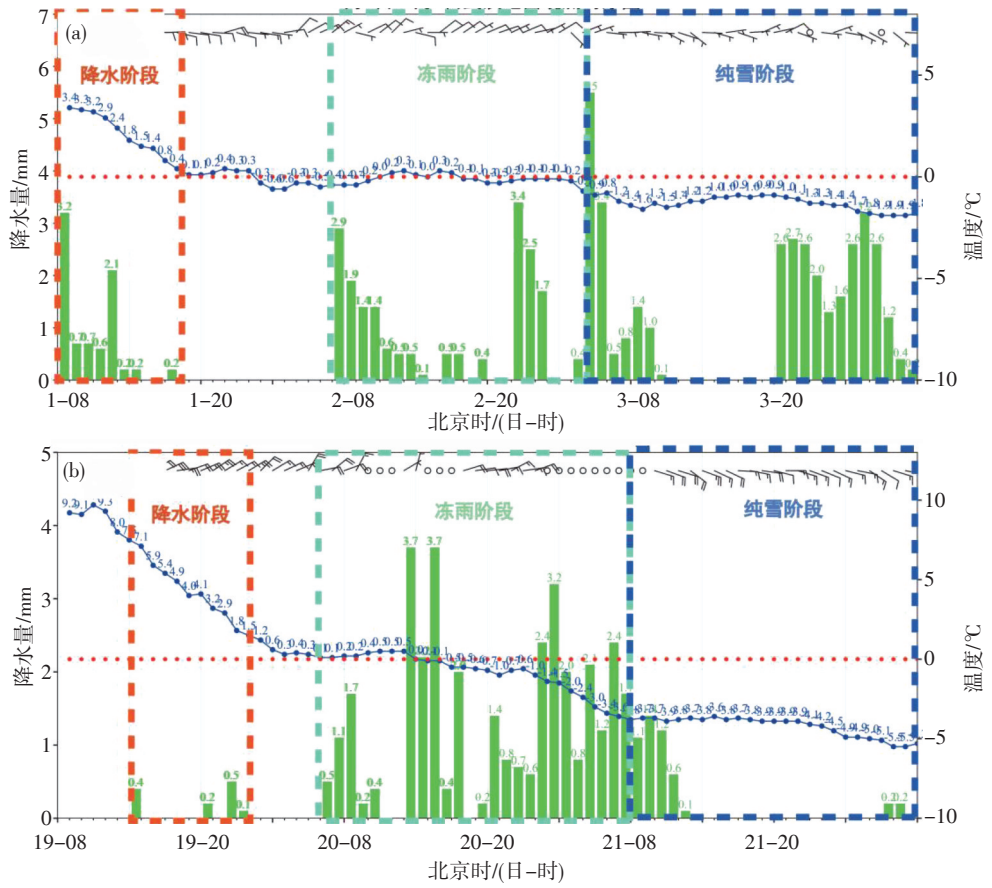


图3 2024年2月1日08时—4日08时武汉站(a)、2月19日08时—23日08时阜阳站(b)逐小时地面气温(蓝色点实线，单位：℃)、降水量(绿色柱状，单位：mm)、地面瞬时风(风向杆，单位：m·s^{-1})及降水时间段(红色虚框)、冻雨时间段(绿色虚框)、纯雪时间段(蓝色虚框)分布

Fig. 3 The hourly surface air temperature (blue solid line, unit: °C), precipitation amount (green bar, unit: mm), surface instantaneous wind (wind barb, unit: m·s^{-1}) distribution, and the periods of precipitation (red dashed frame), freezing rain (green dashed frame), and pure snow (blue dashed frame) for (a) Wuhan station from 08:00 BT on February 1 to 08:00 BT on February 4 and (b) Fuyang station from 08:00 BT on February 19 to 08:00 BT on February 23, 2024

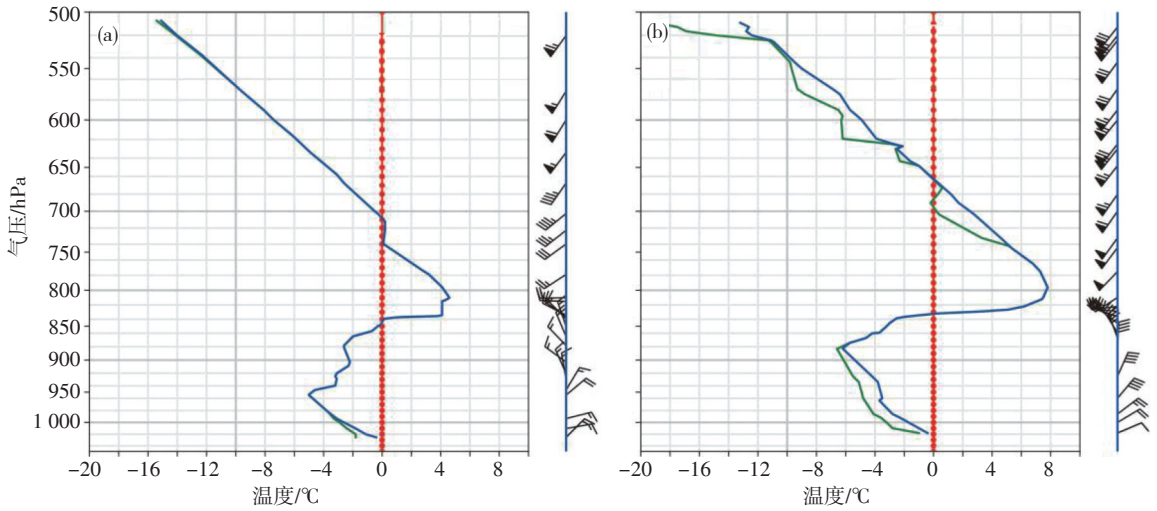


图4 2024年2月2日08时武汉站(a)与20日20时阜阳站(b)探空曲线

Fig. 4 Sounding curve at (a) Wuhan station at 08:00 BT on February 2 and (b) Fuyang station at 20:00 BT on February 20, 2024

其中21日位于贝加尔湖西侧的切断低涡伴随-44 ℃的冷中心(图5d)，东移过程中冷中心进一步降低到-48 ℃(图5e)，低涡中心强度也由524 dagpm进一步降至520 dagpm并一直维持到24日。由于上下游效应，下游高压脊也进一步发展加强，环流经向度加大，有利于低涡持续不断向南输送冷空气。此外，随着冷涡东

移携带冷空气南下，西太平洋副热带高压并未减弱东退，反而592 dagpm线西伸北抬稳定维持在东南沿海上空(图5e)，其外围的强盛暖湿气流与南支槽前西南气流汇合，使得江南地区暖锋锋生，对应地面出现暖倒槽为冻雨前期江南等地的强对流天气提供热力条件和抬升触发条件，同时也为冻雨天气持续提供暖湿气流。

针对冻雨的特殊垂直温度层结结构，图6给出过程Ⅰ和过程Ⅱ的700 hPa和850 hPa温压场和风场配置，由图6a可见，过程Ⅰ中700 hPa江淮等地上空多为平直西风控制，风速达16 m·s^{-1}，温度场和风场几乎平行，冷暖平流均较弱。1—2日的24 h 0 ℃线几乎稳定维持在湖南中北部至安徽皖南一带(图6b)，系统移动较慢。而过程Ⅱ的西南急流明显强于过程Ⅰ，21日08时急流中心风速达28 m·s^{-1}，为冻雨形成提供暖湿气流，故过程Ⅱ的0 ℃线位置明显偏北，位于河南南部到苏皖北界(图6c)，且过程Ⅱ中0 ℃线以北等温线较过程Ⅰ更密集，锋区更强，随着冷空气南下，24 h 0 ℃线南移至湖北中东部和苏皖中部(图6d)，移速明显快于过程Ⅰ，说明过程Ⅱ冷空气势力更强。

对应850 hPa上也有类似的结果，过程Ⅰ冷垫主要由华北冷高压前侧较弱偏东风回流(4~8 m·s^{-1})形成，温度锋区移速较慢(图6e—f)，过程Ⅱ安徽北部东北风急流达12~16 m·s^{-1}，造成锋区迅速南压，形成强冷垫(图6g—h)。

综上，在这两次冻雨过程中，500 hPa天气形势和影响系统比较相似且均稳定维持，中高纬度系统向南输送冷空气，与低纬度南支槽前和西太平洋副热带高压前西南暖湿气流在我国中东部相交汇，形成有利于大范围雨雪冰冻天气形势。根据这两次过程中低层温度配置和移动速度，可以得出过程Ⅰ由于冷空气移速较慢，锋区一直维持在我国中东部，造成冻雨分布更为集中，与锋区分布较为一致(图2a)。过程Ⅱ由于前期强盛西南急流位置偏北，冻雨开始的位置较过程Ⅰ偏北，随着冷空气快速南下，锋区快速南移，导致冻雨结束的更南，分布更广(图2b)。

3 两次过程的温度层结特征分析

冻雨形成于特殊的温度层结，逆温层和融化层是冻雨产生的重要条件(许丹等，2003)。通常以700 hPa温度≥0 ℃和850 hPa温度＜0 ℃作为冻雨出现的判据。由图4清晰可见，两次过程中700 hPa不能代表暖层核心高度，850 hPa也不能代表冷层的核心高度。因此，为了更精细分析这两个过程冻雨温度层结的差

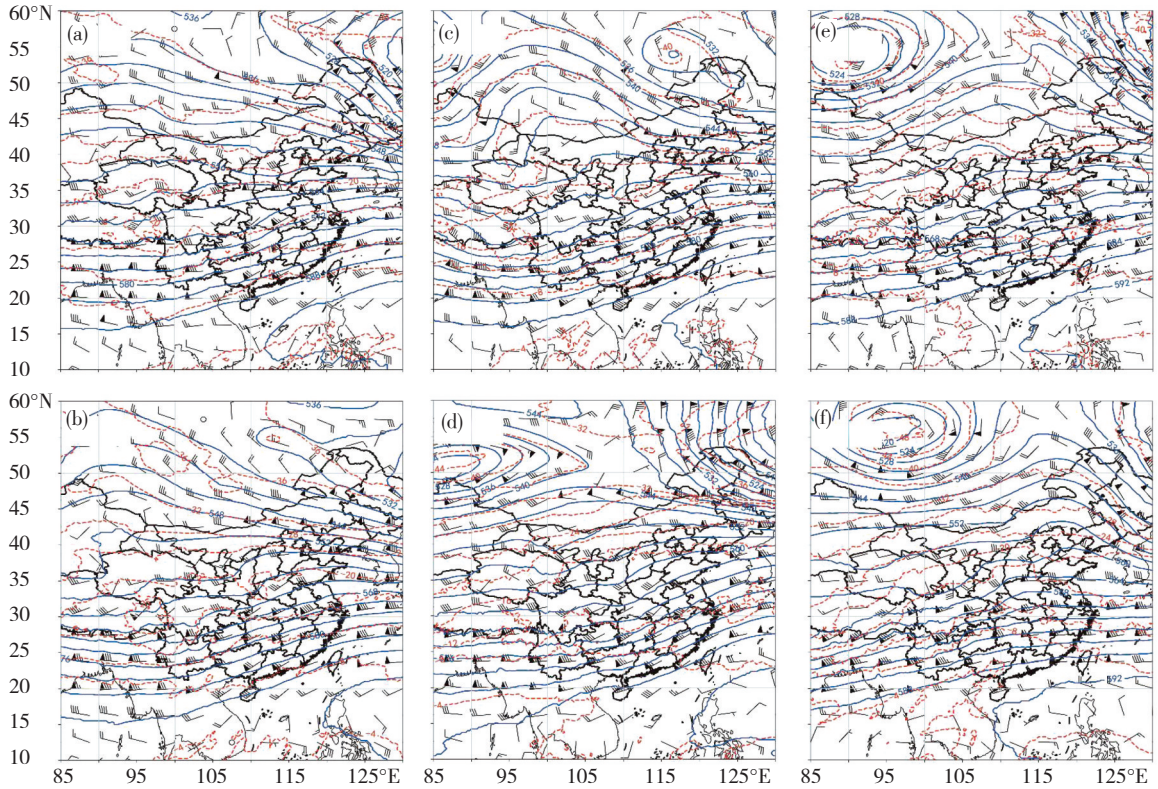


图5 2024年2月1—3日08时(a—c)、21—23日08时(d—f)500 hPa位势高度(蓝线实线，单位：dagpm)、温度(红色虚线，单位：℃)及风场(风向杆，单位：m·s^{-1})

Fig. 5 The 500 hPa geopotential height (solid blue line, unit: dagpm), temperature (dashed red line, unit: °C) and wind field (wind barb, unit: m·s^{-1}) at (a–c) 08:00 BT and (d–f) 08:00 BT on February 1–3 and (d–f) 08:00 BT on February 21–23, 2024

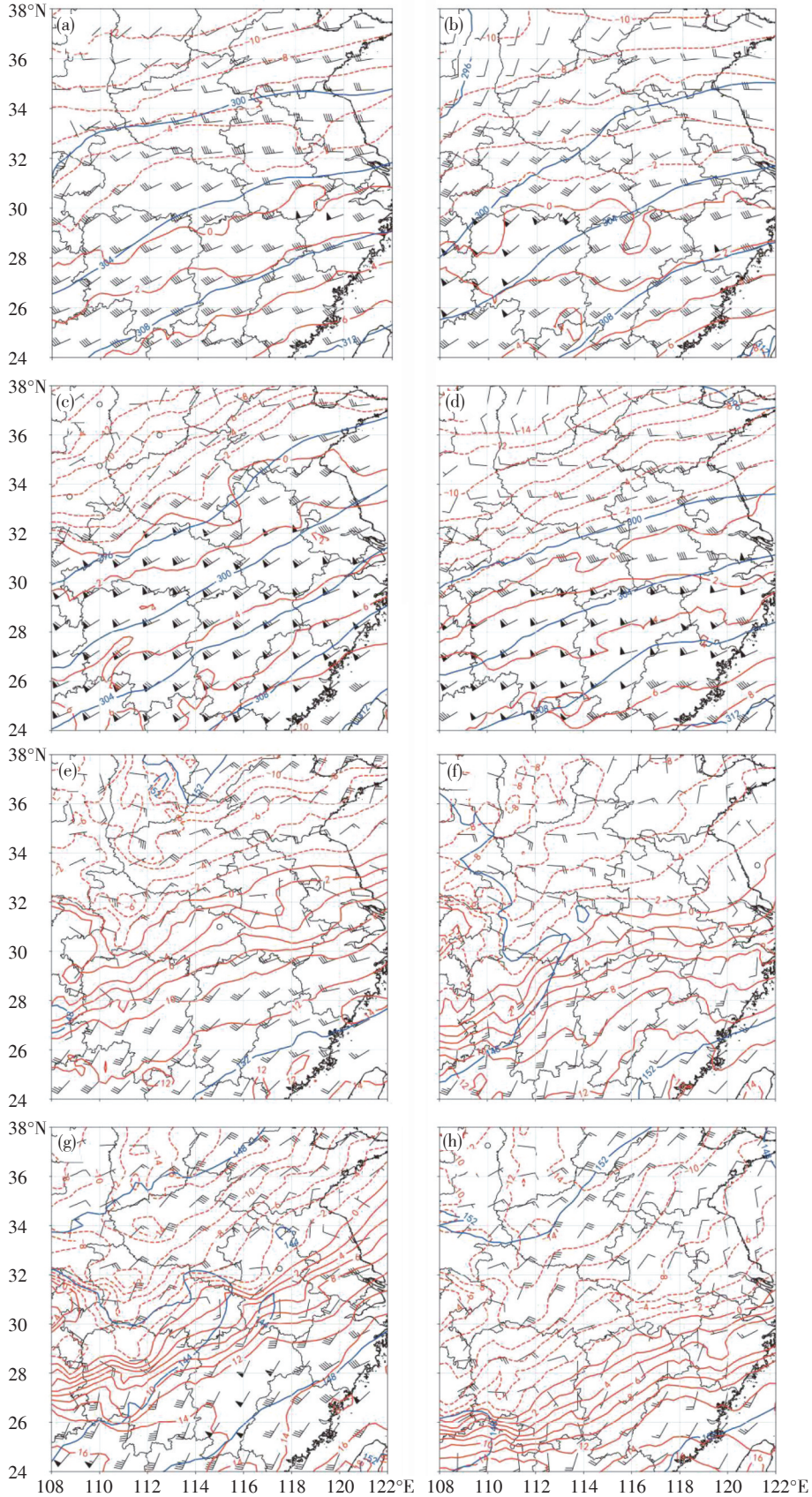


图6 2024年2月1—2日(a—b)、21—22日(c—d) 08时700 hPa以及2月1—2日(e—f)、21—22日(g—h) 08时850 hPa位势高度场(蓝色实线，单位：gpm)、温度场(红色虚线，单位：℃)及风场(风向杆，单位：m·s^{-1})

Fig. 6 The geopotential height (blue solid line, unit: gpm), temperature (red dashed line, unit: °C) and wind field (wind barb, unit: m·s^{-1}) at 700 hPa at (a–b) 08:00 BT on February 1–2, (c–d) 08:00 BT on February 21–22, and at 850 hPa at (e–f) 08:00 BT on February 1–2, (g–h) 08:00 BT on February 21–22, 2024

异，本文分别选取两次过程中冻雨实况较为严重的武汉和阜阳站做时空剖面进一步分析冷暖层的核心位置，分析逆温层强度。

图7分别展示了两次过程中武汉站和阜阳站的温度与水平风场的时间-高度剖面图，由图可知，冻雨形成期间的温度层结均符合“冷-暖-冷”的冰相融化机制，但不同点在于暖、冷层核心位置都并未出现在700 hPa、850 hPa，这与前文探空结果一致。

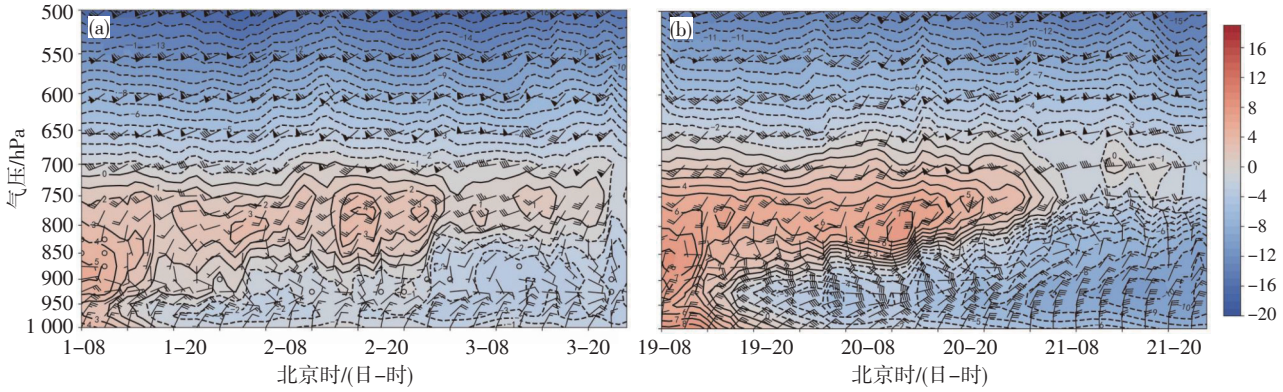


图7 2024年2月1—3日武汉站(a)、2月19—22日阜阳站(b)500—1 000 hPa高空风场(风杆，单位: m·s^{-1})和垂直温度(填色及等值线，单位:℃)的时间-高度剖面图

Fig. 7 Time-height cross-section of upper-level wind (wind barb, unit: m·s^{-1}) and temperature (color-filled and isotherm lines, unit:℃) between 500 hPa and 1 000 hPa at (a) Wuhan station on February 1-3 and (b) Fuyang station on February 19-22, 2024

具体来看，过程Ⅰ武汉站上空(图7a)暖层的位置以800 hPa为中心，范围大约在775—850 hPa，暖区最强温度达4 ℃，一直从1日08时维持到4日04时。其中，在1日08时，750 hPa以下为暖空气控制，随着冷空气南下，950 hPa以下的风向转为东北风，16时近地面的温度降低至0 ℃左右，此时的主要降水类型为雨。2日至3日，随着低层冷垫进一步加强以及850—750 hPa西南急流加强，以950 hPa为核心扩展到975 hPa的低层冷层温度降至-2 ℃，以800 hPa为中心的融化层稳定存在于775—850 hPa之间，核心温度普遍高于2 ℃，最高达4 ℃，这一阶段是冻雨的主要发生时段。到了3日08时以后，随着冷空气的持续侵入和中低层西南急流的减弱，800 hPa的核心暖层温度降低至1~2 ℃，同时以950 hPa为中心的近地面至875 hPa的冷层持续加强并变厚，中心温度降至大约-3 ℃。由于中低层融化层的减弱和低层冷垫的加强，“冷-暖-冷”的温度层结被破坏，降水相态随之转变为雪。

图7b为过程Ⅱ中阜阳站的温度与水平风场的时间-高度剖面图，由图可见，冻雨形成期间，中层暖层位于675—850 hPa之间，中心约在800 hPa，其厚度比过程Ⅰ更厚，强度更强，最高温度达7 ℃。800—700 hPa的强盛西南急流不断输送暖湿气流，使得暖层持续到21日08时。19日白天，低层950 hPa偏东风急流不断输送冷空气，但由于前期地面暖倒槽强烈发展，暖空气势力较强，直至19日18时950 hPa左右温度降至0 ℃左右，19日至20日清晨，降水相态为雨。到20日06时，随着低层偏东风加强并持续输送冷空气，冷垫逐渐增强开始形成冻雨。20日12时，西南急流的加强使800 hPa的中层暖层核心温度升至7 ℃，而950 hPa的冷平流也逐渐加强，低层温度持续下降至约-5 ℃。此时，地面降水量增加，但降水相态仍为冻雨，标志着此阶段为冻雨过程的最强阶段。随着冷空气的持续南压和中层西南急流的减弱，21日08时后暖层逐渐减弱消失，冻雨层结被破坏，冻雨过程结束，转为降雪。

通过以上分析，过程Ⅰ中冷空气团和暖空气团实力相当，逆温层高度较低且持续时间较长，有利于冻雨长时间维持。相比之下，过程Ⅱ中北方冷空气和暖空气势力都更强，冷区和暖区核心温度均较过程Ⅰ更高，逆温层强度较过程Ⅰ更强。但过程Ⅱ冷空气南压速度快，导致冻雨形成的温度层结维持时间短。

分别选取冻雨发生时间(过程Ⅰ选取2日08时，过程Ⅱ选取20日20时)，沿着冻雨主要发生区域制作垂直剖面研究更广范围垂直方向上温度层结信息，结果如图8所示。整个冻雨区温度层结与武汉、阜阳两站探空结果类似，暖层主要位于700—850 hPa，冷层则主要位于900 hPa以下。从上述分析可见采用常用判据700 hPa以及850 hPa温度来预报冻雨形势存在一定局限性。

4 两次过程冷层及暖层强度特征

漆梁波(2012)研究指出云顶高度、中层暖层强度和厚度、低层冷层温度露点差是冻雨预报的着眼点。但是受限于资料的精细化程度，早期对于暖层强度描述更多是采用700—850 hPa的厚度以及700 hPa即925 hPa温度阈值体现。随着数值预报分析资料分辨

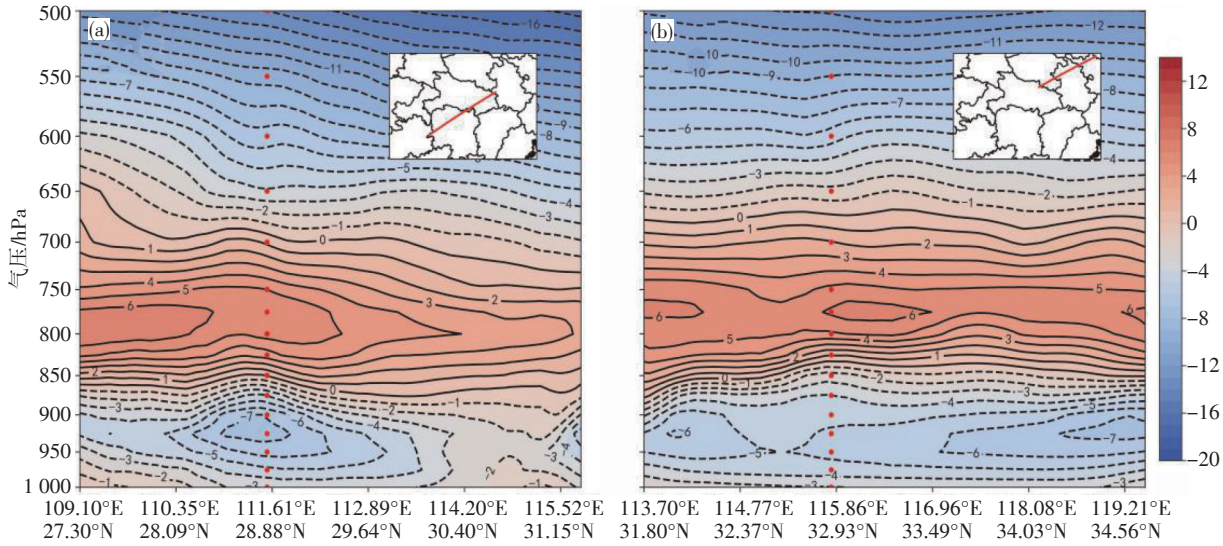


图8 2024年2月2日08时(a)、2月20日20时(b)冻雨主要发生区域(位置如小图红色实线所示)温度(填色及等值线，单位：℃)垂直剖面

Fig. 8 The main areas of freezing rain (as shown by the red solid line in the small map) vertical cross-section chart of temperature (color-filled and isotherm lines, unit: ℃) at (a) 08:00 BT on February 2 and (b) 20:00 BT on February 20, 2024

率提高，相关学者提出了面积元法去描述暖层或者冷层强度(夏倩云等，2015年)以综合分析垂直温度层结特征。下面分别对两次过程计算，计算结果分别如图9、图10所示。

选取过程Ⅰ冻雨主要发生时段2月1—4日以及过程Ⅱ中2月20—23日每日08时的ERA5资料。根据冻雨发生条件，选取温度层结包含“冷-暖-冷”结构的地区，根据面积元法分别逐格点计算中层暖区强度以及低层冷区强度、两者相对偏差，结果如图9、10所示。比较每次过程的低层冷区强度和中层暖区强度都可以看到自北向南冷空气沿着低层侵入暖气团的情况，其表现为北部低层冷区强度高、南部中

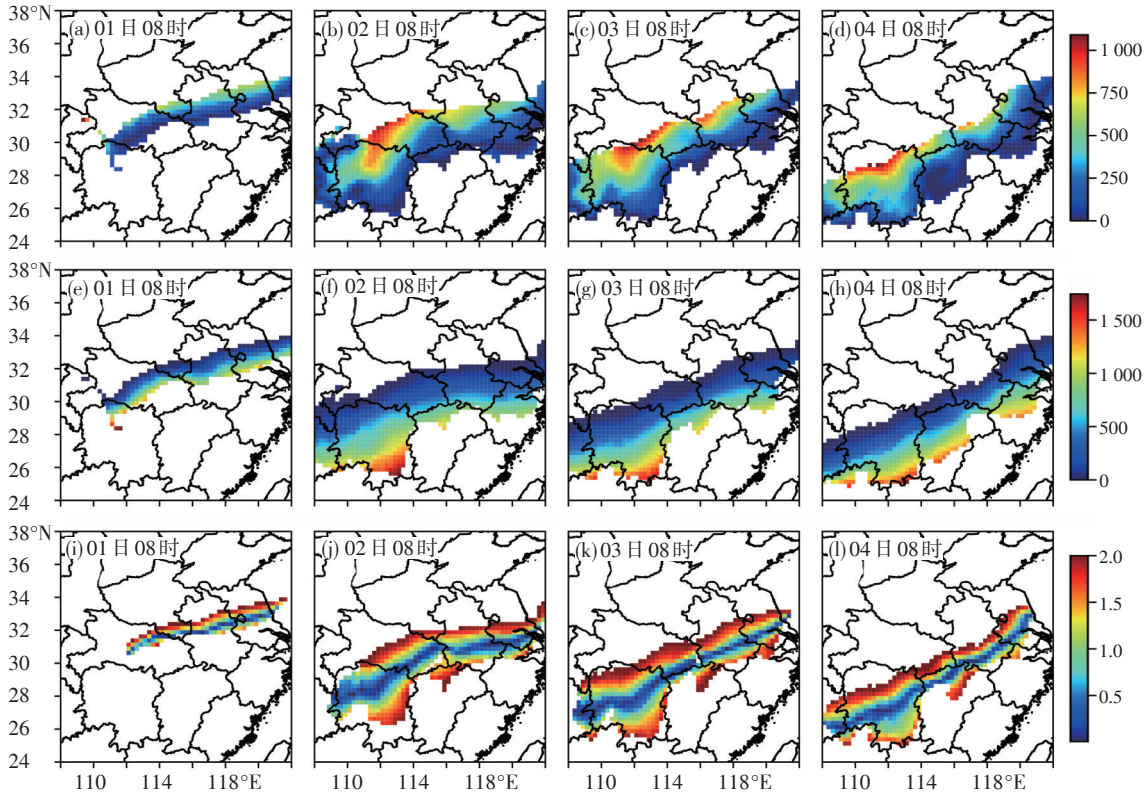


图9 2024年2月1—4日逐日08时低层冷层强度(a—d，单位：℃·m²·s⁻²)、中层暖层强度(e—h，单位：℃·m²·s⁻²)、冷层暖层相对偏差(i—l，单位：℃·m²·s⁻²)空间分布

Fig. 9 The spatial distribution of daily (a-d) low-level cold layer intensity (unit: ℃·m²·s⁻²), (e-h) the mid-level warm layer intensity (unit: ℃·m²·s⁻²), and (i-l) the relative deviation of the cold and warm layers on 08:00 BT February 1-4, 2024

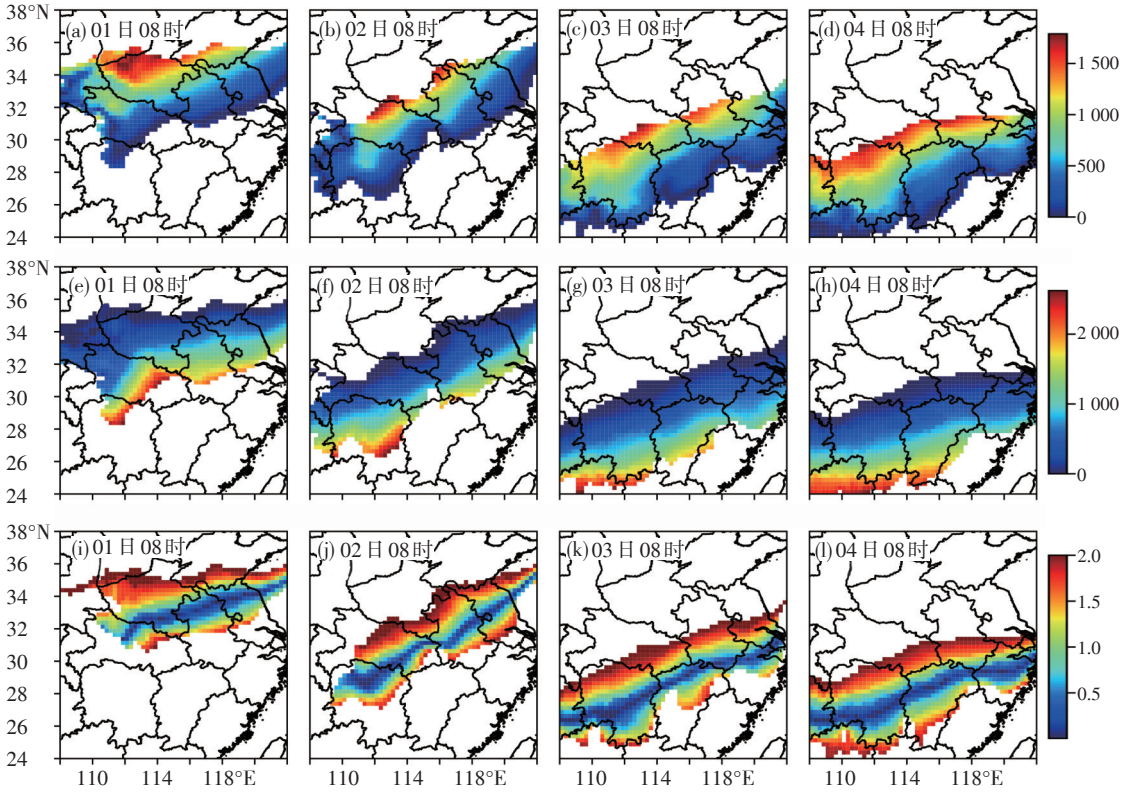


图10 2024年2月20—23日08时逐日低层冷层强度(a—d,单位:℃·m²·s⁻²)、中层暖层强度(e—h,填色,单位:℃·m²·s⁻²)、冷层暖层相对偏差(i—l,单位:℃·m²·s⁻²)空间分布

Fig. 10 The spatial distribution of daily (a–d) low-level cold layer intensity (shaded, unit: ℃·m²·s⁻²), (e–h) the mid-level warm layer intensity (shaded, unit: ℃·m²·s⁻²) and (i–l) the relative deviation (shaded, unit: ℃·m²·s⁻²) of the cold and warm layers on 08:00 February 20–23, 2024

层暖区强度高。但是两个过程也有不同:从强度数值上来看,过程Ⅰ冷区及暖区强度均弱于过程Ⅱ,过程Ⅰ冷区强度最大约在1 000 ℃·m²·s⁻²,暖区强度最大约在1 500 ℃·m²·s⁻²,过程Ⅱ冷区强度最大约在1 500 ℃·m²·s⁻²,暖区强度最大约在2 000 ℃·m²·s⁻²。该结果也与温度层结分析结果一致。从覆盖范围上来看,从1–4日逆温层区长时间锋区维持在苏皖南部–湖北东南部–湖南一线,第二次过程中20—23日逆温层区快速从苏皖北部–河南中部–湖北北部一线移动至苏皖南部–湖北东南部–湖南一线,锋区移速较过程Ⅰ更快。同时过程Ⅱ填色覆盖区域南北向宽度大于过程Ⅰ覆盖区域。

进一步比较逆温层区中每个格点暖层与冷层强度差异,如相对偏差计算结果为接近0,则说明两者强度接近,反之则说明两者差距较大。由图9及图10中相对偏差计算结果可知,图中蓝色区域(相对偏差小于0.5)冷暖气团强度较为接近,但该区域只占整个锋区(填色区域)较小部分。但同时蓝色区域与图1给出的冻雨发生空间及时间高度契合,说明这两次过程中冻雨发生时需要满足“冷–暖–冷”逆温层结特征,同时中层暖气团强度与低层冷气团强度接近。研究表明冻雨发生时,中层的暖层强度可以确保上层降落下来的固态降水(雪或霰)通过融化层后变成液态降水或在融化层中直接产生液态降水,液态降水下降到低空冷却层后需要足够强度的冷层形成过冷却雨滴,当过冷却雨滴接触到0 ℃以下的地面或者其他物体表面时,迅速冻结形成冻雨(陶玥等,2012)。这种冰相冻雨发生条件可能是导致两次过程冻雨发生在冷暖空气势力接近区域的原因。

5 结论与讨论

基于地面观测数据、探空数据、ERA5再分析数据,对2024年2月1—4日及2月19—24日我国两次大范围冻雨过程的地面实况、背景场、高空温度层结、冷层及暖层强度进行了分析,主要结论如下:

(1) 2024年2月1—4日及2月19—24日,我国先后出现两次大范围雨雪冰冻过程,在这两次过程中冻雨影响范围广、持续时间长、灾害强度大,是我国有气象资料以来冻雨最为严重的一年。

(2) 在两次过程中,500 hPa的环流形势表现出相似性,第二次过程系统强度更大,两次过程天气形势均有利于大范围雨雪天气的形成和发展。然而,由于700 hPa以下的温度层结和风场存在显著差异,第一次过程的系统移动较慢,冻雨发生区域较为集中。相比

之下，第二次过程的移动速度更快，瞬时强度更强，分布南北跨度较大。

(3) 针对这两次过程，通过对关键站空间时序分析以及冻雨区空间垂直剖面分析发现，尽管两次过程的整体温度层结存在差异，暖区及冷区的厚度强度不同，但暖层核心在两次过程中均位于800 hPa左右，冷垫核心均位于950 hPa左右，不同于常见的700 hPa暖层和850 hPa冷层位置。如仍采用700 hPa和850 hPa指示层判断冻雨形势及强度易导致预报人员误判。

(4) 为了解决两次过程中常用指示层代表性不足问题，采用面积元法从更多层次分析中层暖层强度以及低层冷层强度。结果表明过程Ⅰ冷暖层强度低于过程Ⅱ，过程Ⅱ移动速度快于过程Ⅰ。在这两次过程中冻雨主要发生在中层暖层强度与低层冷层强度接近的地区。

需要指出的是，2024年的两次大规模冻雨现象，其高空温度层结构与以往冻雨概念模型中所描述的700 hPa暖层和850 hPa冷层配置存在差异，所以对平原地区冻雨温度层结特征的规律性认识仍需通过大量案例分析来进一步明确。此外，尽管面积元法在指示冻雨落区方面显示出一定的有效性，但该方法在实际应用中也暴露出了空报面积较大的问题。因此，如何在业务预报中更有效地利用面积元法来提高冻雨落区预报的准确性，可能是未来研究的重要方向。

参考文献(References)：

高守亭,张昕,王瑾,等.2014.贵州冻雨形成的环境场条件及其预报方法[J].大气科学,38(4):645–655. Gao S T, Zhang X, Wang J, et al. 2014. The environmental field and ensemble forecast method for the formation of freezing rain over Guizhou Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,38(4):645–655 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.1403.13250

韩冬.2019.桃仙机场一次冻雨伴随冰粒天气过程诊断分析[J].中国民航飞行学院学报,30(2):45–48. Han D. 2019. Weather process diagnostic analysis of Taoxian airport with freezing rain accompanied by ice particles [J]. Journal of Civil Aviation Flight University of China,30(2):45–48 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1009–4288.2019.02.011

江杨,何志新,周昆,等.2016.安徽地区山地与平原冻雨天气成因及特征分析[J].气象与环境学报,32(2):11–17. Jiang Y, He Z X, Zhou K, et al. 2016. Analysis of forming reason of freezing rain weather and its characteristics in mountain and plain of Anhui province [J]. Journal of Meteorology and Environment,32(2):11–17 (in Chinese). doi:10.11927/j.issn.1673–503X.2016.02.002

江杨,叶金印,何志新,等.2017. 2008年初我国南方地区大范围冻雨过程的温度层结特征[J].暴雨灾害,36(6):566–572. Jiang Y, Ye J Y, He Z X, et al. 2017. Temperature stratification characteristics of a wide range freezing rain event occurred over southern China in early 2008 [J]. Torrential Rain and Disasters,36(6):566–572 (in Chinese). doi: 10.3969/j.issn.1004–9045.2017.06.010

康丽莉,邓芳萍,岳平,等.2017.一种浙江省冻雨落区的推算法[J].气象,43(6):756–761. Kang L L, Deng F P, Yue P, et al. 2017. A new method of calculation of freezing rain fall zone in Zhejiang Province [J]. Meteorological Monthly,43(6):756–761 (in Chinese). doi: 10.7519/j.issn.1000–0526.2017.06.012

刘朝茹,韩永翔,王瑾,等.2015.我国冻雨统计及发生机制研究[J].灾害学,30(3):219–222. Liu C R, Han Y X, Wang J, et al. 2015. Studies on statistics and formation mechanism of freezing rain [J]. Journal of Catastrophology,30(3):219–222 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1000–811X.2015.03.040

刘娜,张健,王昆鹏,等.2021. 2020年吉林省一例罕见雨雪冰冻天气综合分析[J].气象灾害防御,28(3):6–11. Liu N, Zhang J, Wang K P, et al. 2021. Comprehensive analysis of a rare case of rain, snow, and freezing weather in Jilin Province in 2020 [J]. Meteorological Disaster Prevention, 28(3):6–11 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1006–5229.2021.03.002

毛宇清,李力,姜有山,等. 2022.一次春季雨雪天气的降水相态演变特征分析[J].暴雨灾害,41(3):290–297. Mao Y Q, Li L, Jiang Y S, et al. 2022. Analysis on the phase transformation of precipitation in a rain and snow event in spring [J]. Torrential Rain and Disasters,41(3):290–297 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2022.03.005

孟雪峰,孙永刚,霍志丽,等. 2022. 内蒙古一次极端暴雪事件中冻雨成因分析[J].沙漠与绿洲气象,16(4):22–30. Meng X F, Sun Y G, Huo Z L, et al. 2022. Cause analysis of freezing rain in an extreme snowstorm in inner Mongolia [J]. Desert and Oasis Meteorology,16(4):22–30 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002–0799.2022.04.004

欧建军,周毓荃,杨棋,等.2011.我国冻雨时空分布及温湿结构特征分析[J].高原气象,30(3):692–699. Ou J J, Zhou Y Q, Yang Q, et al. 2011. Analyses on spatial–temporal distributions and temperature–moisture structure of freezing rain in China [J]. Plateau Meteorology,30(3):692–699 (in Chinese). doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2011–03–017

漆梁波.2012.我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点[J].气象,38(7):769–778. Qi L B. 2012. Formation mechanism and forecast on freezing rain and ice pellet in winter of China [J]. Meteorological Monthly,38(7):769–778 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000–0526.2012.07.001

漆梁波,张瑛. 2012. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究[J].气 象,38(1):96–102. Qi L B, Zhang Y. 2012. Research on winter precipitation phase discrimination criteria in eastern China [J]. Meteorological Monthly,38(1):96–102 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000–0526.2012.1.011

唐明晖,俞小鼎,王青霞,等.2023.湖南一次雨雪天气降水相变的环境条件与双偏振雷达特征分析[J].暴雨灾害,42(3):293–302. Tang M H, Yu X D, Wang Q X, et al. 2023. Analysis on environmental conditions and dual–polarization radar characteristics of the phase transformation of precipitation in a rain and snow event in Hunan [J]. Torrential Rain and Disasters,42(3):293–302 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2022–065

陶玥,史月琴,刘卫国. 2012. 2008年1月南方一次冰冻天气中冻雨区的层结和云物理特征[J].大气科学,36(03):507–522. Tao Y, Shi Y Q, Liu W G. 2012. Characteristics of stratification structure and cloud physics of the freezing rain over Southern China in January 2008 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,36(3):507–522 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.2011.11082

王传辉,姚叶青,苗开超,等.2020.安徽省南部两次冻雨天气过程对比分析[J]. 气 象,46(2):169–178. Wang C H, Yao Y Q, Miao K C, et al.

2020. Contrastive analysis of two freezing rain processes in southern Anhui Province [J]. Meteorological Monthly,46(2):169–178 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn.1000–0526.2020.02.003

王宁,云天,布和朝鲁,等.2023.中国东北地区两场罕见冻雨过程的对比分析[J]. 大气科学,47(4):1267–1282. Wang N, Yun T, Buhe C, et al. 2023. Comparative analysis of the two unusual freezing rain events in Northeast China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,47(4):1267–1282 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.2304.22068

王遵娅.2011.中国冰冻日数的气候及变化特征分析[J].大气科学,35(3):411–421. Wang Z Y. 2011. Climatic characteristics and changes of ice–freezing days in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,35(3):411–421 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.2011.03.03

吴蓁,赵培娟,苏爱芳,等.2009. 2008年河南持续低温、冻雨和暴雪成因[J]. 气象与环境科学,32(1):9–15. Wu Z, Zhao P J, Su A F, et al. 2009. Causes of continuous low temperature, freezing rain, and blizzard in Henan in 2008 [J]. Journal of Meteorology and Environment, 32(1):9–15 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1673–7148.2009.01.003

夏倩云,钱贞成,唐千红,等.2015.冬季降水相态的探空廓线分型研究[J]. 气象与减灾研究,38(4):54–59. Xia Q Y, Qian Z C, Tang Q H, et al. 2015. Researches on typing features of vertical temperature profiles of winter precipitation types [J]. Meteorology and Disaster Reduction Research, 38(4):54–59 (in Chinese). doi:CNKI:SUN:HXQO.0.2015–04–007

许丹,罗喜平.2003.贵州凝冻的时空分布特征和环流成因分析[J].高原气象,22(4):401–404. Xu D, Luo X P. 2003. Spatiotemporal distribution characteristics and circulation causes analysis of freezing weather in Guizhou [J]. Plateau Meteorology,22(4):401–404 (in Chinese). doi:10.3321/j.issn:1000–0534.2003.04.014

姚蓉,黎祖贤,许霖,等.2014.湖南冻雨预报关键技术指标及应用[J].干旱气象,32(3):366–372. Yao R, Li Z X, Xu L, et al. 2014. Key technical indicators and application analysis about forecast of freezing rain weather in Hunan Province [J]. Journal of Arid Meteorology, 32(3):366–372 (in Chinese). doi:10.11755/j.issn.1006–7639(2014)–03–0366

郑婧,许爱华,许彬. 2014.江西省冻雨垂直温度层结分析及预报[J].气象与环境学报,30(4):49–56. Zheng J, Xu A H, Xu B. 2014. Analysis of vertical temperature stratification of freezing rain and its prediction in Jiangxi province [J]. Journal of Meteorology and Environment,30(4):49–56 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1673–503X.2014.04.007

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.2000.天气学原理与方法(第3版)[M].北京:气象出版社. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. 2000. Principles and methods of meteorology (3rd Edition) [M]. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese)

Hoffmann L, Günther G, Li D, et al. 2019. From ERA–Interim to ERA5: The considerable impact of ECMWF's next–generation reanalysis on Lagrangian transport simulations [J]. Atmospheric Chemistry And Physics,19(5):3097–3124. doi:10.5194/acp–19–3097–2019

Huffman G J, Norman G A. 1988. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation [J].Monthly Weather Review, 116(11):2172–2182. doi:10.1175/1520–0493(1988)116<2172:TSWR–PA>2.0.CO;2

Rauber R M, Olthoff L S, Ramamurthy M K. 2001. Further investigation of a physically–based, non–dimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets [J]. Weather Forecasting,16(1):185–191. doi:10.1175/1520–0434(2001)016<0185:FIOAPB>2.0.CO;2

Stewart R E. 1985. Precipitation types in winter storms [J]. Pure and Applied Geophysics,123(4):597–609. doi:10.1007/BF00877456

（责任编辑　闵爱荣）