

齐道日娜,何立富,张乐英,2024.“21·11”极端暴雪过程多系统结构演变及热动力机制[J].气象,50(1):18-32. Dorina C, He L F, Zhang L Y, 2024. Multi-system structure evolution and thermodynamic mechanism of the extreme snowstorm during 6–8 November 2021[J]. Meteor Mon, 50(1):18-32(in Chinese).

“21·11”极端暴雪过程多系统结构 演变及热动力机制*

齐道日娜¹ 何立富² 张乐英³

1 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

2 国家气象中心,北京 100081

3 江苏省南方现代林业协同创新中心/南京林业大学生物与环境学院,南京 210037

提 要: 利用多种实时观测资料和 ERA5 再分析资料,对造成 2021 年 11 月 6—8 日华北、东北极端暴雪过程多系统的结构特征及热动力机制进行分析。结果表明:此次过程先后由 500 hPa 高空横槽、河套西风槽及高空冷涡接力影响,其上空的高空急流不断加强并呈现“S”型弯曲,同时低空偏南风急流形成与加强,并在东北地区与高空急流耦合。此次过程阶段性特征明显,其影响系统的结构特征和水汽输送存在差异。回流冷锋形成的冷垫锋面较为浅薄,暖湿气流在其上倾斜上升。寒潮冷锋则较为陡立,上升气流随高度西倾。而锋面气旋结构较为深厚直立,使得气流呈垂直上升运动。随着斜压强迫的不断增强,850 hPa 切变线由准东西向分布转为南北向分布,再演变为低涡切变结构。对应的水平涡度由弱转强,其上空正涡度垂直分布也逐渐加强,由弱倾斜上升运动逐步演变为较强垂直上升运动区,并在系统东侧形成次级环流下沉支。此次过程的发生发展与锋生作用密切相关,降雪落区和强度与锋区走向及锋生函数大小较为一致。假相当位温锋区在降雪 3 个阶段逐渐加强,垂直锋区和低层锋生函数由倾斜状态演变为近乎直立结构;湿位涡诊断表明,3 个阶段降雪落区均发生在湿位涡正压项 >0 而斜压项 <0 配置的区域,条件性对称不稳定是此次过程的主要动力机制。

关键词: 多系统结构,地面气旋,斜压强迫,条件对称不稳定,动力锋生

中图分类号: P458, P434

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2023.091401

Multi-System Structure Evolution and Thermodynamic Mechanism of the Extreme Snowstorm During 6–8 November 2021

CHYI Dorina¹ HE Lifu² ZHANG Leying³

1 CMA Training Centre, Beijing 100081

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Collaborative Innovation Center of Sustainable Forestry in Southern China of Jiangsu Province/College of Biology and Environment, Nanjing Forestry University, Nanjing 210037

Abstract: The structure characteristics and thermodynamic mechanism of the extreme snowstorm in the Northeast and North China during 6–8 November 2021 are analyzed with multiple observations and the fifth-generation European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis data. The results show that this process was successively affected by the upper transversal trough, the westerly trough in Hetao Plain and the upper cold vortex at 500 hPa. The high-level jet over the influence system

* 国家自然科学基金项目(42005033,42275013)、国家自然科学基金国际合作与交流项目(42261144002)、2023 年复盘总结专项(FPZJ2023-167)和 2023 年干部学院重点科研项目(2023CMATCZDIAN05)共同资助

2022 年 8 月 9 日收稿; 2023 年 9 月 18 日收修定稿

第一作者:齐道日娜,主要从事灾害性天气机理研究. E-mail:chyid@cma.gov.cn

通讯作者:何立富,主要从事灾害性天气机理及预报技术研究. E-mail:helifu@cma.gov.cn

was gradually strengthened, featuring an “S” curve. Meanwhile, the southern low-level jet was formed, strengthened, and coupled with the high-level jet in Northeast China. The influence systems of this process emanated distinct phased characteristics with significant differences in the structure characteristics and water vapor transport. The cold surface area formed by the return-flow cold front was relatively shallow, and the warm moisture flow was rising obliquely along it. The cold front was relatively steep with a westward tilting updraft, while the ground cyclone front was deep and vertical, making the air flow ascend vertically. With the enhancement of baroclinic forcing, the 850 hPa shear line turned to north-south distribution from quasi-east-west direction and then evolved into a low vortex shear structure. Correspondingly, the horizontal vorticity changed from weak to strong, and the overlying vertical distribution of positive vorticity gradually strengthened, featured with a weak slantwise updraft evolving into a strong vertical ascending zone and a secondary circulation sinking branch forming on the east of the system. Frontogenesis fostered this extreme snowstorm. The pseudo-equivalent potential temperature front area gradually strengthened in the three stages of snowfall, and the vertical front area developed from an inclined state into a nearly vertical structure. The snowfall area was consistent with the evolution of the front area and the snowfall intensity was proportional to the magnitude of frontogenesis function. The diagnosis of the moist potential vorticity shows that all the snowfall areas in the three stages occur in the configuration region where the barotropic (baroclinic) term is greater (less) than 0. Conditional symmetric instability is the main dynamic mechanism of this extreme snowstorm.

Key words: multi-system structure, ground cyclone, baroclinic forcing, conditional symmetric instability, dynamic frontogenesis

引 言

极端暴雪是冬季重要灾害性天气之一,常伴有大风降温过程,对交通出行、设施农业等造成不利影响,甚至造成严重气象灾害。目前对夏季极端暴雨事件的研究较多(陶诗言,1980;雷蕾等,2017;何立富等,2016;2020;宝兴华等,2022;齐道日娜等,2022;苏爱芳等,2022;汪小康等,2022),但是对冬季极端暴雪的研究成果相对较少,国内外相关研究主要集中在暴雪过程的影响系统和形成机理等方面(Braham,1983;Sanders,1986;Marwitz and Toth,1993;赵思雄等,2002;孙建奇等,2009;陶诗言和卫捷,2008;布和朝鲁等,2008;王东海等,2008;张元春等,2012;彭京备和孙淑清,2019;戴玲玲等,2021)。

近年来,随着冬季寒潮和极端强降雪趋于活跃,对华北和东北等地的强降雪过程的研究逐渐成为国内学者关注的热点,特别是有关华北地区回流型降雪和东北地区低涡暴雪的独特特征及形成机理。王迎春等(2004)对一次回流降雪过程的研究指出,过程期间华北地区始终处于锋区中,低层辐合、高层辐散的系统配置,暖湿空气回流在近地面层的浅薄冷空气垫上的爬升并在其上形成一个浅薄的饱和层,

导致了长时间降雪;张迎新和张守保(2006)和张迎新等(2007)在分析华北回流暴雪的结构特征和水汽条件时发现,低层回流东风和高层偏南风同时出现有利于强降雪产生,降水强度的变化与风速的大小呈正相关,中高层的西南气流沿着从东北平原南下的干冷空气入侵华北平原形成的冷垫爬升,增强了上升运动和大气斜压性,暴雪的水汽主要来自700 hPa以上层次;赵桂香(2007)在对一次华北回流降雪天气过程的诊断分析得出,动力锋生作用是其重要机制,周雪松和谈哲敏(2008)进一步研究得出,动力锋生和锋面次级环流是华北回流暴雪的主要原因;李津等(2017)对华北地区回流降雪过程分析表明,冷高压的南侧低层有倒槽存在,有利于水汽输送和水平辐合的加强,明显的锋面及逆温区存在,有利于不稳定能量的积累和中尺度云团产生,从而引起罕见暴雪;王建中和丁一汇(1995)和冯丽莎等(2020)对华北平原地区暴雪过程的湿对称不稳定条件进行了诊断分析,结果指出暴雪区随着“冷空气楔”逐步南压,其上空始终是湿位涡正压项大于0而湿位涡斜压项小于0,这样的配置有利于对称不稳定能量的释放和暴雪的发生,锋生和次级环流的正反馈作用对暴雪起到增幅作用。另外,华北锢囚锋是在太行山特殊地形条件下,由东、西两路冷锋相向

而行形成,也是造成华北地区冬季暴雪的主要天气系统。肖庆农(1994)设计了一个二层锋面模式,揭示了地形影响下冷锋变形及锢囚形成规律;范俊红和易笑园(2019)利用多种资料分析了一次由华北锢囚锋造成的暴雪过程,指出锢囚锋阶段低层风场具有 β 中尺度气旋性环流,并且西路冷锋强于东路,两路冷空气的夹击抬升暖湿气流。叶晨等(2011)利用风廓线雷达、微波辐射计等资料对北京地区一次锢囚锋暴雪进行了分析,指出锢囚锋垂直结构浅薄,对暖湿空气的强迫抬升作用弱,导致降雪强度弱持续时间长。相对于华北地区暴雪而言,对东北地区暴雪事件的研究多集中在锋面气旋和低涡系统的发生发展和热动力条件方面。蔡丽娜等(2009)对东北地区一次暴雪过程的研究表明,冬季温带气旋强烈发展会带来大范围严重的暴风雪天气,高低空急流及散度场和垂直运动配置构成了气旋发展所伴随的次级环流;刘宁微等(2009)对辽宁历史上罕见的暴雪天气过程进行分析,表明北上低涡的发展是产生暴雪天气的主要系统,低空急流输送水汽和低层上升运动为强降雪提供有利条件;王东海等(2013)对一次温带气旋暴雪过程进行了多尺度相互作用及其形成机理研究,指出涡度平流和温度平流对锋前上升运动起重要作用。同时,强降雪过程的云物理过程也受到一些研究人员的关注,迟竹萍和龚佃利(2006)、姚蓉等(2014)及孙建华和赵思雄(2003)分别利用中尺度模式对暴雪过程云微物理特征及降水相态转换机制进行数值模拟,分析了冰相微物理过程,认为雪的凝华增长、冰晶向雪的自动转化以及雨水与雪碰并对降雪发生发展起主要作用。

尽管针对北方地区暴雪的研究成果不少,且相关研究多针对单一影响系统,但对于多个影响系统接力作用下产生的极端暴雪过程的研究成果相对较少,对不同影响系统的发生发展和热动力机制的认识仍存在不足。2021年11月6—8日,华北大部、黄淮、东北地区出现大范围降雪或雨转雪天气,内蒙古东南部、辽宁中北部、吉林西部出现历史罕见的极端暴风雪事件,使得多地城市运行和交通运输受阻,并导致农作物冻害及牲畜死亡,对人民生活等方面造成严重影响。针对这次极端暴雪过程,气象部门预报预警的提前量明显不足,48 h时效以上暴雪预报与实况存在较大偏差,暴雪落区偏西、强度偏弱,对辽宁中北部极端暴雪预报误差更大(何立富等,2022)。本次过程先后受回流冷锋、寒潮冷锋和地面气旋3个系统接力影响产生,其阶段性特征明

显,不同影响系统的热动力结构演变和发展维持机制存在明显差异,有必要进行更深入分析。针对上述问题,本文利用多种实测资料和欧洲中心 ERA5再分析资料对本次极端暴雪进行细致分析和诊断研究,试图揭示出本次过程产生的热动力成因,为提升极端暴雪预报能力提供参考。

1 资料与方法

1.1 资料

本文所用大气环流资料为欧洲中期天气预报中心(ECMWF)提供的逐小时再分析资料 ERA5(Hersbach et al, 2020),其水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,垂直方向从1000~200 hPa共19层,气象要素为海平面气压、位势高度、水平风场、垂直速度、温度和比湿;观测资料为地面逐3 h降水量、区域自动气象站逐小时降水量和人工加密观测最大积雪深度。研究时段为2021年11月6—8日。

文中所涉及的中国地图基于审图号为GS(2019)3082号标准地图制作,底图无修改。

1.2 方法

1.2.1 锋生函数

锋面强迫对暴雪过程的发生和加强起到十分重要的作用,冷暖空气交汇对峙有利于锋生,锋生引发次级环流有利于暴雪系统的加强和维持。锋生函数可以较好地反映锋生、锋消以及锋面强度的变化,其表达式为(朱乾根等,2000):

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla\theta_{se}| = F_1 + F_2 + F_3 + F_4 \quad (1)$$

$$F_1 = \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left[\nabla\theta_{se} \cdot \nabla \left(\frac{d\theta_{se}}{dt} \right) \right] \quad (2)$$

$$F_2 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} (\nabla\theta_{se})^2 D_h \quad (3)$$

$$F_3 = -\frac{1}{2} \frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \left\{ \left[\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \right] A_f + 2 \frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} B_f \right\} \quad (4)$$

$$F_4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_{se}|} \frac{\partial\theta_{se}}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \quad (5)$$

式中: θ_{se} 为假相当位温, $A_f = \partial u/\partial x - \partial v/\partial y$ 为伸长变形, $B_f = \partial v/\partial x + \partial u/\partial y$ 为切变变形, $D_h = \partial u/\partial x + \partial v/\partial y$ 为散度项, F_1 、 F_2 、 F_3 和 F_4 分别代表非绝热加热项、水平散度项、水平变形项和与垂直

运动有关的倾斜项,当 $F > 0$ 时,表示锋生,当 $F < 0$ 时,表示锋消。

1.2.2 湿位涡

湿位涡(ζ_{MPV})可用来表征大气的不稳定特征,在暴雪过程的研究中被广泛应用(冯丽莎等,2020;马新荣等,2008;艾丽华等,2008),其表达式为(吴国雄等,1995;吴国雄和蔡雅萍,1997):

$$\zeta_{MPV} = \frac{\zeta_a g \nabla S}{\rho} = \frac{\zeta_a g \nabla \theta_{sc}}{\rho} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \quad (6)$$

其中,

$$\zeta_{MPV1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} \quad (7)$$

$$\zeta_{MPV2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y} \quad (8)$$

式中: ζ_a 表示气块的绝对涡度, S 为熵, ζ 为垂直涡度, f 为科氏参数, θ_{sc} 为假相当位温, p 为气压, u 和 v 分别为纬向风和经向风,湿位涡的单位是PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。 ζ_{MPV1} 是空气块绝对涡度的垂直分量与熵的垂直梯度的乘积,为湿正压项,表示对流稳定性和惯性稳定性,当大气对流(或惯性)稳定时, $\zeta_{MPV1} > 0$,反之大气对流(或惯性)不稳定; ζ_{MPV2} 是风的垂直切变和假相当位温水平梯度的乘积,为湿斜压项,表示湿斜压性和水平风垂直切变的贡献;当 $\zeta_{MPV1} > 0$ 且 $\zeta_{MPV2} < 0$ 时,表示大尺度大气层结处于对流稳定状态,但在中尺度上有斜升气流发展,产生对称不稳定能量,有利于气旋性涡度发展和暴雪的发生(吴国雄等,1995;冯丽莎等,2020)。

2 暴雪过程实况及影响系统配置

2.1 过程实况

2021年11月6日08时至9日08时(北京时,下同),华北北部和东部、黄淮及东北地区等地出现持续性大范围降雪或雨转雪天气,其中华北中部、山东北部出现大到暴雪,辽宁中北部、内蒙古东南部及吉林西部出现历史罕见的特大暴雪。上述地区过程降水量一般为10~40 mm,内蒙古东南部和辽宁中北部等部分地区累计降水量达40~70 mm,通辽站最大降水量达86.8 mm(图1a)。此次过程有151个国家站日降水量突破11月历史极值,最大日降水量为63 mm(鞍山站),通辽站7日、8日连续两天日降水量均超历史极值(分别为39.1 mm、42.2 mm)。人工地面积雪观测显示(图1b),过程期间,华北、东北地区、内蒙古、山东西北部等地均出现了明显积雪;内蒙古东南部、吉林西部、辽宁中北部部分地区达30~50 cm,内蒙古通辽市库伦最大积雪深度达68 cm。伴随本次极端暴雪过程,降雪区普遍出现6~8级阵风,最大阵风超过10级(图略)。

2.2 影响系统配置

图2为2021年11月6—8日08时500 hPa高度场和温度场以及300 hPa高空急流叠加850 hPa低空急流分布。由图可知,6日08时(图2a),东北亚地区中高纬500 hPa高度场为西低东高的形势,黑龙江西北部至蒙古国中部为宽广横槽区,槽前锋

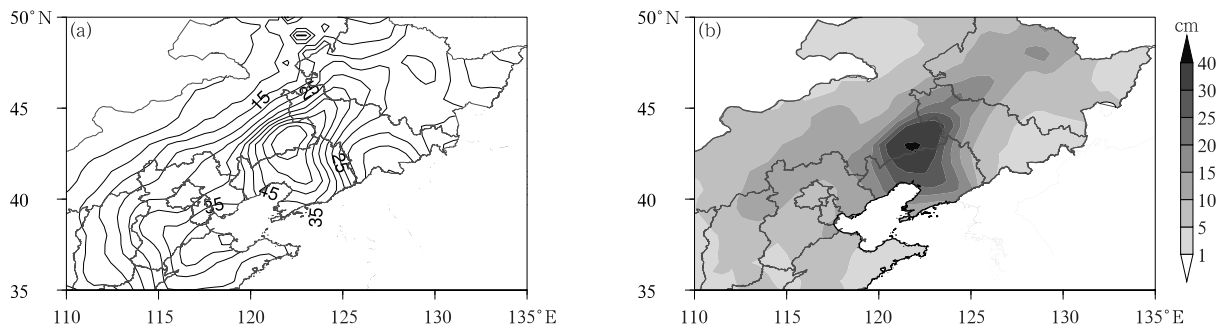


图1 2021年11月(a)6日08时至9日08时累计降水量(单位:mm)和(b)9日08时最大积雪深度

Fig. 1 (a) Accumulated precipitation (unit: mm) from 08:00 BT 6 to 08:00 BT 9 November,

(b) maximum snowfall depth at 08:00 BT 9 November 2021

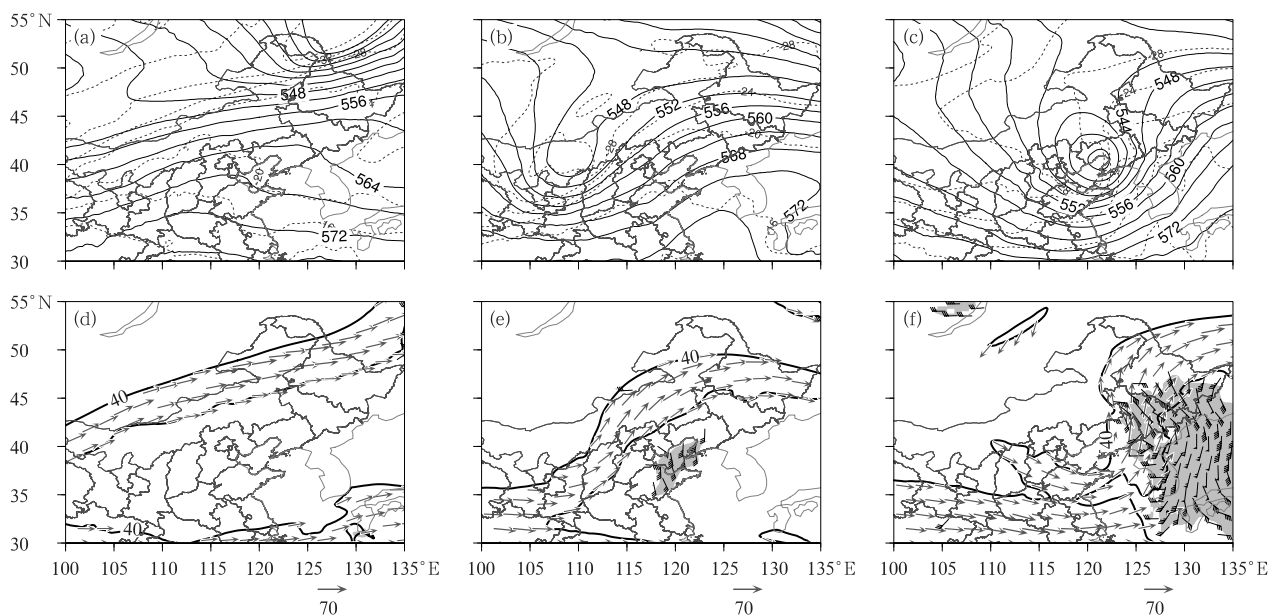


图 2 2021 年 11 月 (a,d)6 日, (b,e)7 日和 (c,f)8 日 08 时 (a~c) 500 hPa 位势高度场(实线, 单位: dagpm) 和温度场(虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$), (d~f) 300 hPa 高空急流(等值线和风矢, 风速 $\geq 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和 850 hPa 低空急流(阴影和风羽, 风速 $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 分布

Fig. 2 (a~c) 500 hPa geopotential height (solid line, unit: dagpm) and temperature (dashed line, unit: $^{\circ}\text{C}$), (d~f) 300 hPa high-level jet (contour and vector, wind speed $\geq 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and 850 hPa low-level jet (shadow and barb, wind speed $\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a, d) 08:00 BT 6, (b, e) 08:00 BT 7, (c, f) 08:00 BT 8 November 2021

区位于内蒙古中东部至东北地区西部。横槽东侧的西风槽将东移减弱, 而位于内蒙古中部的西风槽由于温度槽滞后于高度槽, 槽前鋒区上存在较强冷平流, 有利于其发展加强; 在 500 hPa 横槽鋒区上空, 叠加一支风速大于 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的 300 hPa 高空急流(图 2d); 随着系统的逐渐增强, 至 7 日 08 时(图 2b), 在河套附近西侧 500 hPa 横槽转竖, 驱动鋒区南压, 使得高度槽后的冷平流进一步增强, 有利于高空槽发展东移; 同时 300 hPa 高空急流也同步南压东移且出现“S”型弯曲, 此时华北东部和渤海附近 850 hPa 出现东南风低空急流, 低空急流的形成有利于华北、黄淮的低层辐合和水汽输送(图 2e); 8 日 08 时(图 2c), 500 hPa 高空槽迅速发展增强形成高空冷涡, 冷涡中心强度为 532 dagpm。与 500 hPa 的高空冷涡相对应, 300 hPa 高空急流在高空冷涡东侧明显加强且出现反气旋式弯曲(图 2f), 同时低层东南风急流强烈发展, 高低空急流在东北地区出现耦合配置, 有利于低层辐合系统强烈发展。可见本次极端暴雪过程先后受 500 hPa 高空横槽、河套西风槽及高空冷涡 3 个天气系统的接力影响, 伴随 500 hPa 影响系统的发展变化, 叠加在其上空的高

空急流也不断加强并呈现“S”型弯曲, 同时偏南风低空急流形成加强, 并逐渐在东北地区出现高低空急流耦合。

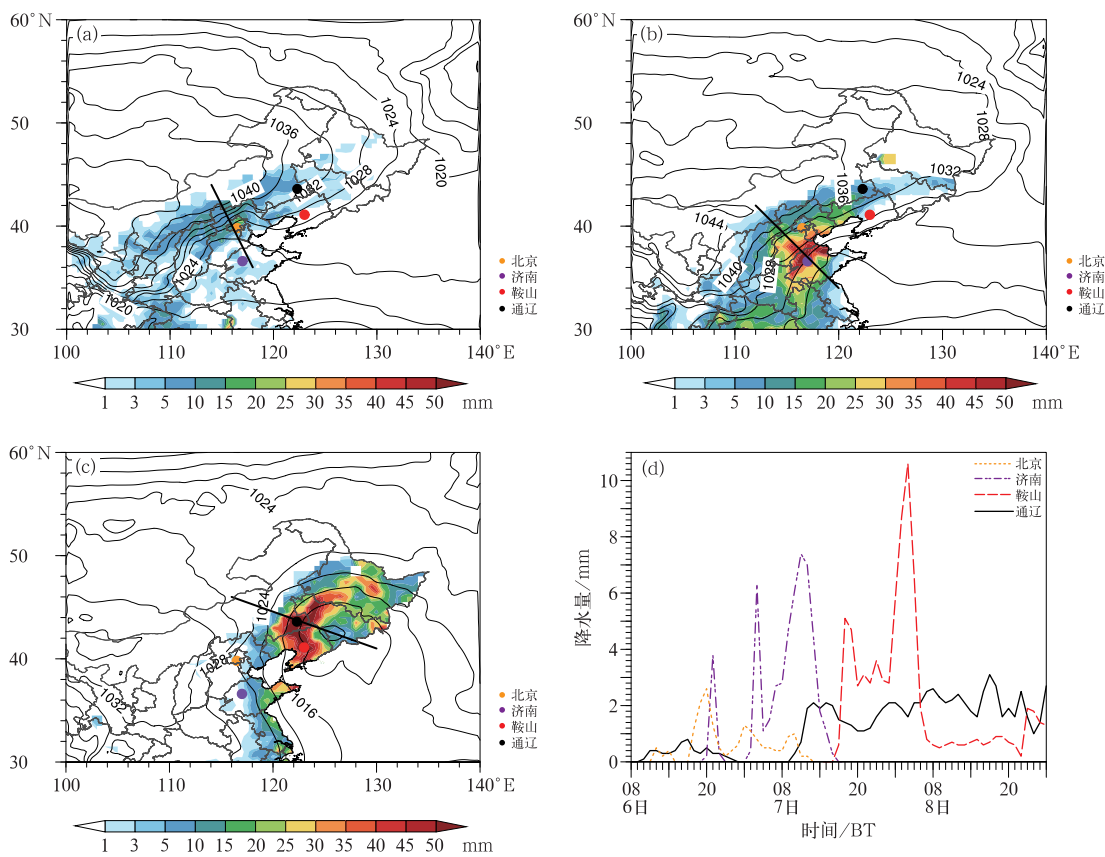
3 暴雪过程的系统特征与结构演变

3.1 影响系统与阶段性特征

从第 2 节对 500 hPa 主要影响系统发展演变及其高低空配置关系的分析表明, 本次过程先后受 3 个不同天气系统的接力影响。基于 500 hPa 影响系统, 可将本次降雪过程分为 3 个阶段: 第 1 阶段为横槽影响阶段(6 日 08—20 时), 主要影响系统是位于华北和东北上空的高空横槽, 其缓慢南压在内蒙古中东部、河北北部及东北西部产生弱降雪; 第 2 阶段为河套西风槽加强东移阶段(6 日 21 时至 7 日 14 时), 位于河套附近的横槽转竖, 斜压强迫的快速加强引发华北中南部和黄淮地区出现明显降雪天气(雨转雨夹雪或大到暴雪); 第 3 阶段为高空冷涡影响阶段(7 日 15 时至 9 日 02 时), 随着槽后冷平流加强, 西风槽在东移过程中进一步演变为深厚的高空冷涡,

其长时间维持和缓慢北上使得东北地区 and 内蒙古东南部出现极端暴雪。通过地面系统可知,本次过程的阶段性特征更为明显。图 3 为 3 个不同阶段平均海平面气压场及其对应的降水总量分布图,从第 1 阶段平均海平面气压和降水量分布(图 3a)可知,我国北方大部受到地面冷高压控制,冷高压中心位于甘肃西部,地面东路冷锋位于东北地区西部经河北北部至山西。地面偏东风回流在上述地区形成冷垫,有利于低层西南暖湿气流沿着冷垫缓慢爬升,在东北地区西部至华北北部产生弱降雪。实况降雪区位于冷锋后部,呈准东西向分布,降水中心位于内蒙古中东部地区,最大降水量为 5~15 mm。第 2 阶段(图 3b),随着河套横槽转竖,引导强冷空气东移

南下,地面冷高压中心位于宁夏附近,中心强度达 1045 hPa,寒潮冷锋前沿抵达华北和黄淮东部,斜压强迫导致低层辐合、高层辐散,产生大范围明显降水和强降温,并出现雨转雨夹雪或大到暴雪。降水区位于华北和黄淮等地,呈准南北走向,华北东部等地累计降水量可达 25~51 mm,暴雪区主要位于山东东北部、河北东部。第 3 阶段降雪则由高空冷涡产生(图 3c),地面气旋中心位于东北地区东部,中心强度最低降至 998 hPa,12 h 内降幅达 14 hPa,达到爆发性气旋标准(何立富等,2022);低层低涡切变辐合及先后来自黄渤海及日本海的强盛水汽输送,给内蒙古东南部和东北地区带来极端强降雪,部分地区出现特大暴雪。极端强降雪区主要位于气旋的北侧



注:图 a~图 c 中,黑色粗实线为图 4 和图 10 剖面位置。

图 3 2021 年 11 月 6—8 日极端暴雪过程的(a)第 1 阶段,(b)第 2 阶段,
(c)第 3 阶段海平面气压场(等值线,单位:hPa)与对应时段降水量分布(填色),
(d)6 日 08 时至 9 日 02 时北京站、济南站、鞍山站、通辽站小时降水量的时间演变

Fig. 3 Sea level pressure (contour, unit: hPa) and the corresponding accumulated precipitation (colored) in (a) Stage 1, (b) Stage 2, (c) Stage 3 of the extreme snowstorm during 6—8 November,

(d) variation in 1 h frequently observed precipitation at Beijing, Jinan, Anshan and Tongliao stations from 08:00 BT 6 to 02:00 BT 9 November 2021

和西侧,强度较前 2 个阶段明显增强,强降雪区主要位于辽宁中北部、内蒙古东南部和吉林西部等,中心最大达 35~70 mm(图 3c)。

自动站逐小时降水量实况(图 3d)也能较好反映本次降雪过程的阶段性特征。受偏东路弱冷空气的影响,第 1 阶段降雪发生在华北中北部,降雪强度较弱。北京站本次过程从 6 日 10 时开始为小雨,7 日凌晨降水相态转为降雪,12 时过程结束。其 1 h 降水量一般不足 0.5 mm,6 日夜间降水加强,1 h 最大降水量达 2.6 mm。随着河套冷锋快速东移南下,第 2 阶段雨转雨夹雪或雪从华北中部快速南压至山东,部分地区出现大到暴雪,并伴随剧烈降温。济南站降水出现在 6 日 20 时至 7 日 16 时,最大小时降水量为 7.4 mm。第 3 阶段降雪发生在黄海气旋加强北上期间,东北地区大部和内蒙古东南部地区出现极端暴雪。鞍山站强降雪过程发生在 7 日 17 时至 9 日 12 时,降雪持续 36 h。其中 8 日 02—05 时为最强降雪时段,最大小时降雪量达 10.6 mm。24 h 降雪量高达 63.3 mm。值得注意的是,通辽站降雪先后受 3 个系统的影响,经历了 3 个不同阶段,其降雪持续时间达 66 h。第 1 阶段降雪强度微弱,1 h 降雪量不足 0.5 mm,出现在 6 日 10 时至 7 日 00 时;期间略有中断,从 7 日 10 时开始,至 9 日 08 时降雪结束。其小时降雪量多在 1~2 mm,最大仅为

3.1 mm。从地面观测和卫星图像资料看,本次通过极端暴雪更多与地面气旋暖湿输送带长时间维持及不断向西推进密切相关(何立富等,2022)。

3.2 多影响系统垂直结构演变

为进一步分析引发本次降雪系统的垂直结构及演变,图 4 为 3 个阶段平均的水平风、温度及垂直速度沿图 3a~3c 中黑色粗实线垂直剖面。图 4a 清晰显示,第 1 阶段为回流冷锋降雪,其地面冷锋前沿位于 116°E 附近,锋区随高度向西北倾斜明显,锋区内温度梯度较大,但锋面前沿较为浅薄,在近地面形成冷垫。暖湿气流沿冷垫爬升,在暖区一侧产生弱倾斜上升运动,垂直速度仅为 $-0.8 \sim -0.4 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。第 2 阶段随着横槽转竖,高空槽的加强东移,槽后偏北风急流也明显增强,冷平流显著加强使得华北平原一带锋区快速增强且锋区随高度变得较为陡立(图 4b),锋面附近上升运动仍呈倾斜状态,但低层上升运动明显增强,垂直速度达 $-1.6 \sim -0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,导致第 2 阶段的降水明显增强,同时气温的急剧下降使得华北、黄淮出现雨转大到暴雪。第 3 阶段受地面气旋北上影响,在锋面气旋中心附近冷暖空气的交汇更为剧烈,锋前暖空气逐渐被抬升,气旋东侧暖空气向北推进并,使得气旋中心附近和西侧出现强烈的垂直上升运动,导致东北地区南部和西

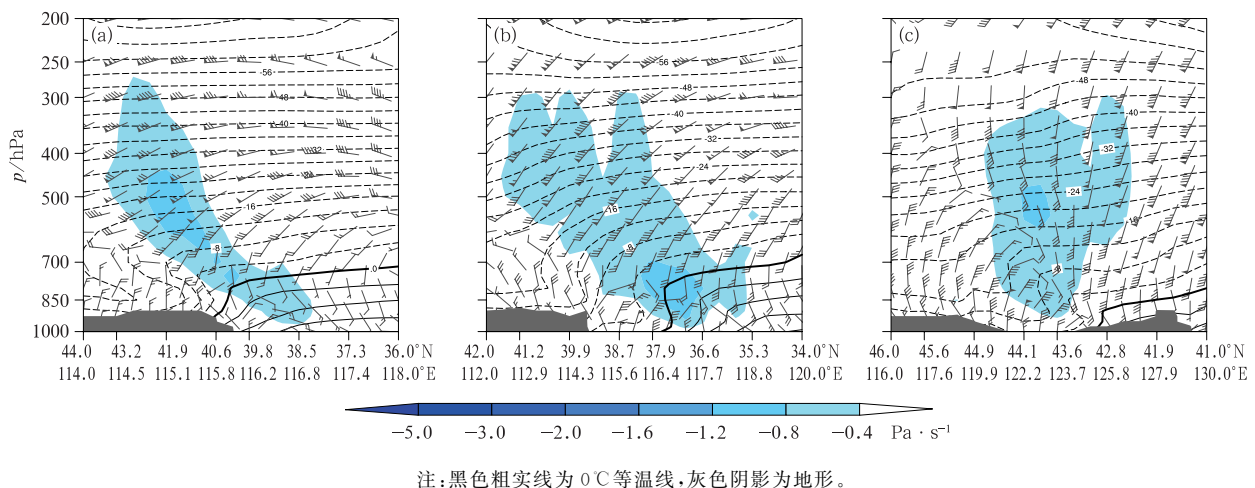


图 4 2021 年 11 月 6—8 日极端暴雪过程(a)第 1 阶段,(b)第 2 阶段,(c)第 3 阶段温度场(等值线,单位:°C)、风场(风羽)与垂直速度(填色)沿图 3 粗实线垂直剖面

Fig. 4 Vertical profile of temperature (contour, unit: °C), vertical velocity (colored) and wind (barb) along the section positions in Fig. 3 in (a) Stage 1, (b) Stage 2, (c) Stage 3 of the extreme snowstorm during 6—8 November 2021

部出现极端暴雪(图 4c)。

3.3 水汽输送特征

分析表明,此次极端暴雪过程的水汽输送也存在阶段性差异。图 5 是 3 个阶段 925~700 hPa 积分的水汽通量分布,第 1 阶段的水汽输送较弱,来自黄渤北部的东南气流水汽输送抵达华北中北部,仅有少量水汽输送沿反气旋西侧北上进入内蒙古中东部和东北西部降雪区。第 2 阶段由于华北东部和黄淮东部的东南风急流加强,将来自黄渤海地区水汽向华北平原地区输送,华北地区水汽通量明显加强,并在该地区明显辐合,水汽条件明显好转,使得降水强度较第 1 阶段明显增强。随着黄海气旋爆发性发展并加强北上,第 3 阶段水汽通量输送明显强于前 2 个阶段,先后来自黄渤海和日本海地区的水汽被爆发性气旋卷入,输送至东北地区,大量的水汽在东北地区 and 内蒙古东南部辐合,引发鞍山地区出现破纪录极端暴雪。可见 3 个阶段的降雪过程水汽输送呈不断加强的态势,且水汽源地存在差异。前 2 个阶段的水汽输送较弱,主要来自黄渤海地区,而第 3 阶段强盛的水汽输送则先后来自黄渤海和日本海洋面。

4 暴雪过程的热动力机制分析

第 3 节对此次过程的阶段性特征和多影响系统的结构演变进行了分析,本节将进一步对不同系统的热动力特征和发生发展机制进行诊断分析。

4.1 动力和热力特征分析

选取 3 个阶段不同时次 850 hPa 风场、比湿和正涡度的水平分布进行分析。第 1 阶段,在 500 hPa 高空横槽影响下,850 hPa 切变线呈准东西向分布,位于辽宁西部、河北北部至太行山前,主要为偏北风和弱东南风的辐合,其对应的涡度分布较弱。偏南气流将黄渤海高比湿区的水汽输送至华北北部和东北西部,从而产生弱带状降雪(图 6a)。第 2 阶段,随着高空横槽转竖,850 hPa 切变线由准东西向转为准南北向,并加强东移至华北、黄淮中部。随着切变线两侧西北风和东南风加强,与之对应的正涡度分布明显增强,涡度大值中心达 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。同时该地区比湿达 $4 \sim 6 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,有利于华北平原产生大到暴雪(图 6b)。第 3 阶段,随着高空冷涡诱发地面气旋的生成,850 hPa 低涡在辽宁中部发展,冷切变线位于海上,伴有明显的正涡度带,大值中心为 $30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;而低涡和暖切变线主要影响东北地区,尽管暖切变区对应的正涡度小于冷切变区,但其东侧东南风急流有利于将东部洋面的水汽向东北西部持续输送,引发东北地区极端暴雪(图 6c)。

图 7 为降雪过程不同阶段的正涡度、垂直速度及纬向环流沿北京、济南和鞍山所在纬度的垂直剖面。第 1 阶段为偏东风回流降雪,降雪带主要位于东北西部至华北北部。北京上空西侧 500 hPa 高度以下为弱倾斜涡度,并伴有弱倾斜上升运动,垂直速度仅为 $-1.0 \sim -0.5 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$ (图 7a)。第 2 阶段降

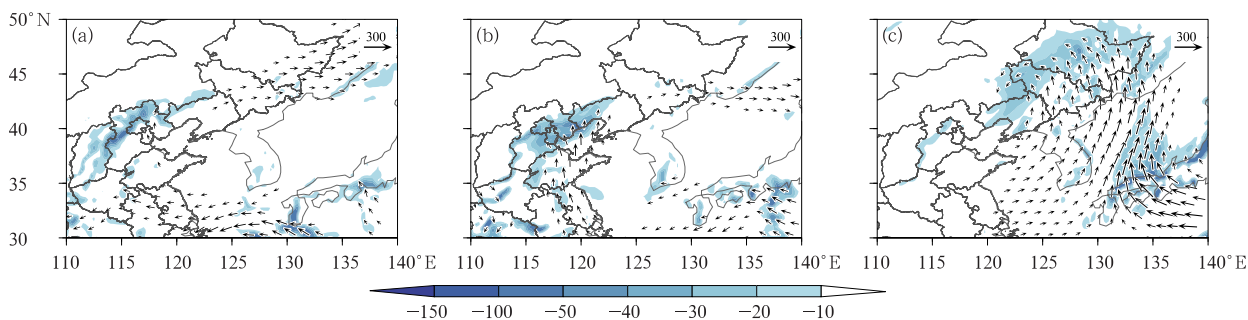


图 5 2021 年 11 月 6—8 日极端暴雪过程(a)第 1 阶段,(b)第 2 阶段,(c)第 3 阶段
925~700 hPa 垂直积分的水汽通量(箭矢,单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
及其散度(填色,单位: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 Integrated water vapor flux (vector, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and the corresponding divergence field (colored, unit: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) from 925 hPa to 700 hPa in (a) Stage 1, (b) Stage 2, (c) Stage 3 of the extreme snowstorm during 6—8 November 2021

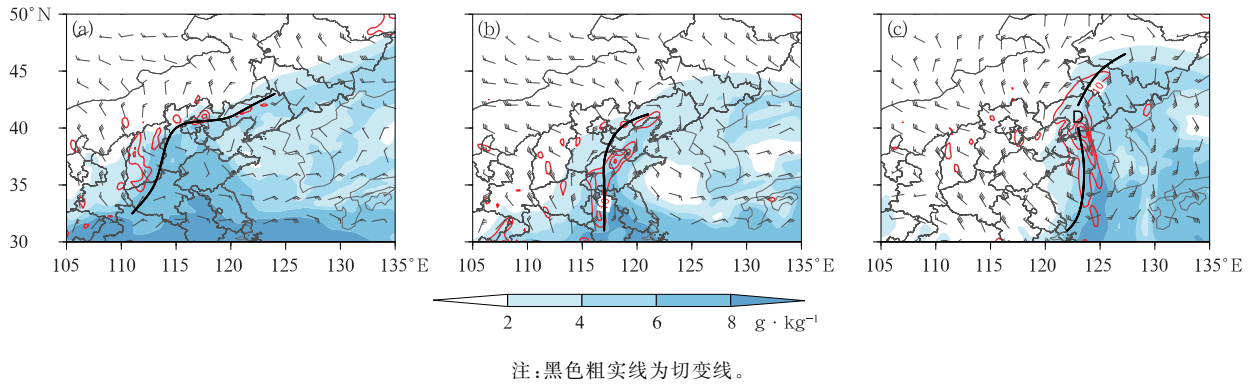


图 6 2021 年 11 月(a)6 日 14 时,(b)7 日 08 时和(c)8 日 02 时 850 hPa 风场(风羽)、比湿(填色)和正涡度(红色等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})分布

Fig. 6 Distribution of 850 hPa wind (barb), specific humidity (colored) and positive vorticity (red contour, unit: 10^{-5} s^{-1}) at (a) 14:00 BT 6, (b) 08:00 BT 7, (c) 02:00 BT 8 November 2021

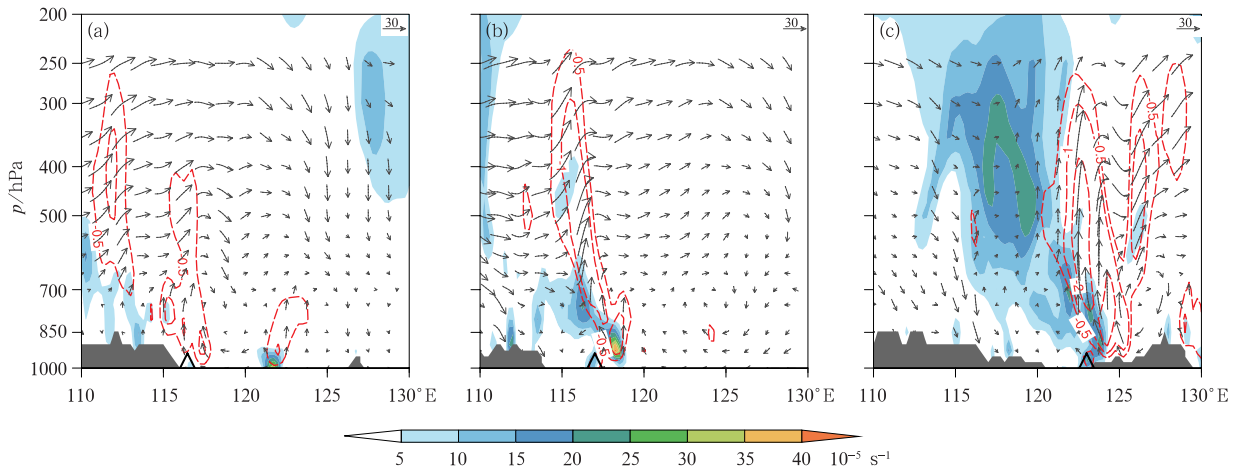


图 7 2021 年 11 月(a)6 日 14 时,(b)7 日 08 时和(c)8 日 02 时正涡度(填色)、垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,红虚线 $\leq -0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)及 $u-20w$ 合成风(箭头,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)分别沿北京站、济南站、鞍山站所在纬度的垂直剖面

Fig. 7 Vertical profile of positive vorticity (colored), vertical velocity (unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$, red dashed line $\leq -0.5 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and the resultant wind of $u-20w$ (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) along latitude positions of Beijing, Jinan and Anshan stations respectively at (a) 14:00 BT 6, (b) 08:00 BT 7, (c) 02:00 BT 8 November 2021

雪主要发生在华北平原,济南上空 700 hPa 以下涡度明显加强,且向西倾斜,大值中心位于边界层,涡度中心值达 $35 \times 10^{-5} \sim 40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,且伴随较为陡立的上升运动,上升运动的大值区超过 $-1.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 并与正涡度的大值区相一致(图 7b)。第 3 阶段降雪主要发生在内蒙古东南部和东北地区,鞍山上空为大范围正涡度区,涡柱随高度急剧加强并向西

倾斜,对流层中高层的涡度中心位于 $550 \sim 300 \text{ hPa}$,与庞大的高空冷涡相对应。700 hPa 以下涡度中心值为 $20 \times 10^{-5} \sim 25 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,近乎垂直的上升运动大值区位于低层涡柱附近,大值区超过 $-2.0 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,较前 2 个阶段明显加强;上升运动在气旋系统东侧附近 600 hPa 高度形成次级环流下沉支(图 7c)。

4.2 锋生作用分析

此次过程的发生发展与锋生过程密切相关,锋生作用及锋区强度的变化可以通过锋生函数清晰地展示出来。第 1 阶段,受到高空横槽的影响,华北北部存在一条准东西向切变线,低层 925 hPa 东南风和西北风在该地区交汇,形成地面回流冷锋。其上叠加一条假相当位温的密集带,与锋生函数大值区

相对应,其中心值为 $50 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,该假相当位温锋区的形成主要是由于低层偏北气流携带干冷空气在内蒙古中东部至东北地区形成冷垫,迫使暖湿气流沿冷垫抬升,与此同时不断有低层的冷平流输送干冷空气楔入暖湿空气内,在低层形成弱的次级环流,引发辐合上升,导致回流降雪产生(图 8a);其对应剖面图上(图 9a),该假相当位温锋区前沿抵近北京西侧,锋区主要位于 600 hPa 高度

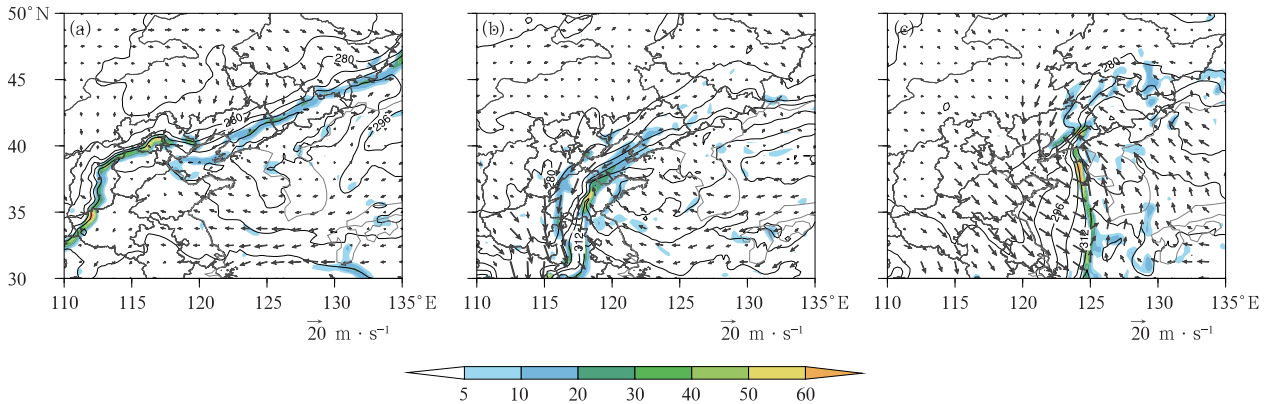
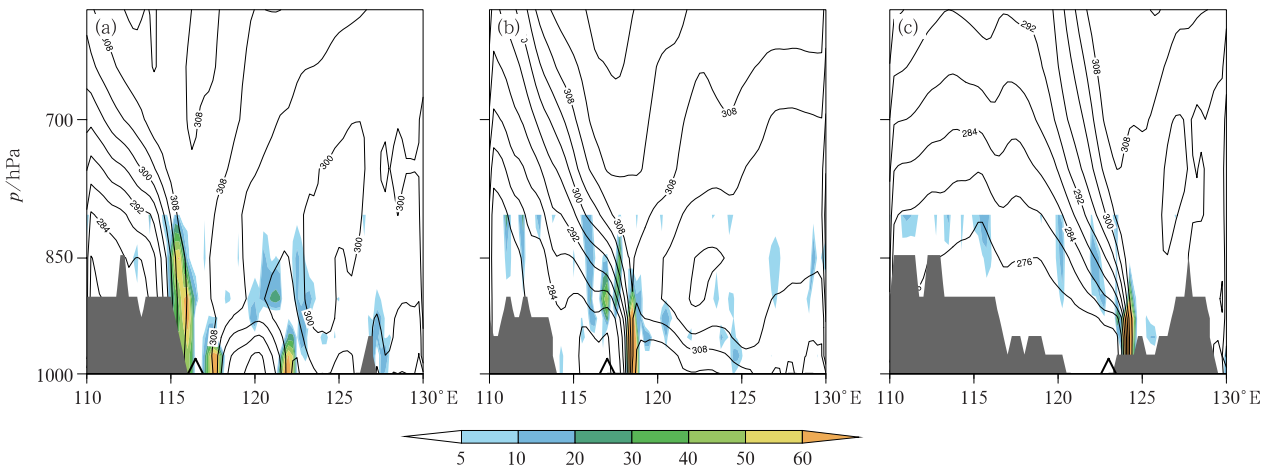


图 8 2021 年 11 月(a)6 日 14 时,(b)7 日 08 时和(c)8 日 02 时 925 hPa 假相当位温(等值线,单位:K)、锋生函数(填色,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和风场(箭矢)分布

Fig. 8 925 hPa θ_{se} (contour, unit: K), function of frontogenesis (colored, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind (vector) at (a) 14:00 BT 6, (b) 08:00 BT 7, (c) 02:00 BT 8 November 2021



注:灰色阴影为地形,黑色三角形依次分别代表北京站、济南站、鞍山站所在经度位置。

图 9 2021 年 11 月(a)6 日 14 时,(b)7 日 08 时和(c)8 日 02 时 600 hPa 以下假相当位温(等值线,单位:K)和锋生函数(填色,单位: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)分别沿北京站、济南站、鞍山站所在纬度的垂直剖面

Fig. 9 Vertical profile of θ_{se} (contour, unit: K) and function of frontogenesis (colored, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) below 600 hPa along latitude locations of Beijing, Jinan and Anshan stations respectively at (a) 14:00 BT 6, (b) 08:00 BT 7, (c) 02:00 BT 8 November 2021

以下并向西北明显倾斜,其对应的锋生函数大值区位于锋区前沿。至第 2 阶段,随着横槽转竖引导西北路强冷空气东移南下,华北地区低层切变线也由准东西向转为南北走向,冷暖空气的交汇在华北黄淮形成假相当位温密集带,从而使得强锋生带也呈明显的南北分布,锋生作用加强,锋生函数为 $20 \times 10^{-9} \sim 60 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 8b); 图 9b 显示,相比于第 1 阶段北京上空锋区,济南上空假相当位温等值线更为密集,锋区更为陡立,锋区前沿的低层锋生函数加强至 $40 \times 10^{-9} \sim 70 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,此时锋生强迫导致上升运动增强。第 3 阶段,高空冷涡背景下,低层低涡切变强烈发展,低涡南侧的冷切变线和其北侧的暖切变线均存在较为明显的假相当位温锋区,且冷切变区强于暖切变区。但由于冷切变线位于海上和朝鲜地区,东北地区暴雪主要受暖切变线影响。锋生函数的计算结果也反映出

同样的分布(图 8c),大值区分布在低涡附近和其北侧、西侧辐合区,与东北极端暴雪落区十分吻合。锋生函数垂直剖面图可知(图 9c),鞍山上空假相当位温锋区伸展至 400 hPa 高度之上,锋区近乎直立,中高层近乎中性层结,有利于锋生作用加强。低层锋生函数进一步加大,大值区为 $50 \times 10^{-9} \sim 75 \times 10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,主要位于边界层。

可见,此次过程发展加强与低层的动力和热力因子密切相关,低层锋生作用及其次级环流是本次极端暴雪过程的重要机制之一。

4.3 不稳定机制分析

上文已对引发本次极端暴雪过程的热动力特征及锋生作用进行了分析,本节我们将利用湿位涡的诊断来分析本次过程的不稳定机制。

图 10 是本次过程 3 个阶段 850 hPa 湿位涡正

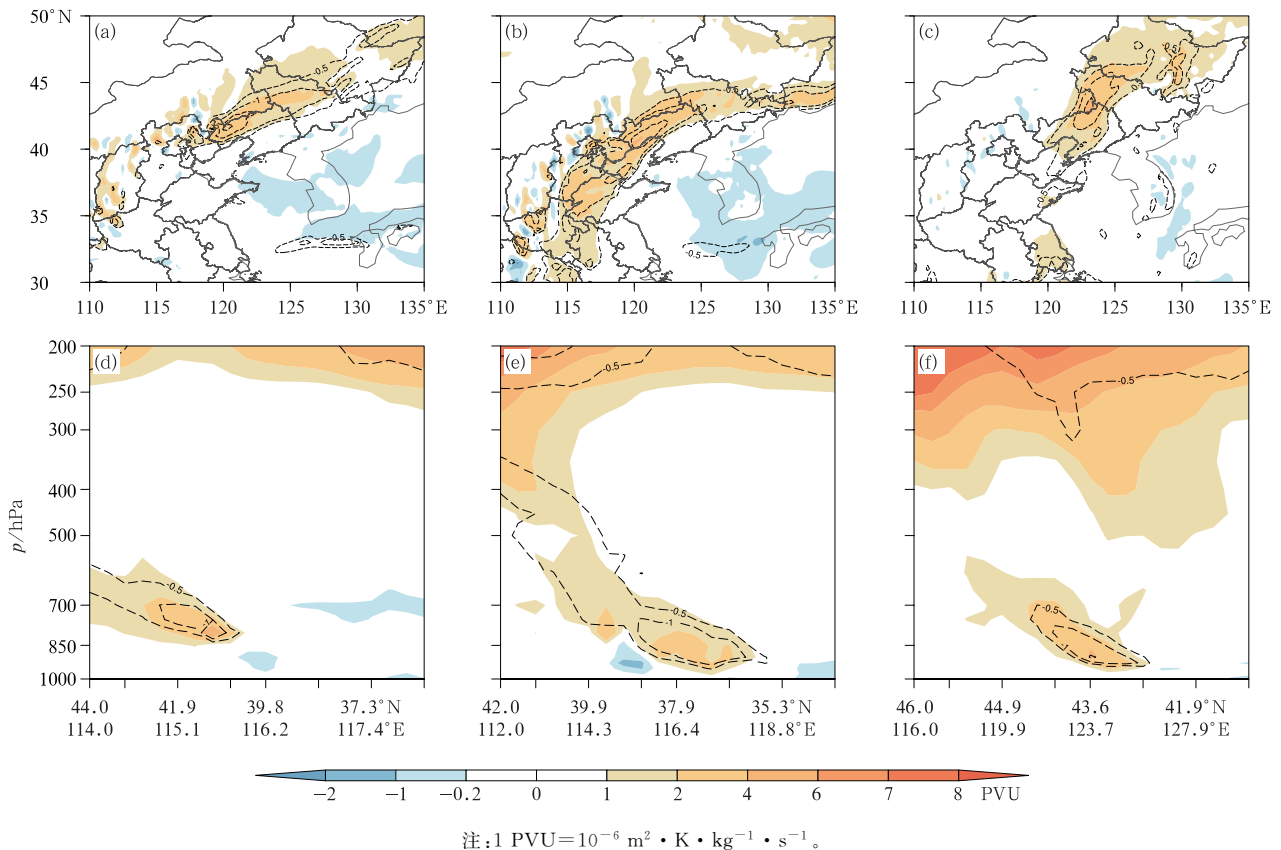


图 10 2021 年 11 月 6—8 日极端暴雪过程(a,d)第 1 阶段,(b,e)第 2 阶段,(c,f)第 3 阶段的(a,b,c)850 hPa 湿位涡 ζ_{MPV1} (填色)和 ζ_{MPV2} (等值线,单位:PVU)的分布及(d,e,f)沿图 3 粗线的垂直剖面

Fig. 10 (a, b, c) 850 hPa ζ_{MPV1} (colored) and ζ_{MPV2} (contour, unit: PVU), (d, e, f) the corresponding vertical profile along the section positions in Fig. 3 in (a, d) Stage 1, (b, e) Stage 2, (c, f) Stage 3 of the extreme snowstorm during 6—8 November 2021

压项 ζ_{MPV1} 和斜压项 ζ_{MPV2} 的水平分布及垂直分布。在第 1 阶段(图 10a), 弱带状降雪区位于华北北部至东北西部, 从图中可以直观看到, 降雪区上空 850 hPa 湿位涡正压项 $\zeta_{MPV1} > 0$, 大小为 2~4 PVU; 而斜压项 $\zeta_{MPV2} < 0$, 大值区为 -2~-1 PVU。两者的分布地域非常接近。这样的配置表明在回流冷锋降雪阶段, 大尺度大气层结处于对流稳定状态, 但在中尺度上有斜升气流发展, 产生对称不稳定能量, 降雪的动力机制是条件性对称不稳定, 该不稳定区呈准东西向, 与冷空气影响路径一致; 湿位涡垂直剖面图上(图 10d), 同样存在正压项 $\zeta_{MPV1} > 0$ 而斜压项 $\zeta_{MPV2} < 0$ 的配置, 且条件性对称不稳定区并非从地面开始, 而是位于低层冷垫之上, 主要位于 850~600 hPa, 且随高度明显向偏北方向倾斜。在第 2 阶段华北平原雨转大到暴雪期间(图 10b), 随着寒潮冷锋系统进入华北, 华北大部、黄淮西部和东北地区西部等地湿位涡的分布同样表现为正压项 $\zeta_{MPV1} > 0$ 而斜压项 $\zeta_{MPV2} < 0$ 的配置, ζ_{MPV1} 大小有所增强, ζ_{MPV2} 变化不大, 显示条件对称不稳定区范围明显扩大且呈现准南北向分布。垂直剖面图上(图 10e), 可以看到明显的 ζ_{MPV1} 高值带下传现象, 表征高层冷空气在扩散下沉, 导致华北地区条件对称不稳定区高度降低至近地面。东北地区极端降雪发生在第 3 阶段, 850 hPa 湿位涡水平分布显示(图 10c), 由于低涡系统和暖切变区长时间缓慢移动, 东北地区西部和北部为明显的湿位涡正压项 $\zeta_{MPV1} > 0$, 而斜压项 $\zeta_{MPV2} < 0$ 的配置区域, 与本次东北地区极端暴雪落区相一致, 表明东北地区极端暴雪的动力机制同样表现为条件对称不稳定。该不稳定区垂直结构随高度明显倾斜, 主要位于 600 hPa 高度之下, 并与高层位涡区断裂(图 10f)。

可见, 此次极端暴雪过程发生在大尺度对流(惯性)稳定的条件下, 中低层暖湿气流发展出斜升气流不稳定能量, 而锋生及次级环流触发不稳定能量, 使华北、东北产生极端暴雪。

本节分析可知, 本次过程 3 个阶段降雪的发生与其假相当位温锋区的水平分布、强度变化和垂直结构等方面的差异产生的锋生过程密切相关, 图 8 和图 9 中显示降雪 3 个阶段的水平锋生作用的大小较为接近, 但由于其垂直结构的差异导致其上升运动逐渐增强(图 7), 同时第 1 阶段华北北部的水汽

输送较弱, 导致第 1 阶段降雪强度明显弱于第 2、第 3 阶段。尽管第 2 阶段的锋生作用以及水汽条件与第 3 阶段较为接近, 两者降水强度基本相当, 但由于第 2 阶段降雪持续时间短, 其累计降雪量明显小于第 3 阶段。同时, 降雪落区、锋生区和湿对称不稳定分布较为一致, 锋生作用大值区、对称不稳定大值区以及强降雪落区亦较为一致。

5 结 论

利用多种实测资料和 ERA5 再分析资料, 对“21·11”华北、东北极端暴雪过程影响系统的结构演变特征及热动力机制进行分析, 得到以下结论:

(1) 本次过程影响范围大、持续时间长、极端性强。华北中北部、黄淮东部出现大到暴雪, 辽宁中北部、内蒙古东南部及吉林西部出现历史罕见的特大暴风雪, 部分地区累计降雪量达 40~70 mm, 最大过程量为 86.8 mm; 部分地区积雪达 30~68 cm。共有 151 个国家站日降水量突破 11 月历史极值, 最大日降雪量为 63 mm。

(2) 本次过程先后受 500 hPa 高空横槽、河套西风槽及高空冷涡 3 个天气系统的接力影响, 其阶段性特征十分明显。伴随 500 hPa 影响系统的发展变化, 叠加在其上空的高空急流不断加强并呈现“S”型弯曲, 同时低空偏南风急流形成与加强, 并在东北地区与高空急流耦合。本次过程由回流冷锋降雪、寒潮冷锋雨转雪和地面气旋降雪 3 个阶段构成, 不同降雪阶段水汽源地存在差异, 前 2 个阶段的水汽输送较弱, 主要来自黄渤海地区, 而第 3 阶段异常强盛的水汽输送来自黄渤海和日本海洋面。

(3) 不同阶段影响系统的结构特征存在明显差异, 回流冷锋形成的冷垫锋面较为浅薄, 暖湿气流在其上倾斜上升。而寒潮冷锋较为陡立, 斜压强迫使得低层垂直运动加强。由于冷暖空气的交汇更为剧烈, 锋面气旋垂直结构较为深厚直立, 使得气流呈垂直上升运动。随着斜压强迫的不断增强, 影响系统的热动力结构也不断演变。过程期间, 850 hPa 切变线由准东西向分布转为南北向分布, 再演变为低涡和冷暖切变结构, 比湿条件逐步改善。系统对应的水平涡度由弱转强, 其上空对应的正涡度柱逐渐加强, 并由弱倾斜上升运动逐渐演变为较强垂直上

升运动区,并在系统东侧形成次级环流下沉支。

(4)此次过程的发生发展与锋生过程密切相关,降雪落区与锋区走向较为一致。925 hPa 假相当位温的密集带与锋生函数大值区相对应,该锋区及锋生函数位于 600 hPa 高度以下并向西明显倾斜;随着低层切变系统和假相当位温锋区在华北、黄淮转为南北向,锋生作用明显加强,其高空锋区更为陡立,上升运动增强形成次级环流;在地面气旋影响阶段,925 hPa 假相当位温锋区主要位于低涡附近及冷暖锋区,水平锋区前沿的锋生函数进一步增大。该锋区呈近乎直立结构并垂直伸展至 400 hPa 高度之上,而锋生函数大值区主要位于边界层低层 850 hPa 高度以下。

(5)湿位涡诊断分析表明,本次过程 3 个阶段降雪,落区均发生在湿位涡正压项 $\zeta_{MPV1} > 0$ 而斜压项 $\zeta_{MPV2} < 0$ 配置的区域,表明本次过程的动力机制是条件性对称不稳定。即在大尺度对流(惯性)稳定的条件下,在锋区上存在斜升气流发展,产生对称不稳定能量,锋生作用及次级环流有利于触发不稳定能量,导致华北、东北产生极端暴雪。湿位涡垂直分布表明,本次过程条件对称不稳定层结主要在 600 hPa 高度以下。

参考文献

- 艾丽华,井喜,王淑云,等,2008. 湿位涡诊断在青藏高原东北侧暴雪预报中的应用个例[J]. 气象科学,28(增刊):92-96. Ai L H, Jing X, Wang S Y, et al, 2008. The application of wet potential vorticity diagnosing to forecast of blizzard in northeast of Qinghai-Tibet Plateau [J]. Sci Meteor Sin, 28 (Supplement): 92-96 (in Chinese).
- 宝兴华,夏茹娣,罗亚丽,等,2022. “21·7”河南特大暴雨气象和水文雨量观测对比[J]. 应用气象学报,33(6):668-681. Bao X H, Xia R D, Luo Y L, et al, 2022. Comparative analysis on meteorological and hydrological rain gauge observations of the extreme heavy rainfall event in Henan Province during July 2021 [J]. J Appl Meteor Sci, 33(6):668-681 (in Chinese).
- 布和朝鲁,纪立人,施宁,2008. 2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 I: 亚非副热带急流低频波[J]. 气候与环境研究,13(4):419-433. Cholaw B, Ji L R, Shi N, 2008. On the medium-range process of the rainy, snowy and cold weather of South China in early 2008 Part I: low-frequency waves embedded in the Asian-African subtropical jet [J]. Climatic Environ Res, 13 (4):419-433 (in Chinese).
- 蔡丽娜,隋迎玖,刘大庆,等,2009. 一次爆发性气旋引发的罕见暴风

- 雪过程分析[J]. 北京大学学报(自然科学版),45(4):693-700. Cai L N, Sui Y J, Liu D Q, et al, 2009. Analysis on an unusual snowstorm event caused by explosive cyclone [J]. Acta Sci Nat Univ Pek, 45(4):693-700 (in Chinese).
- 迟竹萍,龚佃利,2006. 山东一次连续性降雪过程云微物理参数数值模拟研究[J]. 气象,32(7):25-32. Chi Z P, Gong D L, 2006. A numerical simulation of cloud microphysics parameters for sustaining snowfall in Shandong Province [J]. Meteor Mon, 32(7): 25-32 (in Chinese).
- 戴玲玲,周玉淑,李国平,等,2021. 华北地区 2015 年“1106”降雪过程诊断分析[J]. 气候与环境研究,26(5):519-531. Dai L L, Zhou Y S, Li G P, et al, 2021. Diagnostic analysis of the “1106” snowfall process in North China in 2015 [J]. Climatic Environ Res, 26 (5):519-531 (in Chinese).
- 齐道日娜,何立富,王秀明,等,2022. “7·20”河南极端暴雨精细观测及热动力成因[J]. 应用气象学报,33(1):1-15. Dorina C, He L F, Wang X M, et al, 2022. Fine observation characteristics and thermodynamic mechanisms of extreme heavy rainfall in Henan on 20 July 2021 [J]. J Appl Meteor Sci, 33(1):1-15 (in Chinese).
- 范俊红,易笑园,2019. 大范围持续暴雪过程中多种影响系统的对比分析[J]. 气象学报,77(6):965-979. Fan J H, Yi X Y, 2019. Comparative analysis of several influencing systems in the process of a large-scale continuous snowstorm [J]. Acta Meteor Sin, 77(6):965-979 (in Chinese).
- 冯丽莎,宋攀,郑飞,等,2020. 2016 年初冬河南区域暴雪过程诊断分析[J]. 大气科学,44(1):13-26. Feng L S, Song P, Zheng F, et al, 2020. Diagnostic analysis of a severe regional snowstorm event in the early winter of 2016 in Henan Province, China [J]. Chin J Atmos Sci, 44(1):13-26 (in Chinese).
- 何立富,陈双,郭云谦,2020. 台风利奇马(1909)极端强降雨观测特征及成因[J]. 应用气象学报,31(5):513-526. He L F, Chen S, Guo Y Q, 2020. Observation characteristics and synoptic mechanisms of Typhoon Lekima extreme rainfall in 2019 [J]. J Appl Meteor Sci, 31(5):513-526 (in Chinese).
- 何立富,陈涛,孔期,2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报,27(5):559-569. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China [J]. J Appl Meteor Sci, 27(5):559-569 (in Chinese).
- 何立富,齐道日娜,余文,2022. 引发东北极端暴雪的黄渤海气旋爆发性发展机制[J]. 应用气象学报,33(4):385-399. He L F, Dorina C, Yu W, 2022. Development mechanisms of the Yellow Sea and Bohai Sea cyclone causing extreme snowstorm in Northeast China [J]. J Appl Meteor Sci, 33(4):385-399 (in Chinese).
- 雷蕾,孙继松,何娜,等,2017. “7·20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象学报,75(5):685-699. Lei L, Sun J S, He N, et al, 2017. A study on the mechanism for the vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20 July 2016 [J]. Acta Meteor Sin, 75(5):

- 685-699(in Chinese).
- 李津,赵思雄,孙建华,2017.一次华北破纪录暴雪成因的分析研究[J].气候与环境研究,22(6):683-698. Li J,Zhao S X,Sun J H,2017. Analysis of a record heavy snowfall event in North China [J]. Climatic Environ Res,22(6):683-698(in Chinese).
- 刘宁微,齐琳琳,韩江文,2009.北上低涡引发辽宁历史罕见暴雪天气过程的分析[J].大气科学,33(2):275-284. Liu N W,Qi L L,Han J W,2009. The analyses of an unusual snowstorm caused by the northbound vortex over Liaoning Province in China[J]. Chin J Atmos Sci,33(2):275-284(in Chinese).
- 马新荣,任余龙,丁治英,2008.青藏高原东北侧一次暴雪过程的湿位涡分析[J].干旱气象,26(1):57-63. Ma X R, Ren Y L, Ding Z Y,2008. Analysis of moist potential vorticity for a snowstorm process in the northeast side of Qinghai-Xizang Plateau[J]. J Arid Meteor,26(1):57-63(in Chinese).
- 彭京备,孙淑清,2019.2018年1月南方雨雪天气的形成及其与冬季风异常的关系[J].大气科学,43(6):1233-1244. Peng J B,Sun S Q,2019. Formation of rainy and snowy weather in South China in January 2018 and its relationship with the abnormal East Asian winter monsoon[J]. Chin J Atmos Sci,43(6):1233-1244(in Chinese).
- 苏爱芳,席乐,吕晓娜,等,2022.豫北“21·7”极端暴雨过程特征及成因分析[J].气象,48(5):556-570. Su A F,Xi L,Lyu X N,et al,2022. Analysis on characteristics and causes of the July 2021 extreme rainstorm in northern Henan[J]. Meteor Mon,48(5):556-570(in Chinese).
- 孙建华,赵思维,2003.华北地区“12·7”降雪过程的数值模拟研究[J].气候与环境研究,8(4):387-401. Sun J H,Zhao S X,2003. A numerical simulation of snowfall in North China on 7 December 2001[J]. Climatic Environ Res,8(4):387-401(in Chinese).
- 孙建奇,王会军,袁薇,2009.2007年3月中国东部北方地区一次强灾害性暴风雪事件的成因初探[J].气象学报,67(3):469-477. Sun J Q,Wang H J,Yuan W,2009. A preliminary investigation on causes of the catastrophic snowstorm in March,2007 in the northeastern parts of China[J]. Acta Meteor Sin,67(3):469-477(in Chinese).
- 陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社. Tao S Y,1980. Heavy Rain in China[M]. Beijing:Science Press(in Chinese).
- 陶诗言,卫捷,2008.2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析[J].气候与环境研究,13(4):337-350. Tao S Y,Wei J,2008. Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the southern China[J]. Climatic Environ Res,13(4):337-350(in Chinese).
- 汪小康,崔春光,王婧羽,等,2022.“21·7”河南特大暴雨水汽和急流特征诊断分析[J].气象,48(5):533-544. Wang X K,Cui C G,Wang J Y,et al,2022. Diagnostic analysis on water vapor and jet characteristics of July 2021 severe torrential rain in Henan Province[J]. Meteor Mon,48(5):533-544(in Chinese)
- 王东海,端义宏,刘英,等,2013.一次秋季温带气旋的雨雪天气过程分析[J].气象学报,71(4):606-627. Wang D H,Duan Y H,Liu Y,et al,2013. A case study of the mixed rainfall-snowfall event associated with an extratropical cyclone in autumn[J]. Acta Meteor Sin,71(4):606-627(in Chinese).
- 王东海,柳崇健,刘英,等,2008.2008年1月中国南方低温雨雪冰冻天气特征及其天气动力学成因的初步分析[J].气象学报,66(3):405-422. Wang D H,Liu C J,Liu Y,et al,2008. A preliminary analysis of features and causes of the snow storm event over the southern China in January 2008[J]. Acta Meteor Sin,66(3):405-422(in Chinese).
- 王建中,丁一汇,1995.一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究[J].气象学报,53(4):451-460. Wang J Z,Ding Y H,1995. Research of moist symmetric instability in a strong snowfall in North China[J]. Acta Meteor Sin,53(4):451-460(in Chinese).
- 王迎春,钱婷婷,郑永光,2004.北京连续降雪过程分析[J].应用气象学报,15(1):58-65. Wang Y C,Qian T T,Zheng Y G,2004. Primary analysis of the longest-lasting snowfall in Beijing[J]. J Appl Meteor Sci,15(1):58-65(in Chinese).
- 吴国雄,蔡雅萍,1997.风垂直切变和下滑倾斜涡度发展[J].大气科学,21(3):273-282. Wu G X,Cai Y P,1997. Vertical wind shear and down-sliding slantwise vorticity development[J]. Sci Atmos Sin,21(3):273-282(in Chinese).
- 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁,1995.湿位涡和倾斜涡度发展[J].气象学报,53(4):387-405. Wu G X,Cai Y P,Tang X J,1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development[J]. Acta Meteor Sin,53(4):387-405(in Chinese).
- 肖庆农,1994.地形影响下冷锋的变形及锢囚[J].气象学报,52(4):414-423. Xiao Q N,1994. Distortion and occlusion of cold fronts under the influences of orography[J]. Acta Meteor Sin,52(4):414-423(in Chinese).
- 姚蓉,唐佳,唐明晖,等,2014.“14·02”湖南三次雨雪过程对比分析[J].气象,40(12):1500-1506. Yao R,Tang J,Tang M H,et al,2014. Diagnostic analysis of three rain and snow processes in Hunan in February 2014[J]. Meteor Mon,40(12):1500-1506(in Chinese).
- 叶晨,王建捷,张文龙,2011.北京2009年“1101”暴雪的形成机制[J].应用气象学报,22(4):398-410. Ye C,Wang J J,Zhang W L,2011. Formation mechanism of the snowstorm over Beijing in early winter of 2009[J]. J Appl Meteor Sci,22(4):398-410(in Chinese).
- 张迎新,侯瑞钦,张守保,2007.回流暴雪过程的诊断分析和数值试验[J].气象,33(9):25-32. Zhang Y X,Hou R Q,Zhang S B,2007. Numerical experiments and diagnosis on a heavy snow of return-flow events[J]. Meteor Mon,33(9):25-32(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).
- 张元春,孙建华,傅慎明,2012.冬季一次引发华北暴雪的低涡涡度分析[J].高原气象,31(2):387-399. Zhang Y C,Sun J H,Fu S M,

2012. Analysis of vorticity during vortex producing snowstorm in North China in winter[J]. *Plateau Meteor*, 31(2):387-399(in Chinese).
- 赵桂香, 2007. 一次回流与倒槽共同作用产生的暴雪天气分析[J]. *气象*, 33(11):41-48. Zhao G X, 2007. Analysis of a snow storm caused by reflux and invert trough[J]. *Meteor Mon*, 33(11):41-48(in Chinese).
- 赵思雄, 孙建华, 陈红, 等, 2002. 北京“12·7”降雪过程的分析研究[J]. *气候与环境研究*, 7(1):7-21. Zhao S X, Sun J H, Chen H, et al, 2002. A study on snowfall in Beijing on 7 December 2001[J]. *Climatic Environ Res*, 7(1):7-21(in Chinese).
- 周雪松, 谈哲敏, 2008. 华北回流暴雪发展机理个例研究[J]. *气象*, 34(1):18-26. Zhou X S, Tan Z M, 2008. Case study on development mechanism of a snowstorm over North China[J]. *Meteor Mon*, 34(1):18-26(in Chinese).
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等, 2000. 天气学原理和方法: 第 3 版[M]. 北京: 气象出版社: 120-122. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al, 2000. *The Principle and Method of Weather*[M]. 3rd ed. Beijing, Science Press: 120-122(in Chinese).
- Braham R R Jr, 1983. The Midwest snow storm of 8-11 December 1977[J]. *Mon Wea Rev*, 111(2):253-272.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al, 2020. The ERA5 global reanalysis[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 146(730):1999-2049.
- Marwitz J D, Toth J, 1993. A case study of heavy snowfall in Oklahoma[J]. *Mon Wea Rev*, 121(3):648-660.
- Sanders F, 1986. Frontogenesis and symmetric stability in a major New England snowstorm[J]. *Mon Wea Rev*, 114(10):1847-1862.

(本文责编:戴洋)