第 44 卷第 1 期
2020 年 1 月

大 气 科 学
Chinese Journal of Atmospheric Sciences

Vol. 44 No. 1
Jan. 2020

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 Lisha, SONG Pan, ZHENG Fei, et al. 2020. Diagnostic Analysis of A Severe Regional Snowstorm Event in the Early Winter of 2016 in Henan Province, China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(1): 13−26. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1909.18170

2016年初冬河南区域暴雪过程诊断分析

冯丽莎[1,4] 宋攀[2] 郑飞[3] 贺哲[4] 孔海江[4]

1 中国人民解放军61741部队，北京 100094
2 中国人民解放军96941部队，北京 102208
3 中国科学院大气物理研究所，北京 100029
4 河南省气象台，郑州 450003

摘 要 针对2016年初冬河南省首场区域强暴雪过程，利用常规观测资料、L波段雷达探空资料和NCEP再分析资料等，从影响系统和物理量诊断方面深入分析其发生发展机制，结果表明：宽广的纬向型环流中不断有短波槽东移，东北冷涡深厚且维持时间较长，是暴雪发生的大尺度环流背景；中高层偏南气流，低层偏北气流的流场配置起至关重要的作用：850～925 hPa东北急流迫使暖湿空气抬升为暴雪发生提供“冷垫”的同时，与500～700 hPa西南急流形成强垂直风切变和深厚的锋生区，加强的斜升运动和锋面次级环流，对暴雪起增幅作用；700 hPa作为关键层，西南暖湿急流输送水汽的同时与冷涡后部冷空气交汇于黄淮地区形成的辐合切变线，是暴雪发生的重要动力抬升机制，其南北摆动形成了河南中西部和东南部两个降雪大值中心；暴雪区随着“冷空气楔”逐步南压时，其上层始终存在湿正压项大于零且湿斜压项小于零的湿位涡绝对值高值中心，有利于对称不稳定能量的释放和暴雪的发生。

关键词 暴雪 “冷空气楔” 锋生 湿位涡 对称不稳定

文章编号 1006-9895(2020)01-0013-14 **中图分类号** P45 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1909.18170

Diagnostic Analysis of A Severe Regional Snowstorm Event in the Early Winter of 2016 in Henan Province, China

FENG Lisha[1,4], SONG Pan[2], ZHENG Fei[3], HE Zhe[4], and KONG Haijiang[4]

1 *Troops* 61741 *of PLA*, *Beijing* 100094
2 *Troops* 96941 *of PLA*, *Beijing* 102208
3 *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
4 *Henan Meteorological Observatory*, *Zhengzhou* 450003

Abstract Based on conventional observations, L-band soundings, and NCEP reanalysis data, the key mechanisms involved in initiating and enhancing the first severe regional snowstorm of the early winter of 2016 in Henan Province, China, were diagnosed. Results showed a large-scale circulation that included a full-latitude shortwave trough and a stable cold vortex to the northeast. Southerly mid- to upper-air and northerly lower-level winds played an important role

收稿日期 2018-06-06；**网络预出版日期** 2019-09-29

作者简介 冯丽莎，女，1988年出生，硕士，工程师，主要从事天气预报技术研究。E-mail: fenglishaa@163.com

通讯作者 宋攀，E-mail: songpannj@163.com

资助项目 中国气象局预报员专项CMAYBY2017-043、CMAYBY2016-042，国家重点研发计划项目2017YFCO212400

Funded by China Meteorological Administration Forecaster Special Project (Grants CMAYBY2017-043, CMAYBY2016-042), National Key Research and Development Program of China (Grant 2017YFCO212400)

in the snowstorm. When an 850–925 hPa northeasterly jet provided a "cold cushion" by forcing warm and humid air upward, it and a 500–700 hPa southwesterly jet formed a strong vertical wind shear and a deep frontogenetic zone. This was conducive to ascension and frontal secondary circulation, which considerably enhanced the snowstorm. The warm and humid southwest 700 hPa jet was a key feature of the storm, transporting beneficial water vapor and convergence with the cold air behind the northeast cold vortex in the Huang–Huai area. This caused considerable dynamic lifting. The north–south migration of the convergent shear at 700 hPa caused two snowfall centers in midwestern and southeastern Henan. The snow zone moved with the southward migration of the "cold air wedge." The atmosphere above the snow zone showed a positive wet barotropic term and a negative wet baroclinic term with large absolute values of both during the entire process. This was conducive to the release of symmetric unstable energy and the development of the snowstorm. The essential and significant conditions of the snowstorm are the upper-air shortwave trough, the mid-air convergent shear, the lower-level "cold cushion" and a frontogenetic zone.

Keywords Snowstorm, "Cold air wedge", Frontogenesis, Moist potential vorticity, Symmetric instability

1 引 言

暴雪是冬半年的主要灾害性天气之一，往往会对交通运输、水利、电力、农业生产和人们的生活造成巨大经济损失。近年来冬季暴雪天气频发，国内外学者在暴雪发生、发展和触发机制以及各尺度天气系统间相互作用等方面做了大量工作（周倩等，2011；冀兰芝等，2014；张元春等，2012；孙建华和黄翠银，2011）。研究表明，西南低空急流、中层辐合线和锋面配合时最易造成暴雪发生（庄晓翠等，2016；李津等，2017）。秦华锋等（2008）对"0703"东北地区大范围暴雪过程的大尺度环流形势进行诊断分析和数值模拟发现，高空冷涡携带冷空气东移南下，同时高原槽与南支槽合并东移引导西南涡北上，使得低涡南侧暖湿气流沿着锋面强烈抬升，是暴雪发生发展的重要机制。李才媛等（2009）通过对湖北省2008年初、2009年两次持续雨雪过程的分析发现，两次过程均存在前期降水明显偏少、气温偏高的特点，而且探空曲线均维持"中暖下冷"层结，850～700 hPa存在明显逆温层。苗爱梅等（2011）对山西一次特大暴雪过程的物理量进行了诊断分析，发现东西两路冷空气共同影响和西南暖湿急流强盛北上配合中-α尺度的暴雪云系影响利于暴雪发生，并且降雪量与散度场、水汽通量散度场、高低层辐散辐合强度、湿层厚薄成正比，散度变率的增加与强降雪峰值的出现有较好对应关系。庄晓翠等（2016b）对新疆西部一次暴雪中尺度特征进行了分析，指出中尺度短波槽前、低空西南急流出口区前侧、地面冷锋前暖区和干线之间的重叠区易产生强降雪。河南省暴雪出现的概率不大，一旦发生量级却较大，致灾严重，对其研究始终是一个难点。顾佳佳等（2015）通过分析2014年一次暴雪过程的环流特征及持续原因认为，冷空气东北路侵入河南地区在低层形成冷垫迫使暖湿气流抬升形成明显的锋生和次级环流，对暴雪的维持和发展起着重要作用。孙仲毅等（2010）分析河南北部一次暴雪过程后认为，700 hPa正涡度平流中心与未来12～24 h强降雪中心较为一致，正涡度平流中心对暴雪的发生有先导指示性意义。吕晓娜（2015）分析了2015年河南首场区域暴雪伴高架雷暴过程，结果表明西南急流发展和湿度层增厚与暴雪的发生对应，且逆温层持续时间长有利于暴雪发生的同时产生雷暴。由于河南特殊的地理位置、复杂的地形条件，暴雪天气发生发展原因仍不十分清楚，统计分析1981～2018年38年河南暴雪情况发现存在明显的地域性，北部和西部明显少于东部和南部，但对于发生在西部的暴雪成因及持续机制仍有待探究，而且目前，河南地区暴雪过程系统全面的分析仍较为缺乏，尤其对暴雪持续时间、发生发展机制等方面的研究存在不足，本文以2016年11月22日河南省罕见特大暴雪天气过程为例，利用常规观测资料、L波段雷达探空资料和NCEP 1°×1°间隔6 h再分析资料综合分析此次过程，以期为此类暴雪的持续时间预报及发生发展机制提供参考。

2 气候特征及暴雪概况

2.1 冬季河南暴雪气候特征

选择河南省121个国家级地面观测站作为降雪量代表站，以前一天20时（北京时，下同）至当

日20时的降雪量为日降雪量标准，如果日降雪量大于或等于10 mm的观测站数量达到10个及以上，称为一次区域暴雪日，即一次暴雪过程。1981～2018年河南共发生33次暴雪，总降雪量呈增加趋势。河南暴雪总量及日数的地域分布呈现东部和南部多、北部和西部少的特点，但北部和西部降雪量存在增加趋势，而东部和南部降雪量则有减少趋势。通过分析近38年河南省暴雪事件发现，暴雪发生时500 hPa一般会出现“两槽一脊型”、“低压带型”、“横槽型”和“低压发展型”环流形势场，700、850 hPa的影响系统一般为切变线。

2.2 暴雪概况

2016年11月21日至23日河南省出现了一次区域性暴雪天气过程，降雪大值区主要位于中西部沿黄河一带和东南部地区，其中中西部暴雪中心降雪量级最大，多地降雪量在30 mm以上，东南部暴雪中心降雪量也在20 mm以上，黄河以南大部分地区出现了10 mm以上的降雪（图1a），主要降雪时段为21日夜间至23日白天，21日20时至22日20时24h降雪量（图1b）达到区域暴雪标准，为1个暴雪日（第1暴雪日；王新敏等，2000），22日20时至23日20时24 h降雪量（图略）仅差一个站点即达到区域暴雪标准，称为1个类暴雪日（第2暴雪日）。分析此次降雪过程特征可知，21日白天河南大部出现小雨天气，20时北部、西北部转雨夹雪或小雪天气，至22日02时，沿黄河及其以北转为小雪，08时东北部降水停止，省内除东南部一带是小雨外，其他地区均转为降雪，之后降雪范围进一步南扩，西部及沿黄河一带降雪强度进一步加强，20时沿黄河及其以南降水均为纯雪，随后降雪范围逐步向南缩小，23日20时降雪过程结束。此外，22日08时51分新县出现18 m s^{-1}的西北大风，13时43分卢氏监测到雷暴。此次降雪过程从河南西北部开始，自西北向东南覆盖全省，造成了中西部和东南部两个降雪大值中心，中西部主要降雪时段为22日白天，持续时间最长，降雪量也最大，其中洛阳、三门峡、郑州、许昌、平顶山等地降雪量大于10 mm，24 h降雪量最大的三个站为汝阳、新郑和新安，分别为35.7 mm、32.1 mm和31.7 mm，对应的积雪深度分别为27 cm、33 cm和28 cm；东南部主要降雪时段为22日夜里至23日白天，其中罗山24 h降雪量达27.3 mm。

本文利用常规观测资料较系统全面的分析此过程的环流形势和影响系统，利用再分析资料进行物理量诊断分析，着重探究导致河南中西部和东南部暴雪的关键物理成因。

3 环流形势与影响系统

高空形势是整个天气过程的大背景条件，在有利的高空环流形势下，配合中低层和地面影响系统，往往会发生较剧烈的天气过程。

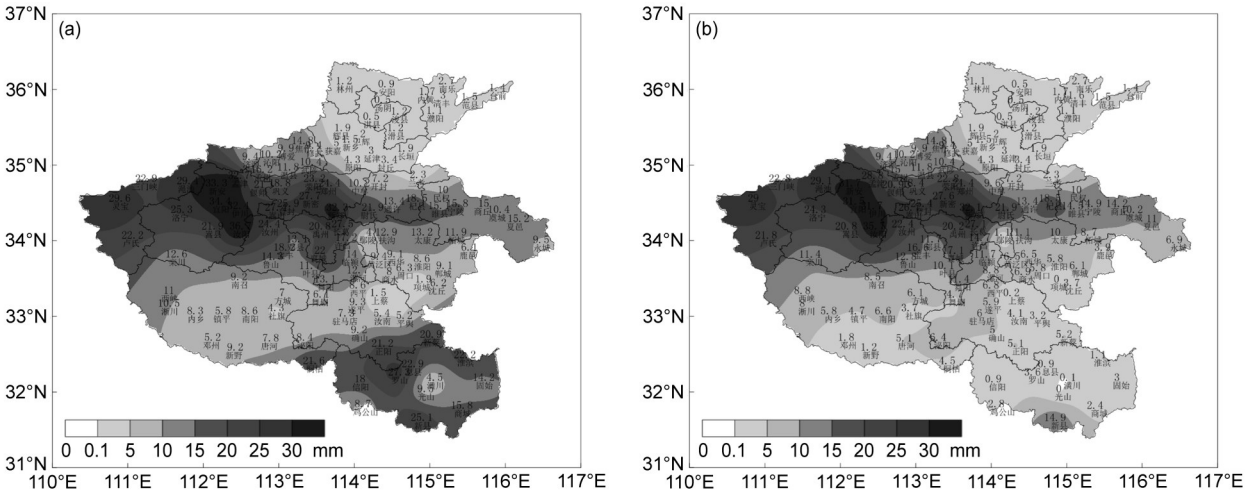

图1 2016年11月（a）21日08时至23日20时和（b）21日20时至22日20时河南省累积降雪量（单位：mm）分布

Fig. 1 Distributions of the accumulated snowfall (units: mm) (a) from 0800 BJT (Beijing time) on November 21, 2016 to 2000 BJT on November 23, 2016 and (b) from 2000 BJT on November 21, 2016 to 2000 BJT on November 22, 2016

3.1 高空形势

整个过程期间，500 hPa欧亚大陆中高纬地区维持“两槽一脊型”环流形势，东北亚地区为深厚冷涡系统，其后部不断有冷空气南下，宽广的纬向型环流中不断有东移短波槽影响河南地区。20日夜间至21日白天，受东移短波槽影响，河南大部分地区出现小雨天气。21日20时（图2a），500 hPa上游又有一低槽移至甘肃到四川北部，河南受槽前西南气流影响，700 hPa低槽位于河北东部至陕西中部一线，河南也处在槽前西南气流中，与此同时东北冷涡发展加强并携带冷空气东移南下，河南北部、西北部开始转雨夹雪或小雪天气。至22日08时（图2b），500 hPa低槽稳定少动，而在700 hPa，河南中西部处在西北风与西南急流的辐合区，此区域大部分地区出现了大到暴雪。到22日20时（图2c），500 hPa低槽移至河南东部，700 hPa冷涡后部冷空气继续南下，切变线南压至江苏中北部至河南中南部，此时河南中西部大部分地区达到暴雪量级。到23日08时，500 hPa高原东侧又有短波槽东移影响河南南部地区，700 hPa切变线略北抬，但仍位于河南南部地区，此时河南东南部部分地区也达暴雪量级。到23日20时，河南均转受西北气流控制，降雪过程结束。另外，从低空急流演变（图2a，b和c）可知，21日20时700 hPa西南急流出口区在湖北南部，河南区域西南气流达到8～10 m s^{-1}，850 hPa东北急流出口区位于河南沿黄河一线，925 hPa超低空东北急流经河北、山东和河南，出口区位于陕西南部，且河南区域东北风达16 m s^{-1}；之后，700 hPa西南急流先加强北抬至河南中部沿黄河一线，后南落至河南东南部地区，与此同时，850、925 hPa东北急流都达到16 m s^{-1}且出口区均在豫西地区，并随700 hPa西南急

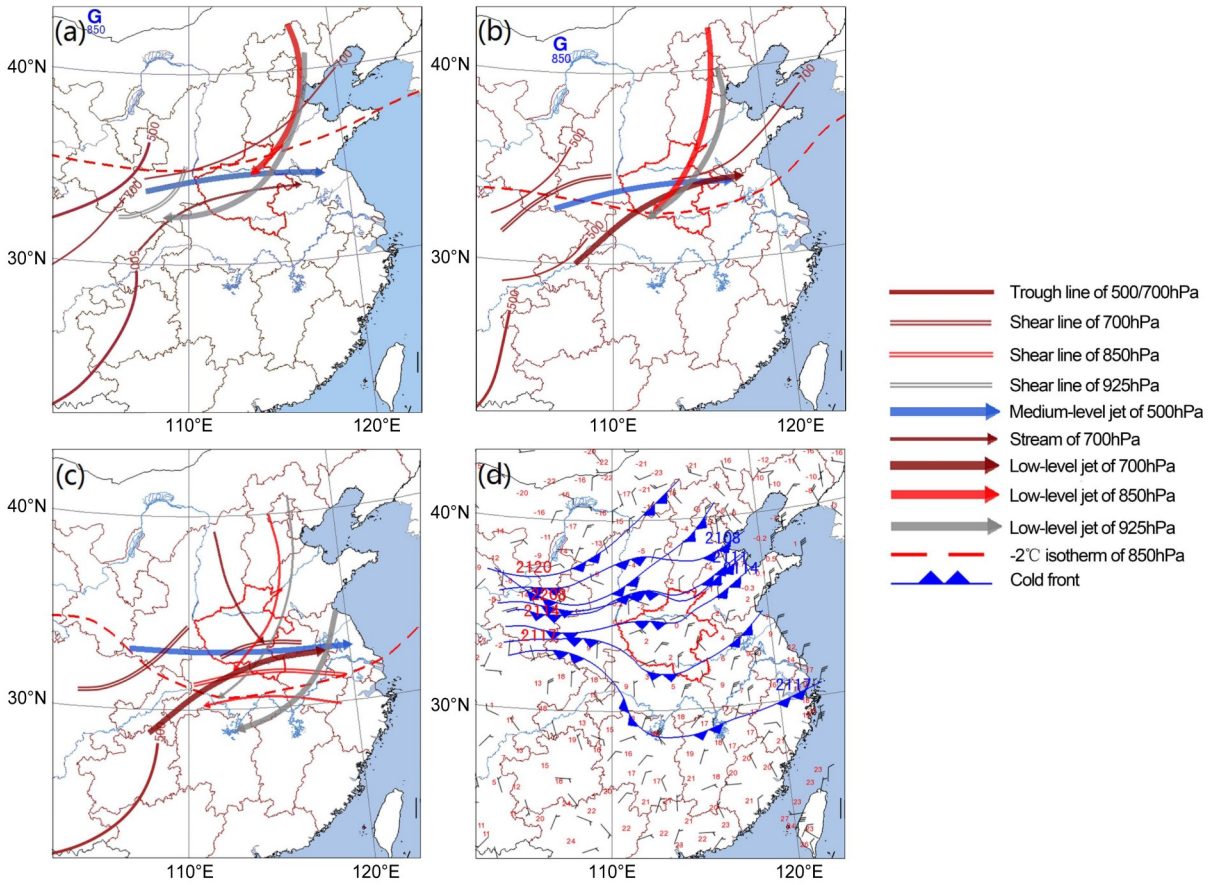

图2 2016年11月（a）21日20时、（b）22日08时、（c）22日20时高空中尺度综合分析图和（d）地面冷锋演变图（蓝色字体标注冷锋，红色字体标注副冷锋）

Fig. 2 Mesoscale comprehensive analysis diagram at (a) 2000 BJT on November 21, 2016, (b) 0800 BJT on November 22, 2016, (c) 2000 BJT on November 22, 2016, and (d) the temporal evolution of the cold front. The blue font represents the cold front and the red font represents the secondary cold front

流的南撤而南压。值得注意的是，此过程雨雪分界线与850 hPa的−2 ℃等温线和东北急流出口区有较好的对应关系。由此可知，高空500 hPa多低槽东移使得河南地区不断处于槽前的正涡度平流区，700 hPa西北风与西南急流形成的辐合切变线自西北向东南影响河南地区，850～925 hPa东北急流出口区逐步南压伴随着700 hPa西南急流出口区的南落，均是此次暴雪发生的有利高空形势和重要影响系统，另外，700 hPa切变线形成于河南中西部后南压至东南部是造成这两个区域形成降雪大值中心的主要原因，而切变线南压后略微北抬又使得中西部累积降雪量增大。

3.2 地面形势

暴雪的发生不仅需要有利的动力和水汽条件，地面冷空气也是其形成的必备条件。地面形势演变显示，整个过程中从蒙古冷高压处不断有冷空气南下影响河南（图2d）。20日夜间已有冷空气沿东路南下影响到河南，并在四川到陕西一带形成倒槽。21日08时至22日20时，有3股冷空气从河套地区南下影响河南，降雪发生在第2股冷空气的冷锋后，地面倒槽也随之南压至云南到四川一带，冷空气的持续影响导致河南地面迅速降温，20～21日，豫北地面最高温度从11～13℃下降到3～5℃，24 h降幅8℃，22日地面最高温度仅−4～−2℃，之后伴随地面较强偏北风，将此强度降温扩展至全省，冷空气导致21日夜间降雨迅速转为降雪，同时为暴雪的发生提供“冷垫”。

3.3 探空资料分析

GFE(L)1型二次测风雷达和GTS1型数字式探空仪是我国近年来气象业务中广泛运用的新一代高空探测系统（L波段探空仪）可垂直探测风向、风速、气温、气压、湿度等气象要素。从郑州站（图3a）和南阳站（图3b）的L波段探空图可以看出，主要降雪时段两个站点上空湿层均较厚，郑州站湿层可延伸至300 hPa，南阳站延伸至500 hPa；郑州站21日20时925 hPa温度已降至−4℃且中低层存在逆温，配合深厚湿区利于降雪发生，随后温度进一步下降，温湿风场均有利于降雪加强，南阳站22日08时也达到降雪温度标准但中低层逆温不显著；南阳站风力总体强度弱于郑州站，过程持续时间也滞后，较好的对应了郑州站降雪量大且开始早的特征。

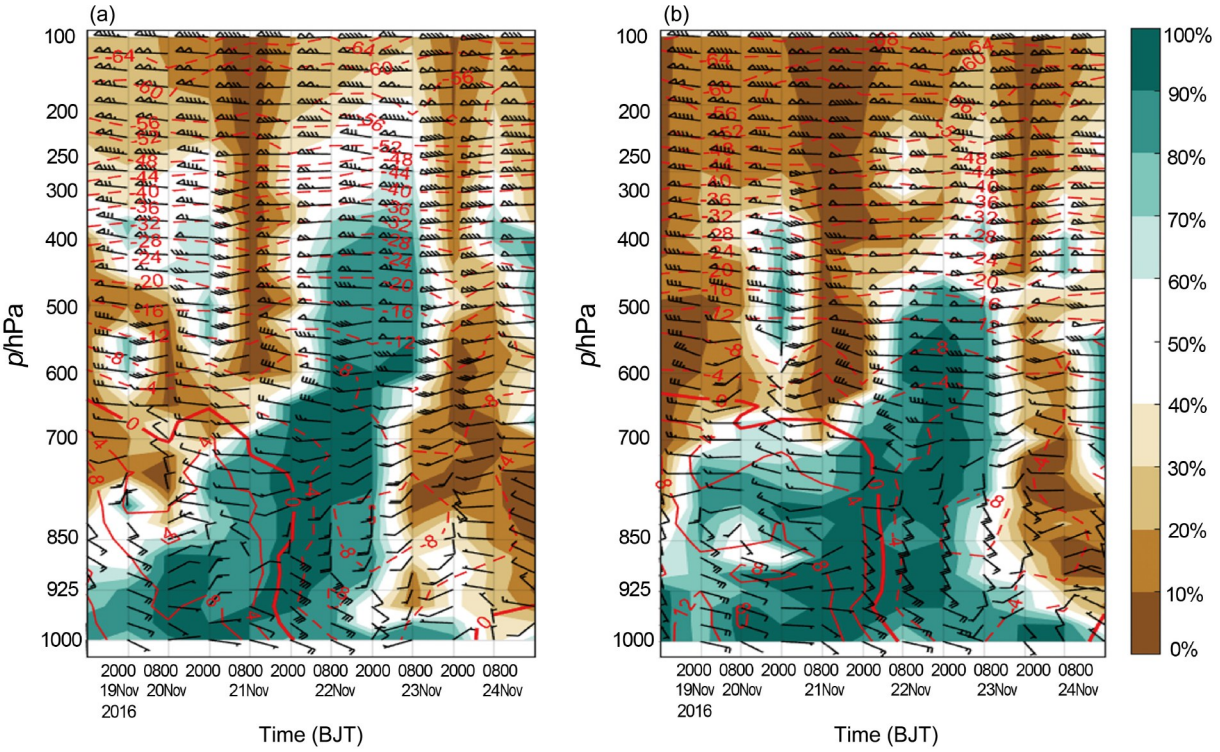

图3 2016年11月19日20时至24日08时（a）郑州站和（b）南阳站L波段探空图。阴影为湿度场，等值线为等温线（单位：℃）

Fig. 3 L-band sounding of (a) Zhengzhou and (b) Nanyang stations from 2000 BJT on November 19, 2016 to 0800 BJT on November 24, 2016 . The shaded area represents the humidity field and the contours indicate the isotherms (units: ℃)

由以上分析可知，500 hPa低槽和700 hPa切变线及深厚东北冷涡是此次河南暴雪天气发生发展的主要影响系统，纬向型环流中多个东移短波槽和维持的南支槽为此次过程提供了有利背景条件。700 hPa作为此过程形成的关键层，加强的西南急流可提供充沛的水汽，东北冷涡后部南下的冷空气与西南暖湿急流在河南中西部形成的切变线及切变线南压后北抬是该区域降雪强度最大的主要原因之一，切变线南压也造成了河南东南部暴雪，从而在河南产生了两个降雪大值中心。另外，850～925 hPa的东北急流携带冷空气南下迫使暖湿空气抬升为此次暴雪的发生提供了动力和“冷垫”条件，并与500～700 hPa的西南急流形成强垂直风切变，加强上升运动，对暴雪起增幅作用。与此同时，蒙古冷高压不断分裂冷空气南下，冷锋和副冷锋共同作用下，地面迅速降温，为暴雪的发生提供了“冷垫”条件。因此，纬向型环流中多短波槽、南支槽活跃、700 hPa切变线南北摆动、中高层偏南气流及低层偏北气流的流场配置和地面冷空气是降雪且持续的主要原因。

4 物理量诊断分析

天气系统发展变化不仅需要定性的分析环流形势和影响系统，还需要定量的诊断物理量，从水汽、动力和热力条件方面详细分析各个物理量的变化有利于系统全面的理解此次暴雪天气过程，并针对性解释降雪大值区集中在河南中西部和东南部的关键物理机制。

4.1 水汽条件

从过程期间水汽通量（图略）和水汽通量散度（图4）分析得知，第1暴雪日（21日20时至22日20时），500、700 hPa水汽通量大值区从西部、北

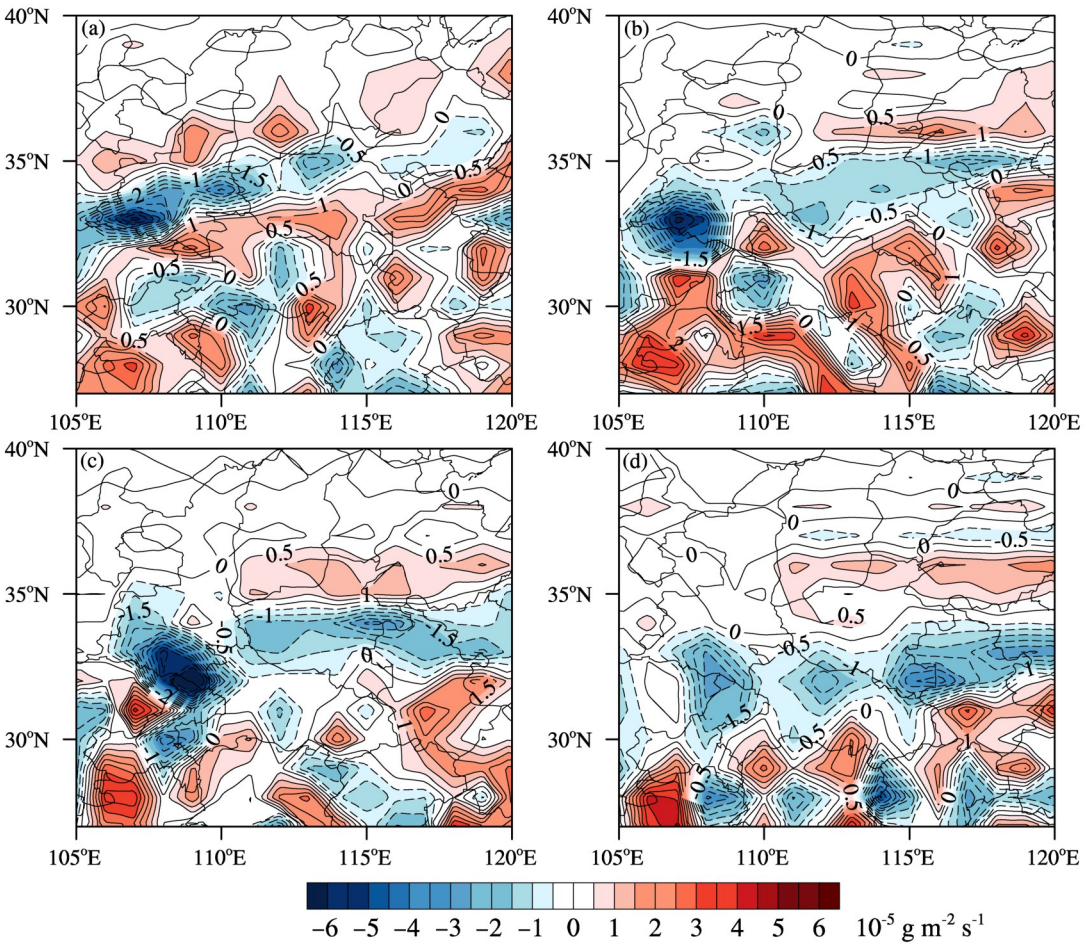

图4 2016年11月22日（a）02时、（b）08时、（c）14时和（d）20时700 hPa水汽通量散度场（单位：10^{-5} g m^{-2} s^{-1}）分布图

Fig. 4 Distributions of the water vapor flux divergence (units: 10^{-5} g m^{-2} s^{-1}) fields at 700 hPa at (a) 0200 BJT, (b) 0800 BJT, (c) 1400 BJT, and (d) 2000 BJT on November 22, 2016

部缓慢东南移，700 hPa河南省西部和沿黄河一带水汽增幅最明显，最大值超过了6 g hPa^{-1} s^{-1} cm^{-1}，850、925 hPa水汽通量大值区略偏东、偏南；700 hPa水汽辐合区先位于西部、北部，水汽通量散度约为-2×10^{-5} g m^{-2} s^{-1}，之后辐合增强且逐步向东南移，同时850 hPa辐合区从北部、东部逐步南压至南部，925 hPa辐合区位于西部、东南部。第2暴雪日（22日20时至23日20时），500、700 hPa水汽通量大值区缓慢移至东南部达5～7 g hPa^{-1} s^{-1} cm^{-1}，850、925 hPa水汽通量大值区仍位于东部、南部，最大值超过6 g hPa^{-1} s^{-1} cm^{-1}，但强度减弱较迅速且减弱时间早于高层；700 hPa辐合区也移至东南部且大小维持在-2×10^{-5} g m^{-2} s^{-1}左右，850、925 hPa整个河南处于辐散区。由此可发现，过程期间500、700 hPa水汽通量大值区与水汽通量辐合区对应较一致：第1暴雪日时对应区位于西部和沿黄河一带，同时此区域500 hPa比湿也从0.5 g kg^{-1}增至2 g kg^{-1}且700 hPa比湿维持在3～4 g kg^{-1}；第2暴雪日时此对应关系自西北部缓慢移至东南部，两层比湿大值区也随之向东南部移动，850、925 hPa水汽通量大值区与辐合区对应关系较差，但整个过程黄河以南水汽条件较充沛，这可能是此次降雪范围广，但暴雪集中在黄河以南，且暴雪区自河南西北部逐渐向东南部移动的原因。

4.2 动力条件

4.2.1 散度和垂直速度

沿河南中西部降雪最大值区中心所在经度（112.5°E）做散度（图5）和垂直速度（图略）的纬度—高度剖面，可以看出，21日（图5a和b），低层（1000～800 hPa）强辐合中心在35°N附近且

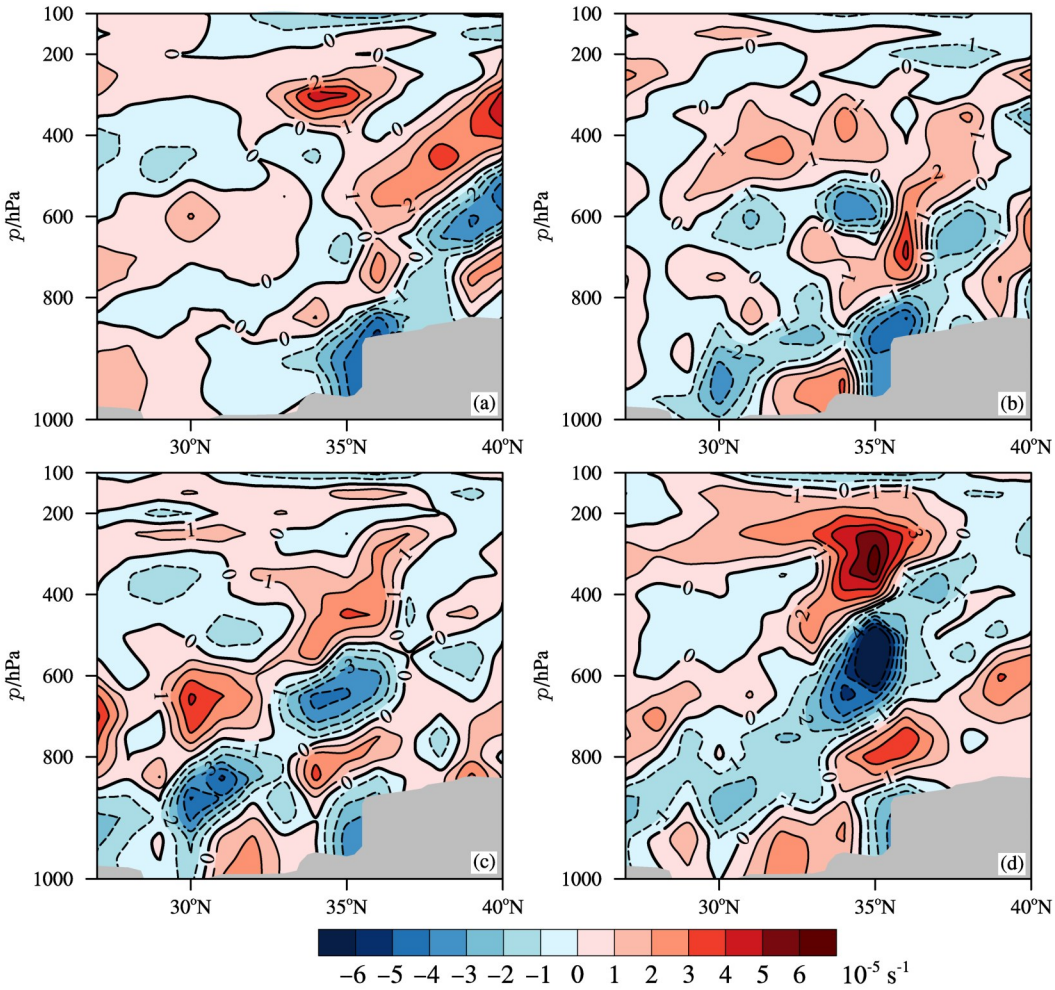

图5 2016年11月（a）21日14时、（b）20时和（c）22日08时、（d）14时沿112.5°E散度（单位：10^{-5} s^{-1}）经向剖面。灰色阴影表示地形

Fig. 5 Meridional cross sections of divergence along 112.5°E (units: 10^{-5} s^{-1}) at (a) 1400 BJT on November 21, (b) 2000 BJT on November 21, (c) 0800 BJT on November 22, (d) 1400 BJT on November 22, 2016. The gray shaded areas indicate the terrain

随高度未发生倾斜，中心值达-5×10^{-5} s^{-1}，中层（800～600 hPa）辐合中心随高度，向高纬度一侧倾斜，高层（600～200 hPa）为强辐散区且有两个强中心。22日（图5c和d），低层35°N附近的强辐合中心维持，中层随高度向低纬度倾斜的辐合中心纬度跨距增大，强度增强，另外08时位于850、600 hPa的两个-3×10^{-5} s^{-1}的辐合中心于14时汇聚在河南西部600 hPa高度成为更强辐合中心，强度达-5×10^{-5} s^{-1}，高层为3×10^{-5}～4×10^{-5} s^{-1}的强辐散区，值得注意的是，800 hPa从高纬楔入的冷空气产生的辐散层使得35°N附近上空呈现辐合—辐散—辐合—辐散交替现象，而700 hPa以上的辐合—辐散更强烈，也使得35°N附近中低层虽然一直维持上升运动却不强，22日14时前后上升运动达到最强，范围也最大，1000～200 hPa之间均为负速度区，且35°N附近低层和中层分别有两个垂直速度负值中心达-1 Pa s^{-1}左右，与两个辐合中心较对应。综上所述，700 hPa西南急流加强输送充沛水汽至河南中西部的同时，冷空气占据低层，将强辐合中心抬升至700 hPa附近，与700 hPa辐合切变线耦合，形成强烈的上升运动，使得中西部降雪增强成为暴雪量级。因此700 hPa附近强烈的上升运动是暴雪形成的有利动力条件，而700 hPa切变线南压后北抬是导致中西部暴雪持续的原因，也是重要的抬升触发机制之一。

4.2.2 锋生区与次级环流

除了700 hPa辐合切变线以外，锋生过程导致的热力直接环流的上升支也可能是抬升触发机制（Schultz and Schumacher, 1999）之一，锋面强迫与暴雪的形成和加强密切相关，冷暖空气交汇对峙有利于锋生，锋生也是引发次级环流的一个重要因素，而锋生函数能较好地反映锋生锋消和锋面强度变化（Chen et al.，1999；Yang et al.，2015；Mcwilliams et al.，2015）。锋生函数（F）可表达为

$$F=\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}|\nabla\theta|=F_1+F_2+F_3,$$

其中，

$$F_1=-\frac{1}{|\nabla\theta|}\left[\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)^2\frac{\partial u}{\partial x}+\left(\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)^2\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial\theta}{\partial y}\left(\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y}\right)\right],$$

$$F_2=-\frac{1}{|\nabla\theta|}\left(\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial\omega}{\partial x}+\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial\omega}{\partial y}\right)\frac{\partial\theta}{\partial p},$$

$$F_3=\frac{1}{|\nabla\theta|}\left[\frac{\partial\theta}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)+\frac{\partial\theta}{\partial y}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{d\theta}{dt}\right)\right],$$

式中，u、v和ω分别是沿x、y和p坐标轴的速度分量，θ为位温，F_1（水平变形项）表示空气水平运动对锋生的作用，F_2（垂直项）表示垂直运动对锋生的影响，F_3（非绝热加热项）表示非绝热加热对锋生的作用。取x轴与等位温线平行，y轴与位温梯度方向重合，则$\partial\theta/\partial x=0, \partial\theta/\partial y>0$，从而$|\nabla\theta|=\partial\theta/\partial y>0$，因此$F_1=-(\partial\theta/\partial y)\cdot(\partial v/\partial y)$，$F_2=-(\partial\omega/\partial y)\cdot(\partial\theta/\partial p)$，$F_3=\partial(\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}t)/\partial y$。当$F>0$时为锋生，$F<0$时则为锋消。由丁一汇（2005）可知，在大尺度天气过程中，F_1对锋生函数起主要作用；而在中尺度天气系统中，F_1和F_2对锋生起着同样重要的作用；但由于F_3仍与位温对时间的倒数有关，计算有偏差，且在降水过程中量级相对较小，故本文主要考虑F_1水平变形项与F_2垂直项的和（F）。

由21日08时700 hPa锋生函数分布图（图略）可知，河南地区除西南部、东部部分地区外均出现明显锋生，且随着时间推移，西部、北部均持续在锋生作用中。整个过程中，F最大正值区始终在中西部，这与暴雪区位置相吻合，强锋生区中心强度最大时达$40\sim60\times10^{-10}$ K m^{-1} s^{-1}。21日20时925 hPa（图6a）河南西部和东南部均有超过40×10^{-10} K m^{-1} s^{-1}的强锋生带，从F沿114.5°E垂直剖面上（图6c）可以明显看出东南部的锋生区，同时也较好的对应了东南部暴雪大值区位置，另外36°N附近950～600 hPa高度上也存在强锋生区，且锋生中心强度超过80×10^{-10} K m^{-1} s^{-1}，此强锋生区的形成是由于1000～800 hPa偏北气流携带干冷空气过燕山山脉后在华北平原形成“冷垫”，迫使暖湿气流沿“冷垫”抬升，同时不断有干冷空气楔入中低层暖湿气流内，形成次级环流，导致上升运动增强，次级环流上升支与从高层扩散下沉的冷空气在36°N附近上空交汇，导致锋生，河南北中部降雪随之加强。22日14时（图6b和d），西北路冷空气加强随副冷锋南下，河南西部、北部在700 hPa层上形成强锋生带（图6b），中心强度达$60\sim100\times10^{-10}$ K m^{-1} s^{-1}，此时锋区北侧的次级环流更强（图6d），次级环流上升支与西南暖湿急流交汇辐合是锋生的

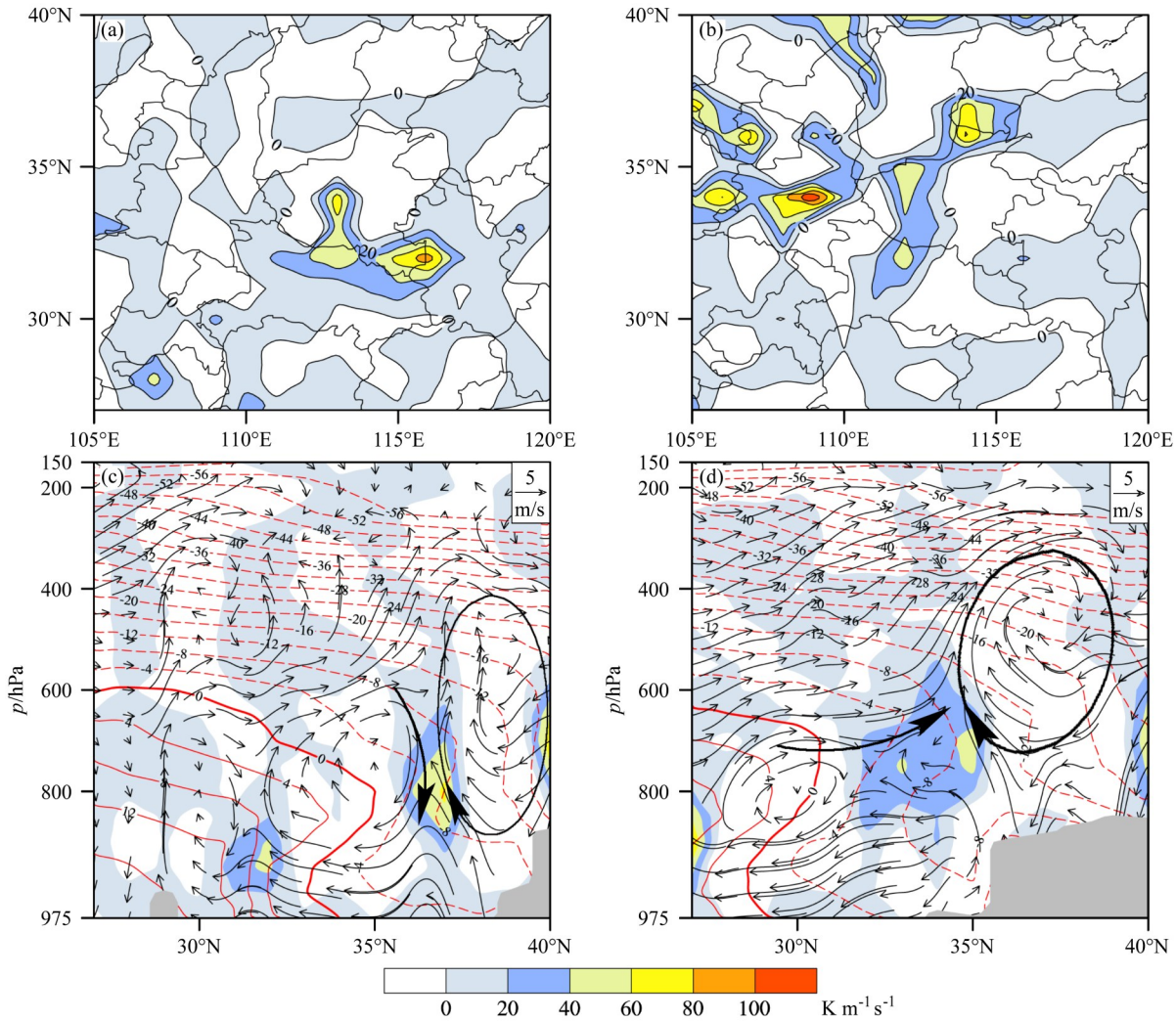

图6　2016年11月21日20时（a）925 hP锋生函数F（单位：K m^{-1} s^{-1}，下同）分布和（c）沿114.5°E等温线（等值线，单位：℃）、流线与F（阴影）的经向剖面图以及22日14时（b）700 hPa F和（d）沿112.5°E等温线、流线与F的经向剖面图。灰色阴影表示地形，黑色粗箭头为经向环流方向，黑色圆圈为次级环流

Fig. 6　Frontogenesis function F (units: K m^{-1} s^{-1}) fields at (a) 925 hPa and (b) 700 hPa, isotherms (contours, units: °C), streamlines, and F along (c) 114.5°E and (d) 112.5°E at 2000 BJT (left column) and 1400 BJT (right column) on November 22, 2016. The gray shaded areas indicate the terrain, thick black arrows represent the directions of meridional circulations, and the black circle denotes the secondary circulation

主要原因，锋生作用及相应的锋面垂直环流使得河南中西部暴雪增强，另外，过秦岭余脉的冷空气进一步南压，在河南中南部形成“冷垫”，抬升暖湿气团有利于河南东南部暴雪发生。由此可知，此次暴雪过程的河南中西部、东南部暴雪区分别对应700、925 hPa强锋生区位置；锋面次级环流上升支先与高层扩散下沉冷空气交汇锋生，后与西南暖湿气流辐合锋生也较好的对应了高空低槽的东移过程；中低层暖湿气流与次级环流上升支辐合锋生的同时加强上升支，使得次级环流自河南北部向西部移动的过程中增强；在锋生作用和增强的次级环流共同影响下，中西部降雪强度最大，持续时间也较长。锋生和次级环流的共同作用有利于暴雪增幅，是暴雪增强和维持的重要原因，锋面次级环流也是河南中西部暴雪的重要抬升触发机制之一。

4.3　热力和不稳定条件

降雪的产生除了需要具备以上分析的降水条件，温度也是必备条件，两者缺一不可，另外700 hPa附近强烈的上升运动，只有在不稳定能量释放配合时才能形成，因此需要分析温度场和不稳定能量的产生和释放问题。

4.3.1 温度场

对流层低层温度对降水相态起着至关重要的作用，本节重点分析1000 hPa至地面2 m温度在过程中的变化情况。从温度沿112.5°E垂直剖面图（图略）可以看出，整个降雪过程中，河南上空900～600 hPa之间存在逆温层，且950～800 hPa之间存在−5℃冷中心。21日夜间，逆温强度较弱，1000 hPa温度仍在0℃以上，地面2 m温度在0℃以下；22日，随着低层冷空气自北向南持续入侵和中层西南暖湿急流不断加强，逆温强度明显增强且逆温北界从36°N逐步南压至34°N附近，1000 hPa温度降至−2℃以下，地面2 m温度在−4℃以下；23日，逆温北界南压至33°N以南且强度减弱，但1000 hPa及2m温度均稳定维持在0℃以下。结合沿34.5°N和32.5°N的温度垂直剖面（图略）可知，西北部先于东南部出现逆温，低层冷空气自西北向东南影响河南地区，这与天气形势分析中西南急流发展和西北路南下冷空气的实况特征相符，高层暖低层冷的逆温层和950～800 hPa的冷中心层有利于雨滴下落过程中温度迅速降低冻结，配合近地层0℃以下的温度成为降雪。

4.3.2 假相当位温和湿位涡

假相当位温（θ_{se}）和湿位涡（ζ_{MPV}）均为守恒量，θ_{se}能综合反映大气层的温湿特性，一般用它来分析大气的热力性质，而ζ_{MPV}能表征大气对称不稳定特征（王建中和丁一汇，1996），近年来在暴雪研究中应用较广（马新荣等，2008；艾丽华等，2008）。

第1暴雪日时，河南地区925 hPa维持16 m s^{-1}的超低空东北急流，随着携带冷空气的侵入，河南自北向南θ_{se}迅速减小，西部从25℃降至5℃，24 h减小了20℃，此东北急流抑制了700 hPa西南暖湿急流携带水汽和能量的向北输送，促使水汽和能量在“冷空气楔”顶部向垂直方向输送和扩散。沿112.5°E垂直剖面图（图7）可以看出，21日20时，800 hPa以下θ_{se}等值线呈现出垂直略北倾的型态，800 hPa以上在30°～40°N之间θ_{se}陡峭密集随高度明显北倾，且随着时间推移至过程结束，950 hPa以下逐渐被冷空气占据成为低θ_{se}带，950 hPa以上维持θ_{se}陡峭密集随高度明显北倾的型态，这表明，700 hPa低空急流向北输送暖湿气流叠加在低层冷空气之上，“冷空气楔”稳步南楔使得暖湿气流长时间爬升，是此次区域暴雪产生并持续的重要热力条件。

湿位涡由涡度矢垂直分量（ζ_{MPV1}）和涡度矢水平分量（ζ_{MPV2}）组成，前者是湿正压项，主要表征大尺度水平方向的惯性稳定性和对流稳定性；后者是湿斜压项，主要包含湿斜压性和水平风垂直切变的贡献。当$\zeta_{MPV1}>0$时，大气处于对流（或惯性）稳定状态，反之不稳定；当$\zeta_{MPV2}<0$时，大气处于对称不稳定状态，反之稳定；当$\zeta_{MPV1}>0$且$\zeta_{MPV2}<0$时，表示大尺度上大气处于层结对流稳定状态，但在中尺度上发展出斜升气流，存在对称不稳定能量，有利于气旋性涡度发展和暴雪的发生。从图8a和b可以看出，21日20时700 hPa河南北部开始

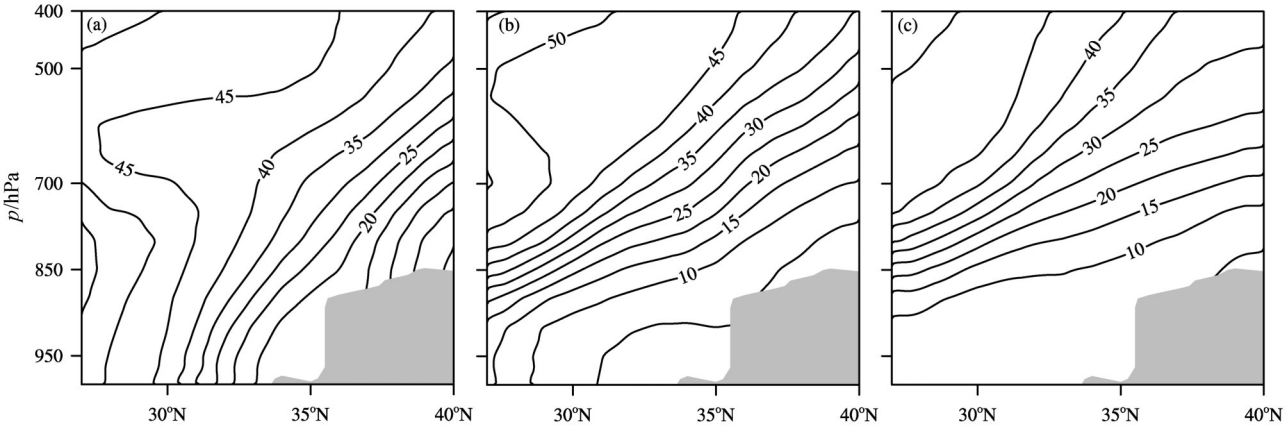

图7 2016年11月（a）21日20时、（b）22日20时和（c）23日20时沿112.5°E假相当位温（θ_{se}，单位：℃）经向剖面。灰色阴影表示地形

Fig. 7 Meridional cross sections of pseudoequivalent potential temperature (θ_{se}, units: °C) at 2000 BJT along 112.5°E on (a) November 21, (b) November 22, and (c) November 23, 2016. The gray shaded areas indicate the terrain

出现$\zeta_{MPV1}>0$且$\zeta_{MPV2}<0$的配置，22日20时，这种配置更加明显且扩展到整个河南地区，在黄淮之间出现了ζ_{MPV1}为1.4 PVU（1 PVU＝10^{-6} m^2 K kg^{-1} s^{-1}）、ζ_{MPV2}为−0.6 PVU的高绝对值区，此时从地面实况可以看到相应区域出现了强降雪。从整个过程的演变图（图略）上可以看出，在700 hPa上$\zeta_{MPV1}>0$且$\zeta_{MPV2}<0$的配置自西北向东南影响河南地区，与中层冷空气影响河南的路径一致。850 hPa（图8c和d）ζ_{MPV1}和ζ_{MPV2}也是同样配置，但从东北向西南影响河南地区，这也与低层冷空气随东北急流影

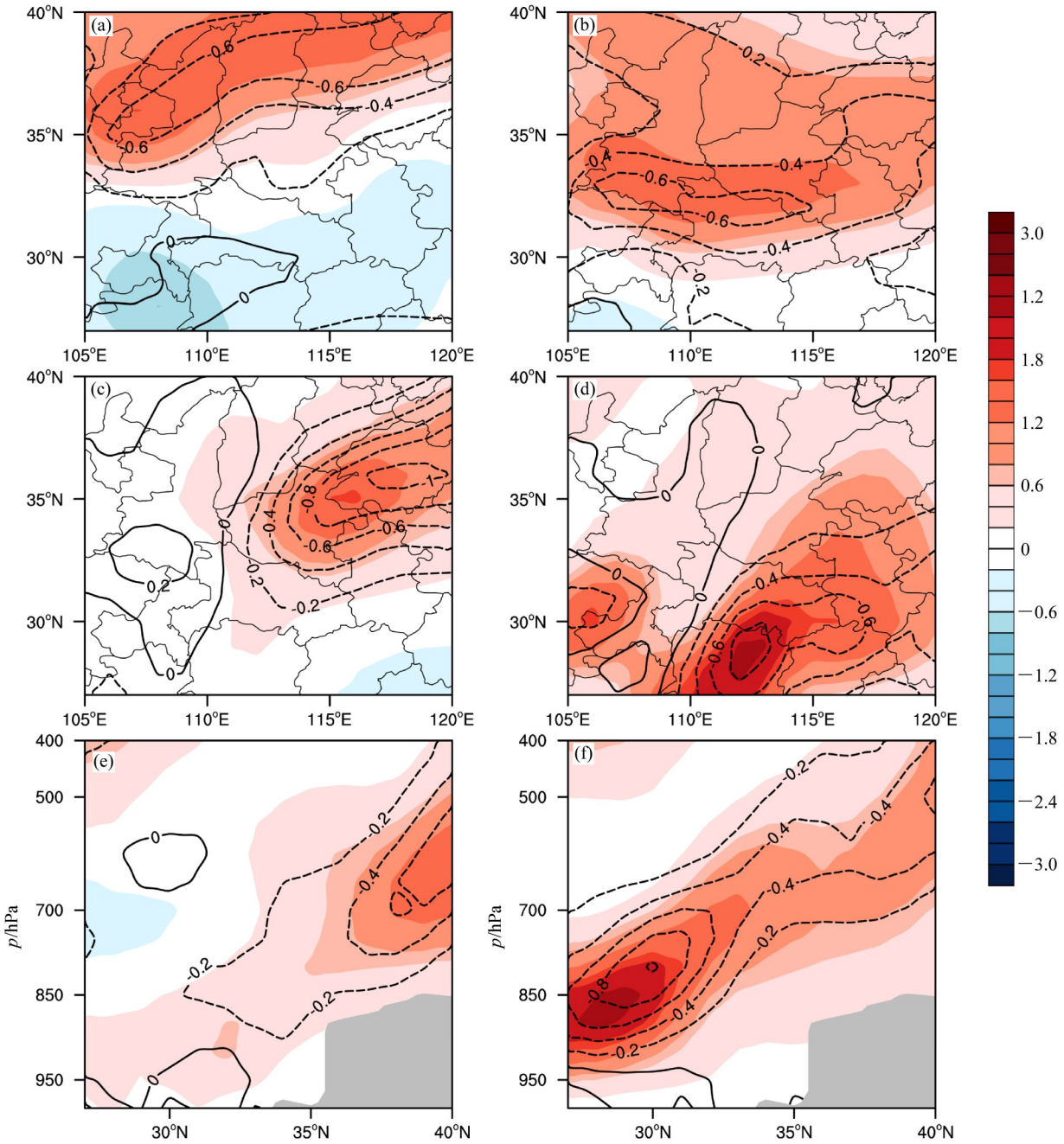

图8　2016年11月21日20时（a）700 hPa、（c）850 hPa湿位涡（单位：PVU，1 PVU＝10^{-6} m^2 K kg^{-1} s^{-1}）分量叠加场和（e）沿112.5°E湿位涡叠加场经向剖面，以及22日20时（b）700 hPa、（d）850 hPa湿位涡分量叠加场和（f）沿112.5°E湿位涡叠加场经向剖面。阴影为湿正压项（ζ_{MPV1}），等值线为湿斜压项（ζ_{MPV2}），灰色阴影表示地形

Fig. 8　Moist potential vorticity component (units: PVU, 1 PVU＝10^{-6} m^2 K kg^{-1} s^{-1}) field at (a) 700 hPa and (c) 850 hPa, and (e) meridional cross section along 112.5°E at 2000 BJT on November 21, 2016. Same as (b), (d), and (f), but for 2000 BJT on November 22, 2016. The shaded areas represent the moist barotropic term, the contours indicate the moist baroclinic term, and the gray shaded areas indicate the terrain

响河南相一致。从沿112.5°E垂直剖面（图8e和8f）看，强降雪区上空均出现了$\zeta_{MPV1}>0$，$\zeta_{MPV2}<0$，且高绝对值的配置，同时有自北向南移动的特征。整个区域中，湿正压项ζ_{MPV1}基本为正值，且存在高层ζ_{MPV1}高值带下传的现象，表征了高层冷空气的扩散下沉。因此，此次暴雪发生时大气在大尺度上处于对流稳定而中尺度上处于对称不稳定的状态，在对称不稳定条件下，中低层暖湿急流沿“冷空气楔”顶部爬升的过程中，形成强垂直风切变，发展出斜升气流增强斜压不稳定性，斜压不稳定的增强又会加强垂直风切变，从而利于中尺度对称不稳定能量的存储，700 hPa辐合切变线和锋面次级环流触发不稳定能量释放，对暴雪起增幅作用。

另外，在河南西部山区，下垫面温度更低，当中层暖湿急流叠加在低层“冷空气楔”之上形成逆温层时，来自地面的气块很难穿过逆温层而获得浮力，逆温层之上的气块在700 hPa辐合切变线和锋面次级环流触发下绝热上升获得浮力有利于高架雷暴发生，而在22日13时43分河南西部的卢氏确实监测到雷暴天气。

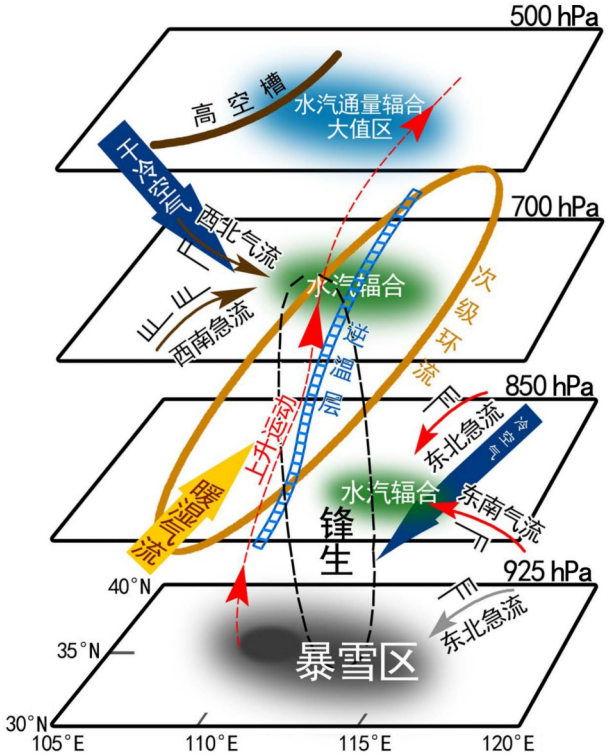

图9 2016年11月21～23日河南区域暴雪过程三维空间结构概念图

Fig. 9 Concept map of the three-dimensional structures of the snowstorm event in Henan from November 21, 2016 to November 23, 2016

5 总结与讨论

本文利用常规观测资料分析过程的环流形势和影响系统，再利用再分析资料进行物理量诊断分析，最后给出暴雪发生发展的三维空间结构概念图（图9），不仅系统全面的描述了此过程，还着重探究了导致河南中西部和东南部降雪大值中心的关键物理成因，并得到重要结论。总体来看，两槽一脊型欧亚环流形势和东北亚地区维持时间较长的深厚冷涡系统是此次区域暴雪过程的环流背景，500 hPa低槽、700 hPa辐合切变线和中低空急流为主要影响系统。整个过程期间，中国地区上空宽广的纬向型环流中不断有东移短波槽影响河南地区，南支槽稳定存在，使得西南暖湿急流水汽输送较强盛，同时锋面次级环流加强上升运动，在对流稳定条件下有对称不稳定能量的释放，地面上蒙古冷高压稳定维持并不断扩散冷空气南下，使得此次过程持续并达到暴雪量级。

（1）相较于其它一般降雪过程，本次暴雪过程关键层为700 hPa，西南暖湿急流、辐合切变线、锋生和对称不稳定能量配合较好：西南暖湿急流输送水汽，长时间维持的辐合切变线及锋面次级环流为动力条件，对称不稳定能量积蓄和释放为不稳定条件，再配合高空低槽和低空深厚的“冷垫”环境，形成了这次降雪强度大，持续时间久的区域暴雪过程。

（2）水汽较充沛，水汽通量大值区和水汽通量辐合区及其移动方向与暴雪区对应关系较好，水汽通量辐合加强与达到暴雪日的时段也有较好的对应。

（3）低层冷空气自北向南楔入，迫使暖湿空气和中层西南暖湿急流沿“冷空气楔”顶持续爬升，加强垂直风切变的同时将辐合中心抬升至700 hPa附近，与700 hPa辐合切变线耦合，使上升运动增强，也形成深厚的锋面结构和锋面次级环流，次级环流上升支与高层扩散冷空气和西南急流交汇锋生，同时西南暖湿急流又会加强次级环流上升支，锋生和次级环流的正反馈作用，对暴雪增幅明显。

（4）此过程发生时大气处于对流稳定状态，但

存在对称不稳定能量的释放，强暴雪区主要发生在$\zeta_{MPV1}>0$、$\zeta_{MPV2}<0$且两者绝对值的高值中心下方，暴雪区域随着冷空气自北向南的楔入和$\zeta_{MPV1}>0$且$\zeta_{MPV2}<0$配置区的南压而向南移。暖湿气流沿“冷空气楔”倾斜上升形成的强垂直风切变会增强斜压不稳定性，由此产生的中尺度对称不稳定是此次暴雪产生发展的重要物理机制。

（5）由暴雪发生发展的三维空间结构概念图（图9）可知：500～700 hPa多短波槽东移，槽前上升运动剧烈且水汽通量辐合明显，为暴雪提供了有利的环境背景场；暴雪落区北侧，700 hPa低涡后部和850～925 hPa上分别有西北和东北两股冷空气侵入，形成自北向南的深厚冷舌，地面西北路冷空气随冷锋南下为暴雪的发生提供“冷垫”条件；暴雪落区南侧，700 hPa存在强劲的西南暖湿急流，源源不断的为暴雪区输送水汽，干冷空气与暖湿急流在暴雪区交汇形成明显辐合切变线，为暴雪发生提供有利的动力条件；500～700 hPa西南急流与850～925 hPa东北急流形成的流场配置，有利于斜升气流发展，触发对称不稳定能量的释放，是此次暴雪发生发展的重要动力和不稳定条件；冷暖空气交汇区形成明显的锋生和次级环流，锋生和次级环流的正反馈对暴雪增幅作用明显。

参考文献（References）

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 Lihua, Jing Xi, Wang Shuyun, et al. 2008. The application of wet potential vorticity diagnosing to forecast of blizzard in northeast of Qinghai−Tibet Plateau [J]. Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese), 28 (Supplement): 92−96. doi: 10.3969/j.issn.1009-0827.2008.z1.017

丁一汇. 2005. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 117−123. Ding Yihui. 2005. Advanced Synoptic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 117−123.

顾佳佳, 武威. 2015. 2014年2月4−7日河南暴雪过程的环流特征及其持续原因[J]. 暴雨灾害, 34(2): 117−125. Gu Jiajia, Wu Wei. 2015. The circulation features and sustaining mechanism of a snowstorm event occurred in Henan from February 4 to 7 in 2014 [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 34(2): 117−125.

Chen GeorgeT J, Lin K C. 1999. A diagnostic case study of a winter low-level front over southern China [J]. Mon. Wea. Rev., 127(6): 1096−1107. doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<1096: adcsoa>2.0.co;2.

冀兰芝, 全志伟, 宋琳琳, 等. 2014. 甘肃东部一次暴雪过程的诊断分析和数值模拟[J]. 干旱气象, 32(5): 845−850. Ji Lanzhi, Quan Zhiwei, Song Linlin, et al. 2014. Numerical simulation and analysis of a snowstorm event in east Gansu Province [J]. J. Arid Meteor. (in Chinese), 32(5): 845−850. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2014)-05-0845

李才媛, 王海燕, 郭英莲, 等. 2009. 2009年初湖北省持续雨雪过程分析 [J]. 暴雨灾害, 28(4): 328−332 , 356. Li Caiyuan, Wang Haiyan, Guo Yinglian, et al. 2009. The analysis of continuous freezing-rain and snow weather in Hubei at early 2009 [J]. Torrential Rain Disasters (in Chinese), 28(4): 328−332, 356. doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2009.04.007

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 Jin, Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2017. Analysis of a record heavy snowfall event in North China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22(6): 683−698. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16121

吕晓娜. 2015.2015年河南首场区域暴雪伴高架雷暴过程分析[J]. 气象研究与应用, 36(4): 45−52. Lü Xiaona . 2015. Analysis of the first blizzard with elevated thunderstorms of Henan in 2015 [J]. J. Meteor. Res. Appl. (in Chinese), 36(4): 45−52. doi: 10.3969/j. issn. 1673-8411.2015.04.008

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 Xinrong, Ren Yulong, Ding Zhiying. 2008. Analysis of moist potential vorticity for a snowstorm process in the northeast side of Qinghai−Xizang Plateau [J]. J. Arid Meteor. (in Chinese), 26(1): 57−63. doi: 10.3969/j. issn. 1006-7639.2008.01.011

McWilliams J C, Gula J, Molemaker M J, et al. 2015. Filament frontogenesis by boundary layer turbulence[J]. J. Phys. Oceanogr., 45 (8): 1988−2005. doi:10.1175/jpo-d-14-0211.1

苗爱梅, 贾利冬, 李智才, 等. 2011. “091111”山西特大暴雪过程的流型配置及物理量诊断分析 [J]. 高原气象, 30(4): 969−981. Miao Aimei, Jia Lidong, Li Zhicai, et al. 2011. Flow pattern configuration and physical quantity diagnostic analysis of heavy snowstorm process in Shanxi on 11 November 2009 [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30(4): 969−981.

秦华锋, 金荣花. 2008. “0703” 东北暴雪成因的数值模拟研究 [J]. 气象, 34(4): 30−38. Qin Huafeng, Jin Ronghua. 2008. Numerical simulation study of the cause of snowstorm process in Northeast of China on March 3−5 of 2007 [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 34(4): 30−38.

孙建华, 黄翠银. 2011. 山东半岛一次暴雪过程的海岸锋三维结构特征 [J]. 大气科学, 35(1): 1−15. Sun Jianhua, Huang Cuiyin. 2011. The three-dimensional structure of coastal front producing heavy snow over the Shandong Peninsula [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(1): 1−15. doi: 10.3878/j.issn. 1006-9895.2011.01.01

孙仲毅, 王军, 靳冰凌, 等. 2010. 河南省北部一次暴雪天气过程诊断分析[J]. 高原气象, 29(5): 1338−1344. Sun Zhongyi, Wang Jun, Jin Bingling, et al. 2010. Diagnostic analysis on a snowstorm weather process in north of Henan Province [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 29(5): 1338−1344.

Schultz D M, Schumacher P N. The use and misuse of conditional

symmetric instability[J]. Monthly Weather Review, 1999, 127(12): 2709–2732. doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2709:TUAMOC>2.0.CO;2

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 Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical wind shear and down-sliding slantwise vorticity development [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 21(3): 273–282. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1997.03.03

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 Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 53(4): 387–405. doi: 10.11676/qxxb1995.045

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 Jianzhong, Ding Yihui. 1995. Research of moist symmetric instability in a strong snowfall in North China [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 53(4): 451–460. doi: 10.11676/qxxb1995.051

王新敏, 布亚林, 李平, 等. 2000. 河南省暴雪天气特征及预报模型[J]. 河南气象, 23(4): 1–2. Wang Xinmin, Bu Yalin, Li Ping, et al. 2000. Weather feature and forecast model of snowstorm in Henan Province[J]. Meteor. J. Henan (in Chinese), 23(4): 1–2. doi:10.16765/j.cnki.1673-7148.2000.04.001

Yang S, Gao S T, Lu C G. 2015. Investigation of the Mei-yu front using a new deformation frontogenesis function [J]. Adv. Atmos. Sci., 32(5): 635-647. doi:10.1007/s00376-014-4147-7

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 Yuanchun, Sun Jianhua, Fu Shenming. 2012. Analysis of vorticity during vortex producing snowstorm in North China in winter [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 31(2): 387–399.

周倩, 程一帆, 周甘霖, 等. 2011.2008年10月青藏高原东部一次区域暴雪过程及气候背景分析[J]. 高原气象, 30(1): 22–29. Zhou Qian, Cheng Yifan, Zhou Ganlin, et al. 2011. A regional snowstorm process in the eastern Tibetan Plateau in October 2008 and climatic background analysis [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 30(1): 22–29.

庄晓翠, 李博渊, 陈春艳. 2016. 新疆北部一次暖区与冷锋暴雪并存的天气过程分析[J]. 气候与环境研究, 21(1): 17–28. Zhuang Xiaocui, Li Boyuan, Chen Chunyan. 2016. Analysis of a snowstorm weather process in a coexisting warm area and cold front in northern Xinjiang [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21(1): 17–28. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15024

庄晓翠, 覃家秀, 李博渊. 2016.2014年新疆西部一次暴雪天气的中尺度特征[J]. 干旱气象, 34(2): 326–334. Zhuang Xiaocui, Qin Jiaxiu, Li Boyuan. 2016. Mesoscale characteristics of a snowstorm in western Xinjiang in 2014 [J]. J. Arid Meteor. (in Chinese), 34(2): 326–334. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-02-0326