

胡燕平,单铁良,武威. 河南省两次不同季节暴雪过程的对比分析[J]. 陕西气象,2019(3):18-24.

文章编号:1006-4354(2019)03-0018-07

河南省两次不同季节暴雪过程的对比分析

胡燕平,单铁良,武威

(漯河市气象局,河南漯河 462300)

摘要:利用常规气象观测资料和 NCEP 再分析资料对 2016 年秋末(11 月 22—23 日)和冬末(2017 年 2 月 21—22 日)河南省两次区域性暴雪过程进行了对比分析。结果表明:(1)两次暴雪过程均出现在中高空西南或偏南气流、地面及近地层东北或偏北气流的有利形势下,是河南省典型的暴雪形势。(2)前者冷空气强,冷垫深厚,副冷锋对降雪为加强起到主要作用;后者冷空气较弱,冷垫浅薄,西路冷空气的补充为降雪的形成与加强起到重要作用。(3)持续的锋生使降雪增大,前者锋生和动力作用比后者更强,水汽输送和水汽辐合集中在中上层,后者集中在中低层,水汽条件更充沛。(4)两次暴雪过程均产生在低层冷平流和中高层暖平流相叠置的区域,均为条件性对称不稳定,后者的条件性对称不稳定较前者更显著。(5)前者整层气温均在 0℃以下,降水相态为纯雪;后者中层出现暖层,有一个雨转雪的过程,影响了积雪深度。

关键词:暴雪;条件性对称不稳定;锋生函数

中图分类号:P458

文献标识码:A

暴雪是我国北方冬季常见的灾害性天气之一。2008 年 1 月全国性的雨雪冰冻天气以及 2009 年 11 月的特大暴雪过程,影响范围广,致灾严重,广大气象工作者对其进行了深入的分析研究^[1-5]。另外,王宏等^[6]应用湿位涡理论,诊断发现降雪过程的 MPV1 基本为正值,MPV2 为负值。杨晓亮等^[7]对一次暴雨与特大暴雪并存的华北强降水过程进行了分析,表明暴雨区、暴雪区分别为对流不稳定、条件性对称不稳定大气层结,而锋生作用更有利于暴雪产生;雪花形成和增长的环境条件与雪花下降过程是否融化在判断降水相态方面同等重要。李兆慧等^[8]分析了锋生函数和急流-锋面次级环流的关系。张萍萍等^[9]对比分析了 2013 年湖北省两次暴雪过程,指出了干、湿雪过程的水汽、不稳定、动力及层结方面的差异。

河南省位于我国中纬度内陆,属暖温带半湿润气候区,气象灾害以夏季暴雨洪涝为主,近年来,寒潮大风、暴雪等冬季气象灾害天气频发。

2016 年 11 月 22 日 08 时—23 日 08 时(北京时,下同,简称“16·11”暴雪过程)和 2017 年 2 月 21 日 08 时—22 日 08 时(简称“17·02”暴雪过程)河南省出现了两次大范围的暴雪天气过程。其中“16·11”暴雪过程为纯雪,降雪量大,部分地区达到大暴雪,局部达特大暴雪,积雪深度较深;“17·02”暴雪过程出现雨、雨夹雪、冰粒、纯雪等多种降水相态转换,大部分地区达到暴雪,局部达大暴雪,积雪深度多在 5 cm 以下。利用常规气象观测资料和 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料对这两次暴雪过程进行动力和热力学诊断对比分析,以期发现河南省不同季节区域性暴雪产生的原因和机理,为区域性暴雪的预报提供思路。

1 过程概况

“16·11”暴雪过程(图 1a)暴雪区主要位于河南西部,119 站中有 56 站出现暴雪,21 站出现大暴雪,2 站出现特大暴雪。降雪主要集中在 22 日白天,最大降雪中心位于汝阳(36 mm),其中

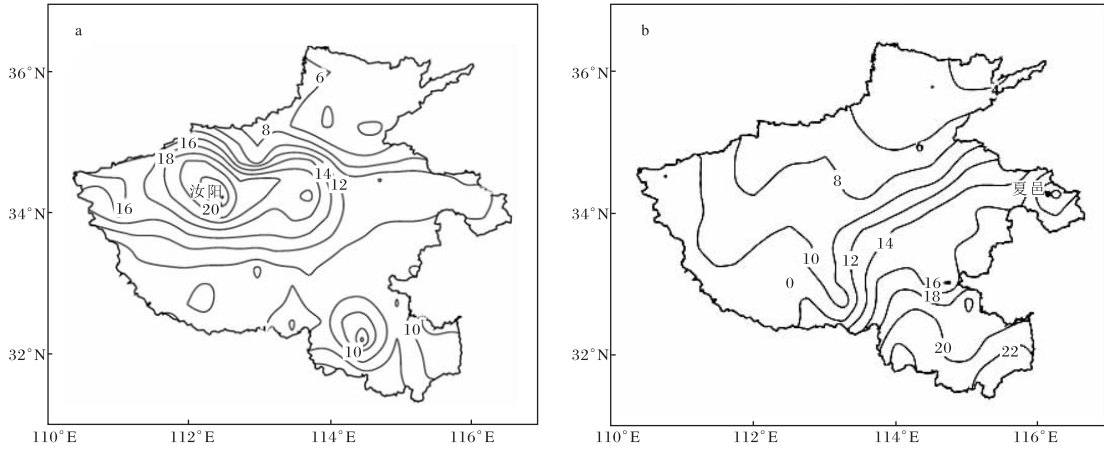
收稿日期:2018-07-09

作者简介:胡燕平(1975—),女,汉族,河南西华人,硕士,高工,主要从事中短期天气预报及研究。

基金项目:沙颍河流域气象科技创新团队基金和河南省气象局预报员专项(KY201842)

22日14:00—20:00降雪量达28mm;积雪深度最大为新安,达28cm。“17·02”暴雪过程(图1b)暴雪区主要位于河南中东部,119站中有64站出现暴

雪,降雪主要集中在21日白天,最大降雪中心位于夏邑(27mm),其中21日14:00—20:00降雪量达24mm;积雪深度最大为卢氏,达11cm。



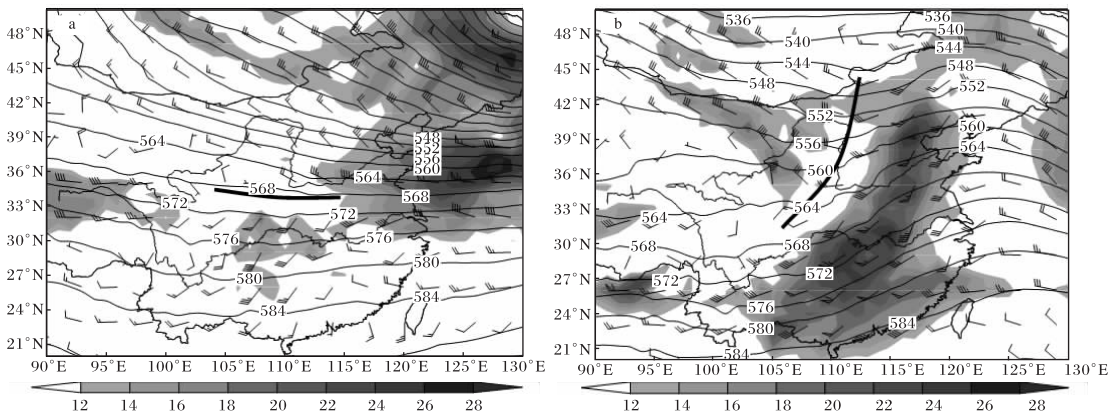
单位为mm;a 2016-11-22T08—23T08;b 2017-02-21T08—22T08。

图1 河南省降雪量分布图

2 环流形势和影响系统分析

高空图上(图2)，“16·11”暴雪过程开始前500 hPa上东北地区北部有一中心温度为 -50°C 的低涡,低涡中心到贝加尔湖南部有一横槽,中纬度地区在高原东部有短波槽东移。22日08:00—14:00(图2a),冷涡中心东移南压,横槽随之东移南压,南支槽缓慢东移,河南处于槽前弱西南气流

中。700 hPa在河南中东部形成一条东西向切变线,其南部有一条风速为 12 m/s 的西南急流。850 hPa以下为一致的东北或偏北气流控制,形成深厚的冷垫。22日20:00—23日08:00 500 hPa河南转为偏西气流控制,700 hPa切变和急流进一步东移,850 hPa以下仍为偏北气流控制。



细实线为500 hPa位势高度线,单位dagpm;粗实线为700 hPa切变线或槽线;

阴影区为700 hPa $\geq 12\text{ m/s}$ 等风速区;风向杆为700 hPa风场。

图2 高空环流形势和影响系统综合图(a 2016-11-22T14,b 2017-02-21T14)

“17·02”暴雪过程开始前500 hPa中高纬地区为两槽一脊环流型,高原东部有低槽东移,且温度槽落后于高度槽。21日08:00(图略),500 hPa低槽移至 103°E 附近,河南处于槽前西南气流

中,南阳站的风速由 16 m/s 增强到 22 m/s 。700 hPa低槽位于河套东部,怀化、宜昌、南阳到郑州一线形成一条西南急流,急流核风速达 24 m/s 。850 hPa东北—西南向切变线位于湖南北部、湖

北中东部至河南南部一线,切变线两侧存在偏南急流和偏东急流。925 hPa 有一支风速达 16 m/s 的偏东风急流将东海的水汽输送到河南。14:00 (图 2b),500 hPa 低槽移至 107°E 附近,槽前西南气流明显加强,700 hPa 低槽移至河南西部,其前部的低空急流随之东移,河南大部处在急流左侧的辐合区内。850 hPa 切变北抬至河南南部,其南部出现中心风速达 20 m/s 的西南急流。20:00 (图略),500 hPa 低槽移动到河南西部,700 hPa 低槽移至河南中部,850 hPa 及以下河南转为偏北气流控制。降雪逐渐减弱结束。

地面图上(图略),“16·11”暴雪过程开始前贝加尔湖西北部有一中心值为 1 060 hPa 的强大冷高压。冷锋主体位于河南东南部,河套东部有一条副冷锋,河南大部气温高于 0℃。11月22日08:00,冷空气不断分裂南下,冷高压前部出现一个中心为 1 057.5 hPa 的冷高压。主冷锋南压至 30°N 附近,副冷锋移至河南西北部。除南部外,河南大部气温在 0℃以下,有利于降雪的产生。22日14:00(图略),副冷锋携带冷空气补充南下,河南大部地面气温进一步下降至 -2℃以下,有利于降雪的加强,对应 22日14:00—20:00 强降雪时段。

“17·02”暴雪过程开始前,西北和东北地区分别有两股冷空气,冷空气中心强度分别为 1 045 hPa 和 1 035 hPa,西南地区有一中心值为 1 005 hPa 的低压中心,低压倒槽伸向河套北部,形成明显的锢囚形势。2017年2月21日08:00 (图略),低压倒槽进一步向北发展,在内蒙古形成一 1 025 hPa 的低压中心,与倒槽分离,河南处在东路冷空气与西南暖倒槽交汇地区。除豫西外,河南大部分地区地面气温在 0~2℃,雨雪分界线位于沿黄以北及豫西山区。21日14:00(图略),随着东西两股冷空气逐渐向南扩散、合并,除信阳地区外,河南其它地区地面气温均降至 0℃以下,雨雪分界线也南压至信阳以北。21日17:00—20:00 西路冷空气进一步补充南下,有利于降雪形态的维持和加强。

以上分析可以看出,河南省两次暴雪过程均出现在中高空西南或偏南气流、地面及近地层东

北或偏北气流的有利形势下。但两次过程中低空西南急流强度和冷空气强度存在差异:“16·11”暴雪过程 700 hPa 西南急流较弱,850 hPa 以下则为一致的东北或偏北气流控制,冷空气强盛,冷垫深厚,主冷锋南下后副冷锋的补充对降雪的加强起到了主要的作用;“17·02”暴雪过程中低空西南急流强盛,700 hPa 急流核风速达 24 m/s,冷空气势力较弱,冷垫浅薄,但西路冷空气的补充为降雪的形成与加强起到至关重要的作用。

3 物理量诊断分析

3.1 锋生、散度与垂直速度

锋面附近常有比较剧烈的天气变化,锋生函数可以考察锋面维持或发展的机制。由于这两次降雪过程中空气湿度较大,垂直运动可近似为湿绝热过程。考虑到假相当位温 θ_{sc} 与相当位温近似相等,在干绝热、湿绝热和假绝热过程中守恒,所以选取 θ_{sc} 为气象参数来计算锋生函数。其表达式为

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

其中 F_1 、 F_2 、 F_3 、 F_4 分别为非绝热加热项、水平辐散项、水平变形项和与垂直运动有关的倾斜项。当 $F > 0$ 时为锋生, $F < 0$ 时则为锋消。非绝热加热项 F_1 计算方法复杂难以准确计算,故不讨论;与垂直运动有关的倾斜项 F_4 的量级较小,对锋生函数的作用可忽略不计;锋生函数变化主要是水平辐散项 F_2 和水平变形项 F_3 的贡献。因此,锋生函数仅分析 F_2 和 F_3 的作用。

图 3a 是“16·11”暴雪过程暴雪中心汝阳的锋生函数和风的时间-垂直剖面。700 hPa 以下均为偏北风,冷垫较厚。从 22日02:00 开始 500 hPa 以下均为锋生,08:00—20:00 锋生加强,14:00 在 850 hPa 和 650 hPa 分别出现 5×10^{-10} K/(m·s) 和 10×10^{-10} K/(m·s) 的锋生函数大值中心。进一步分析同期暴雪中心的散度和垂直速度的演变特征(图略)。22日02:00,中低层有弱的辐合,中高层有辐散。08:00 中层 600~800 hPa 辐合有所加强;800 hPa 以下、600 hPa 以上为辐散;500 hPa 以下为上升运动区,-1.0 Pa/s 强中心在 850 hPa。14:00,中高层的辐合、辐散中

心进一步加强,中心强度分别达到 $-5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $4.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,造成暴雪区上升运动增强,出现强垂直速度柱,高度达 450 hPa;除了中低层的上升运动中心外,在 600~500 hPa 出现 -1.6 Pa/s 的强中心,造成了汝阳站 22 日 14:00—20:00 出现 28 mm 的强降雪。20:00 之后冷垫增厚,550 hPa 以下为偏北风,锋生也有所减弱;中高层的辐合、辐散中心虽然维持,但强度有所减弱;对应暴雪区上空仍为垂直速度柱,但中心强度明显减弱。

图 3b 是“17·02”暴雪过程暴雪中心夏邑的锋生函数和风的时间-垂直剖面。900 hPa 以下均为偏北风,冷垫较薄。21 日 02:00—08:00 在 950~750 hPa 有较强锋生,函数大值中心在 800~750 hPa,强度为 $4 \times 10^{-10} \text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$;20:00 锋生集中在 850~700 hPa 之间,函数大值中心在 750 hPa,强度减弱为 $3 \times 10^{-10} \text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$ 。

同样分析同期暴雪中心的散度和垂直速度的演变特征(图略)。21 日 02:00,850 hPa 以下为弱辐合,以上为弱辐散, $2.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心在 800 hPa。08:00 散度有所加强,低层辐合扩展到 750 hPa,辐散中心抬至 700 hPa,强度增至 $3.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。此时暴雪区上空为一致的上升运动区,垂直速度中心强度达 -0.2 Pa/s 。14:00 辐合进一步加强,中心位于 850 hPa,强度为 $-4.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;辐散也进一步加强,中心位于 250 hPa,强度为 $5.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。低层较强的辐合与高层较强的辐散配合,使中层(750~500 hPa,中心位于 600 hPa)上升运动进一步加强,强度增强为 -0.6 Pa/s ,对应降雪增强时段,21 日 14:00—20:00 夏邑站降雪量达 24 mm。20:00 之后冷垫增厚,锋生继续减弱消失,直至转为锋消,辐合、辐散强度减弱,上升运动也明显减弱。

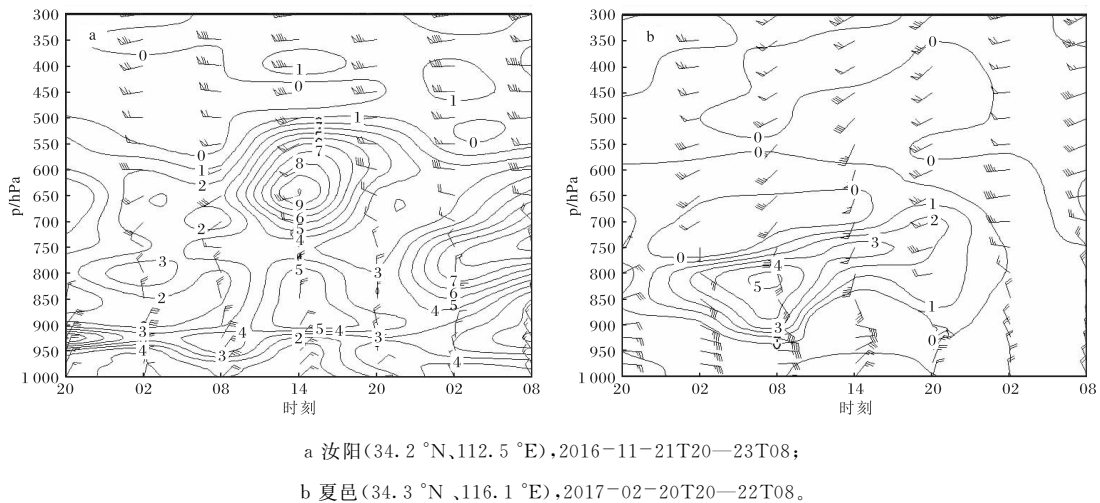


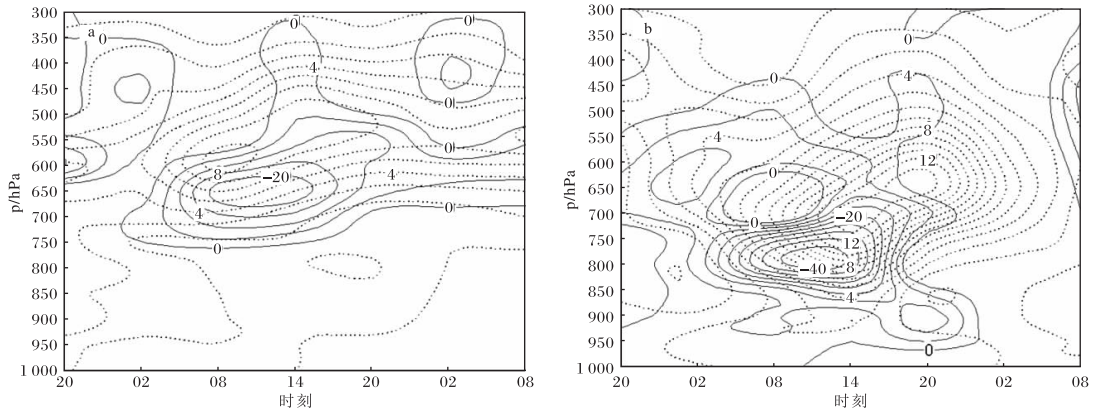
图 3 锋生函数 $F_2 + F_3$ (实线 > 0 , 单位为 $10^{-10} \text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$)和风沿暴雪中心的时间-垂直剖面

3.2 水汽通量与水汽通量散度

图 4 为暴雪过程暴雪中心的水汽通量和水汽通量散度时间-垂直剖面图。“16·11”暴雪过程(图 4a)前的 22 日 02:00,暴雪中心上空水汽通量低于 $5 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,仅在 700 hPa 上下有小于 $-5 \times 10^{-9} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的水汽通量辐合区。之后,暴雪中心中高空 750~550 hPa 水汽通量和水汽通量辐合急剧增强,08:00,600 hPa 附近出现 $8 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的水汽通量大值区,

650 hPa 出现 $-20 \times 10^{-9} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的辐合中心。尤其是 14:00 水汽辐合层次增厚,分布在 750~350 hPa,增厚近一倍。20:00 以后水汽通量辐合中心明显减弱,降雪趋于结束。整个过程中最有利的水汽条件集中在中高层。

“17·02”暴雪过程(图 4b)在 21 日 02:00 暴雪中心上空有小于 $4 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 的水汽通量区,500 hPa 以下为水汽辐合区,中心强度小于 $-15 \times 10^{-9} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ 。之后,暴雪中



a 汝阳(34.2°N, 112.5°E), 2016-11-21T20—23T08;

b 夏邑(34.3°N, 116.1°E), 2017-02-20T20—22T08。

图4 暴雪中心水汽通量(虚线,单位为 $\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$)和水汽通量散度的时间-垂直剖面
(实线 <0 ,单位为 $10^{-9}\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$)

心水汽通量和水汽通量辐合急剧增强,14:00水汽通量中心强度增至 $13\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$,在800 hPa附近水汽通量辐合中心增大到 $-35\times 10^{-9}\text{g}/(\text{cm}^2\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$,层次也比08:00增厚近一倍。20:00水汽通量大值区虽然维持,但水汽通量散度转为以辐散为主,降雪趋于结束。本次暴雪过程水汽输送及水汽辐合主要位于中低层。

4 热力及稳定度分析

4.1 温度平流

分析两次暴雪过程中的冷暖平流变化(图略),以了解暴雪过程的热力条件。“16·11”暴雪过程在开始前12小时暴雪区上空700 hPa以下为冷平流,其上 34°N 以南为暖平流,以北为冷平流;22日08:00降水开始时暴雪区700 hPa以下为冷平流,以上为较强暖平流,600 hPa出现 $16\times 10^{-5}\text{K/s}$ 的暖平流中心。随着冷空气的补充和中低空偏南气流的加强,22日14:00(图略),暴雪区上空暖平流进一步加强,中心为 $28\times 10^{-5}\text{K/s}$,位于550 hPa。“17·02”暴雪过程开始前12小时暴雪区上空900 hPa以下为冷平流,800~700 hPa为弱的暖平流。随后900 hPa以上的暖平流迅速增强,21日08:00,在850 hPa的 $32^\circ\text{N}\sim 34^\circ\text{N}$ 之间出现 $52\times 10^{-5}\text{K/s}$ 的强暖平流中心,600 hPa出现 $16\times 10^{-5}\text{K/s}$ 的暖平流中心;21日14:00(图略),暴雪区上空暖平流进一步加强,中心为 $56\times 10^{-5}\text{K/s}$,出现在800 hPa。根据 ω 方程,暖

平流有利于上升运动发展,在暖平流中心附近上升运动增强,有利于降水产生。

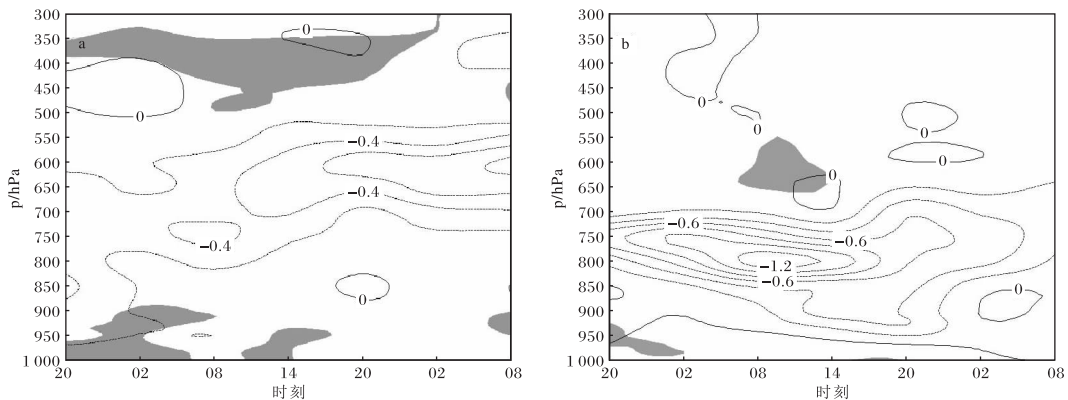
两次暴雪过程均产生在低层冷平流,中高层暖平流相叠置的区域。08:00以后均有暖平流加强,显示有中高层西南暖湿气流加强、上升运动发展的过程,对应白天时段降水增大。20:00以后,暖平流减弱,降水减弱消失。差异在于“16·11”暴雪过程由于冷空气强盛,冷垫深厚,暖平流中心较“17·02”暴雪过程高,且强度较弱。

4.2 条件性对称不稳定

从两次过程暴雪中心湿位涡分量MPV1和MPV2随时间的演变(图5)来看:“16·11”暴雪过程(图5a)暴雪中心在900 hPa以下有很弱的 $\text{MPV1}<0\text{PVU}$ 的区域,900~500 hPa之间均为 $\text{MPV1}>0\text{PVU}$ 的区域;“17·02”暴雪过程(图5b)暴雪中心整层基本为 $\text{MPV1}>0\text{PVU}$ 的区域。这与杨文峰等^[5]和王宏等^[6]应用湿位涡理论,诊断发现降雪过程的MPV1基本为正值结论一致。由于在大气边界层内,NCAR分析资料存在较大的误差^[10],特别是NCEP再分析资料水汽参数与探空资料差异大,需用观测资料订正^[11];有实况探空的站点距离较远,订正能力有限,不能完全肯定对流不稳定的存在。所以主要分析两次暴雪过程是否存在条件性对称不稳定。

2016年11月22日08:00前850~700 hPa条件性对称不稳定较明显,中心区 $\text{MPV2}<-0.4\text{PVU}$ 。

08:00以后由于冷垫持续增厚,700 hPa 以下条件性对称不稳定减弱,700 hPa 以上的条件性对称不稳定增强,650~600 hPa 的强中心区由 08:00 以前的 $MPV2 > -0.2$ PVU 增强到 $MPV2 < -0.6$ PVU(图 5a)。根据吴国雄等^[12]的倾斜涡度发展理论,暴雪区垂直涡度将得到较大的增长,有利于降雪增强。



a 汝阳(34.2°N, 112.5°E), 2016-11-21T20—23T08;

b 夏邑(34.3°N, 116.1°E), 2017-02-20T20—22T08。

图 5 沿暴雪中心 MPV1(阴影区 <0 ,单位为 PVU)和 MPV2(虚线,单位为 PVU)的高度-时间演变

在湿位涡守恒的制约下,由于等熵面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性的增加能够导致垂直涡度的显著发展。倾斜越大,发展越激烈。“16·11”暴雪过程等熵面的倾斜程度明显大于“17·02”暴雪过程。由于等熵面密集且明显倾斜,倾斜涡度得到较大增长,同时使得 $MPV2 < 0$ PVU,导致条件性对称不稳定的产生,有利于倾斜涡度的发展,且与强降雪时段相对应。条件性对称不稳定机制是这两次暴雪发生、发展的一种可能的重要机制。由于两次过程冷垫厚度不同,其条件性对称不稳定演变特征也不同。“16·11”暴雪过程主要在 850 hPa 以上的层次,“17·02”暴雪过程主要在 700 hPa 以下层次。“17·02”暴雪过程 MPV2 虽有减弱趋势,但是其负值最弱时段与“16·11”暴雪过程最强时段相当,条件性对称不稳定条件更为有利。

5 层结特征与降水相态对比

两次暴雪过程降水相态明显不同,“16·11”暴雪过程为纯雪,而“17·02”暴雪过程出现雨、雨夹雪、冰粒转雪的过程,降水相态复杂。从两次过程暴雪中心的温度-露点的变化情况(图略)来

“17·02”暴雪过程,在中低层 850~700 hPa 存在较强的条件性对称不稳定。其中 MPV2 负值中心在 21 日 08:00 达到 -1.2 PVU;从 08:00 到 20:00,中低层的条件性对称不稳定强度虽然趋于减弱,但是到 20:00 依然有 $MPV2 < -0.6$ PVU 的较强条件性对称不稳定存在(图 5b)。

看,“16·11”暴雪过程开始整层气温均在 -5 °C 以下,在降雪过程中 22 日 14:00,850~700 hPa 之间出现逆温,但温度仍在 -5 °C 以下,因此,降水相态为纯雪。

“17·02”暴雪过程开始时 500~700 hPa 为温度小于 0 °C 的冰晶层,700~850 hPa 为温度大于 0 °C 的暖层,800~925 hPa 之间出现明显的逆温,850 hPa 以下为温度小于 0 °C 的冷层,这种层结构类似冻雨的层结结构。21 日 14:00 暖层变薄为 700~800 hPa,冷层增厚,800 hPa 以下为冷层,850 hPa 温度小于 -3 °C,900~950 hPa 之间温度为 -5 °C 左右。冰晶或雪花经暖层融化为液态水,或未完全融化为雨雪混合物,经过较厚的冷层下落,且地面温度接近 0 °C,雨滴或雨雪混合物冻结成冰粒降至地面,这可能也是本次过程没有出现冻雨而是形成降雪的原因。20:00,暴雪区上空整层温度均下降到 0 °C 以下。另外,两次暴雪过程整层大气的温度线和露点温度线近于重合,说明这两次过程的水汽条件一直比较充沛,有利于暴雪的产生。

6 结论

通过对河南省发生的两次暴雪过程进行对比分析,初步得到以下结论。

(1)两次暴雪过程均出现在中高空西南或偏南气流、地面及近地层东北或偏北气流的有利形势下,是河南省典型的暴雪形势。但两次过程中低空西南急流的强度和冷空气强度存在差异:“16·11”暴雪过程 700 hPa 西南急流较弱,850 hPa 以下则为一致的东北或偏北气流控制,冷垫深厚,主冷锋南下后副冷锋补充对降雪的增加起到了主要的作用;“17·02”暴雪过程中低空西南急流强盛,700 hPa 急流核风速达 24 m/s,冷空气势力较弱,冷垫浅薄,但是西路冷空气的补充对降雪的形成与加强起到至关重要的作用。

(2)两次过程均存在持续的锋生,锋面的维持和加强,使热成风平衡遭到破坏,产生地转偏差,进而使散度场加强,上升速度加大,这是降雪增加的重要原因。“16·11”暴雪过程受高空急流影响,且锋生较“17·02”暴雪过程更强,动力作用也比后者更强,水汽输送和水汽辐合集中在中上层。后一过程水汽输送和水汽辐合集中在中低层,水汽更充沛。

(3)两次暴雪过程均产生在低层冷平流,中高层暖平流相叠置的区域,均为条件性对称不稳定。后者的条件性对称不稳定较前者更显著。

(4)两次暴雪过程由于层结结构的不同导致降水相态的不同:“16·11”暴雪过程整层气温均在 0℃以下,降水相态为纯雪;“17·02”暴雪过程则在中层出现温度大于 0℃的暖层,随着冷空气加强,存在着由雨或雨夹雪转为纯雪的相态变化,影响了积雪深度。

参考文献:

- [1] 杨贵名,孔期,毛冬艳,等. 2008年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析[J]. 气象学报, 2008,66(5):836-849.
- [2] 孙建华,赵思雄. 2008年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋与层结结构分析[J]. 气象与环境研究, 2008,13(4):368-384.
- [3] 孙仲毅,王军,靳冰凌,等. 河南省北部一次暴雪天气过程诊断分析[J]. 高原气象,2010,29(5):1338-1344.
- [4] 苗爱梅,贾利冬,李智才,等. “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,2011,30(4):969-981.
- [5] 杨文峰,郭大梅,刘瑞芳,等. 2009年11月10—12日陕西特大暴雪诊断分析[J]. 气象科学,2012, 32(3):347-354.
- [6] 王宏,王万筠,余锦华,等. 河北东北部暴雪天气过程的湿位涡分析[J]. 高原气象,2012,31(5):1302-1308.
- [7] 杨晓亮,王咏青,杨敏,等. 一次暴雨与特大暴雪并存的华北强降水过程分析[J]. 气象,2014,40(12):1446-1454.
- [8] 李兆慧,王东海,王建捷,等. 一次暴雪过程的锋生函数和急流-锋面次级环流分析[J]. 2011,高原气象,30(6):1505-1515.
- [9] 张萍萍,吴翠红,祁海霞,等. 2013年湖北省两次降雪过程对比分析[J]. 气象,2015,41(4):418-426.
- [10] 肖霞,郭振海,张文煜,等. NCAR分析资料在大气边界层内误差的初步分析[J]. 气候与环境研究, 2009,14(5):475-483.
- [11] 王秀明,俞小鼎,朱禾. NCEP再分析资料在强对流环境分析中的应用[J]. 应用气象学报, 2012,23(2):139-146.
- [12] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报,1995,53(4):387-405.