

卢晔,贺瑶,乔丹杨,等. 近 10 a 宝鸡暴雪特征及典型个例对比分析[J]. 陕西气象,2024(3):1-8.

文章编号:1006-4354(2024)03-0001-08

近 10 a 宝鸡暴雪特征及典型个例对比分析

卢晔^{1,2},贺瑶¹,乔丹杨³,任欢^{1,2},张震宇¹

(1. 宝鸡市气象局,陕西宝鸡 721006;

2. 陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室,西安 710016;

3. 咸阳市气象局,陕西咸阳 712000)

摘要:利用 2011—2020 年常规气象观测资料和 ERA5 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 再分析资料,统计宝鸡暴雪时空分布特征,并对两次区域性暴雪个例进行对比分析。结果表明:(1)暴雪集中在 1—3 月,2 月最多,区域性暴雪均在 1 月;暴雪日大值区位于宝鸡东部,区域性暴雪集中在中部川原区,局地暴雪主要在南、北山区;暴雪日降雪量均值与极大值空间分布均呈现自西南向东北逐渐增多的趋势,极大值大多出现在区域性暴雪中。(2)两次区域性暴雪过程均发生在偏东回流冷空气作为冷垫嵌入中低空西南暖湿急流的形势背景下,西南急流向暴雪区输送充足的水汽和能量,低层偏东回流冷空气促使西南急流在冷垫上爬升,产生动力抬升作用,同时降低低层温度,达到降雪产生的温度条件。(3)有利于区域性暴雪产生的条件为:近地面 2 m 气温 $\leq -0.2^\circ\text{C}$ 且 850 hPa 温度 $\leq -5^\circ\text{C}$,600 hPa 附近暖平流中心 $\geq 17 \times 10^{-5}^\circ\text{C}/\text{s}$,低层冷平流中心 $\leq -8 \times 10^{-5}^\circ\text{C}/\text{s}$;500 hPa 水汽通量最大值 $\geq 1.8 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,中层水汽辐合持续时间 $\geq 8 \text{ h}$,对应水汽通量散度中心 $\leq -9 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2)$,垂直速度中心 $\leq -0.9 \text{ Pa}/\text{s}$;低空 θ_{se} 锋区内 $\text{MPV1} \geq 11 \text{ PVU}$ 和 $\text{MPV2} \leq -1.4 \text{ PVU}$ 。

关键词:暴雪;时空分布;对比分析;西南急流;回流冷空气

中图分类号:P426.63

文献标识码:A

随着全球气候变暖和 水循环的加剧,极端旱涝灾害频发等问题日益突出。欧亚大陆是冬季极端强降水事件频发区之一^[1],且局地极端降雪天气呈增加趋势^[2-3]。极端暴雪作为冬半年我国北方主要的灾害性天气之一,容易引发道路积雪、结冰等灾害,对交通出行、电力运输、农林业及人民生命安全产生严重影响,给国民经济造成巨大损失^[4]。因此,深入了解极端暴雪变化规律和成因,进一步提高降雪预报准确率是冬半年气象服务的关键。气象学者对不同地区的暴雪天气多有研究^[5-14],包括时空演变特征以及大尺度成因、热动力条件、水汽特征等机理分析。研究表明:我国东

北地区降雪量和降雪日数最多出现在 12 月,暴雪在冬末春初出现概率最高,山地降雪多于平原,降雪强度中心位于长白山区和辽宁中部平原地区^[5];石家庄暴雪日跨秋、冬、春 3 个季节,主要集中在深秋 11 月,山区暴雪日多于平原,暴雪日降水量的极大值和均值也是山区大于平原^[6]。我国北方暴雪形成多为回流型,低层回流不仅对水汽有贡献,还能形成冷垫,利于西南暖湿气流爬升,加强地面动力抬升作用,促使上升运动增强^[7-9]。陕西暴雪个例大多为天气机理研究^[11-14]。500 hPa 横槽、低层切变、低层东路回流冷空气共同作用是暴雪天气的大尺度环流背景,低层强辐合和西南

收稿日期:2023-05-18

作者简介:卢晔(1990—),女,汉族,陕西太白人,学士,工程师,主要从事灾害性天气机理研究。

通信作者:贺瑶(1992—),女,汉族,陕西宝鸡人,硕士,工程师,主要从事大气环境污染研究。

基金项目:宝鸡市气象局自立科研项目(202005);陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室开放基金课题(2021Y-13;2023Y-15)

急流为降雪提供了有利的动力和水汽条件^[11],中低层深厚正涡度的维持是陕西暴雪形成的动力机制^[12],锋区次级环流加速了暴雪区上空垂直运动,对降雪起到增幅作用^[13];另外,杨文峰等^[14]研究发现,陕西一次特大暴雪区位于湿位涡 MPV1 正值中心的东侧,MPV2 的负值区,暴雪易发生在伴随斜升运动的 θ_{se} 陡峭密集区附近。

2011—2020 年宝鸡共出现 2 次区域性暴雪过程,虽然出现频率不高,但强降雪集中,降雪量大,致灾性强,尤其是 2018 年 1 月 3—4 日区域性暴雪为近 10 a 范围最广、强度最大的暴雪过程,数值模式及本地预报对此次暴雪的强度以及起止和持续时间均出现了一定偏差。同时,有关宝鸡本地暴雪过程系统全面的分析较为缺乏,宝鸡作为陕西天气的上游地区,拥有特殊的地理位置和复杂的地形条件,研究其暴雪特征及成因尤为重要。因此,选取 2011—2020 年宝鸡所有暴雪个例,综合分析暴雪的时空演变特征,并对两次区域性暴雪典型个例从环流形势、物理量等多个方面进行诊断分析,探究近 10 a 宝鸡暴雪特征和区域性暴雪天气的主要成因,以期对冬半年本地暴雪预报和防灾减灾提供科学依据。

1 资料和方法

所用资料包括:(1)2011—2020 年宝鸡 11 个国家气象站的 24 h 降水量(20:00—20:00 或 08:00—08:00,均为北京时,下同)、天气现象、气温等常规观测资料;(2)ECMWF 第五代再分析资料(ERA5,水平分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$,时间分辨率 1 h)不同气压层的温度、风向风速、位势高度、垂直速度等。

参照《省级灾害性天气预警服务用语规范一》(试行)(陕气办发[2018]44 号)中,区域性暴雨和局地性暴雨的相关用语规定,本文定义区域性暴雪为:在降水过程中,过程降水的总体落区呈“片”状,其中有 ≥ 4 站连片的区(县)在同一天或先后数日出现暴雪(24 h 降雪量 ≥ 10 mm)。 < 4 站的暴雪过程划定为局地暴雪。

2 时空分布特征

2.1 暴雪日时间分布

对 2011—2020 年暴雪过程出现时段及站点

进行统计(表 1)发现,近 10 a 宝鸡共出现 7 个暴雪日,暴雪日集中出现在 1—3 月,跨冬、春两季,最多为 2 月共 4 d,占比 57.1%,其次为 1 月 2 d,3 月 1 d。区域性暴雪日(≥ 4 站次)为 2 d,占比 28.6%,且均发生在隆冬(1 月);局地暴雪日(< 4 站次)为 5 d,占比 71.4%,主要发生在冬末(2 月)和早春(3 月)。

表 1 2011—2020 年宝鸡暴雪过程出现时段及站点统计

序号	出现时段	暴雪站点
1	2011-02-25T20—26T20	麟游
2	2012-01-20T20—21T20	陈仓、眉县、岐山、渭滨
3	2014-02-08T20—09T20	眉县
4	2016-02-20T20—21T20	太白
5	2017-02-20T20—21T20	陇县、千阳
6	2017-03-12T08—13T08	陇县、麟游、太白 渭滨、陈仓、千阳、
7	2018-01-03T08—04T08	岐山、凤翔、扶风、 麟游、眉县

2.2 暴雪日空间分布

分析 2011—2020 年宝鸡暴雪日空间分布(图 1 a)可见,宝鸡东部的麟游、眉县暴雪日最多,均为 3 d,位于宝鸡最南部的凤县未出现暴雪,其余县区暴雪日为 1~2 d;区域性暴雪日(图 1 b)的大值区位于中部川塬区的渭滨、岐山、陈仓、眉县,均为 2 d,千阳、麟游、凤翔、扶风均为 1 d;北部山区的陇县、麟游以及南部山区的太白局地暴雪日最多(图 1 c),均为 2 d,千阳、眉县为 1 d。由上可见,近 10 a 暴雪日大值区主要位于宝鸡东部,区域性暴雪主要集中在中部川塬区,局地暴雪主要在南、北部山区。这与地形关系密切,宝鸡南、北、西三面环山,为向东开口的喇叭口地形,冬半年降雪多为回流天气导致,低层偏东风携带冷空气易在中部川塬区和东部地区堆积辐合,有利于暴雪的发生。

2.3 暴雪日降雪量空间分布

图 2 为 2011—2020 年宝鸡 11 个国家气象站暴雪日降雪量的均值和极大值空间分布。暴雪日降雪量均值最大出现在麟游和岐山(均为 14.6 mm);暴雪日降雪量极大值的大值区(> 15 mm)位于麟游、

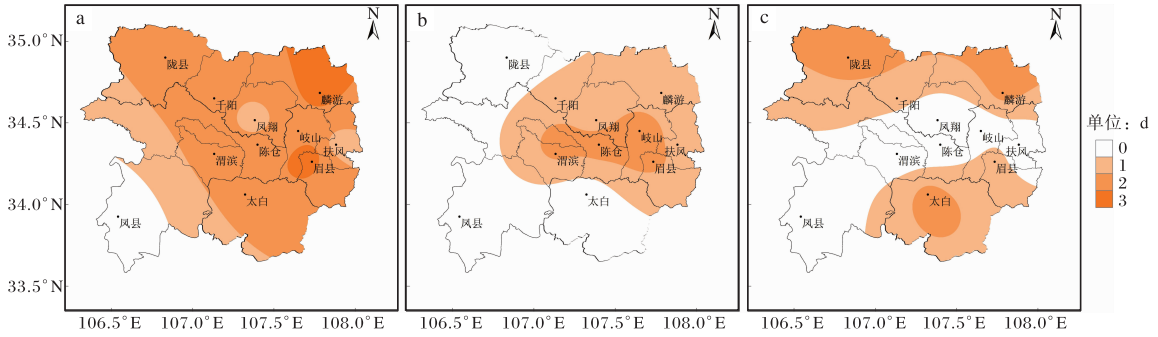


图 1 2011—2020 年宝鸡暴雪日(a)、区域性暴雪日(b)、局地暴雪日(c)空间分布(审图号为陕 S(2021)023 号)

陇县、岐山,最大为麟游 20.3 mm,其中 7 站极大值出现在 2018 年 1 月 3—4 日和 2012 年 1 月 20—21 日的区域性暴雪过程,3 站出现在 2017 年 3 月 12—13 日局地暴雪过程,表明暴雪日降雪量

极大值大多发生在区域性暴雪过程中。整体而言,暴雪日降雪量的均值与极大值的空间分布较为一致,呈现自西南向东北逐渐增多的趋势,东北部的麟游(海拔高度 1 026.3 m)位于大值中心。

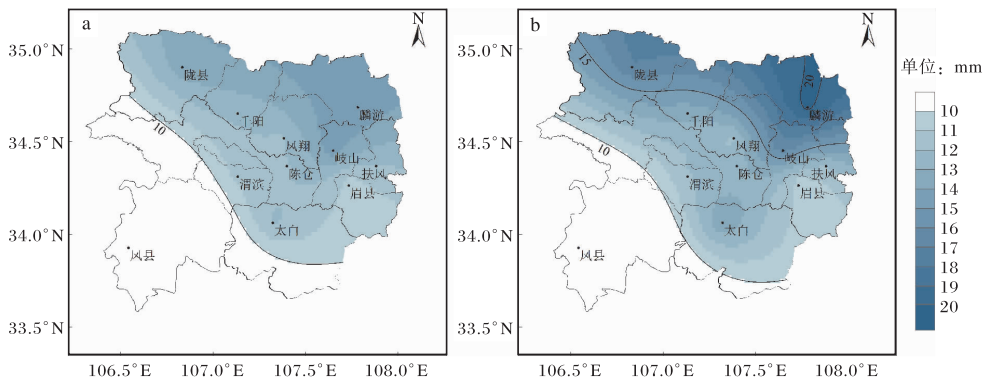


图 2 2011—2020 年宝鸡暴雪日降雪量的均值(a)和极大值(b)空间分布(审图号为陕 S(2021)023 号)

3 两次区域性暴雪个例对比分析

3.1 实况

2012 年 1 月 19—21 日(下简称“1·21”过程)宝鸡出现降雪天气,4 站暴雪,暴雪落区均位

于中部川塬区。暴雪发生时段为 1 月 20 日 20 时—21 日 20 时,降雪量为 10.9~12.7 mm(图 3 a),最大降雪量出现在岐山,其中 12 h 降雪量达 3.5~7.4 mm,21 日夜间降雪强度明显减弱,

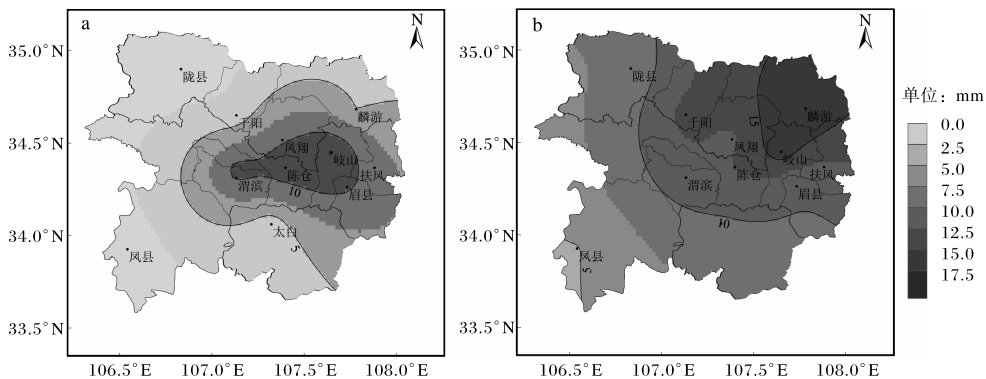


图 3 宝鸡 2012-01-20T20—21T20(a)、2018-01-03T08—04T08(b)降雪量空间分布(审图号为陕 S(2021)023 号)

22日白天降雪结束。

2018年1月2—4日(下简称“1·3”过程)宝鸡出现了一次范围广、强度大的降雪天气过程,共有8站达到暴雪,暴雪落区位于中部川塬区和北部山区。暴雪发生时段为3日08时—4日08时,降雪量为10.0~16.8 mm(图3b),最大为麟游,其中12 h降雪量达3.2~9.9 mm,3日21时至4日01时为最强降雪时段(1 h降雪量 ≥ 1.0 mm),之后降雪明显减弱,趋于结束。

对比发现,“1·3”过程的降雪范围和强度均大于“1·21”过程,两次过程暴雪落区均包含了中部川塬区;“1·3”过程的降雪量极大值较“1·21”过程偏大4.1 mm,极大值站点分别为麟游和岐山,与近10 a暴雪日降雪量的极大值和均值的大值中心一致。

3.2 高低空环流配置

500 hPa上(图4a、图4b),2012年1月20—21日,乌拉尔山有阻塞高压发展维持,冷空气不断

在高压脊前堆积,冷中心达 -44°C ,在巴尔喀什湖至新疆北部形成的横槽分裂低槽东移南下影响陕西。21日08时陕西上空为西南急流,西安站风速为12 m/s。2018年1月3—4日,新疆北部冷涡稳定发展,冷涡中心为532 dagpm,其底部不断有低槽分裂东移,3日20时在陕西西部与南支槽合并加深,槽前正涡度平流加强,上升运动发展,西南暖湿急流较“1·21”过程明显增大,西安站风速达30 m/s,有利于水汽和不稳定能量向暴雪区输送。

分析宝鸡国家气象站的风场时间垂直剖面(图4c、图4d)可以看到,“1·21”过程自19日20时高空不断有短波活动,20日20时开始700~500 hPa转为一致的西南风,500~200 hPa为平直西风气流,700 hPa以下为偏东回流冷空气;“1·3”过程自2日08时开始受高空槽前西南气流控制,700~200 hPa为一致的西南风,700 hPa以下为偏东风,3日08时开始700~500 hPa西南风明显加强,对应暴雪发生时段。

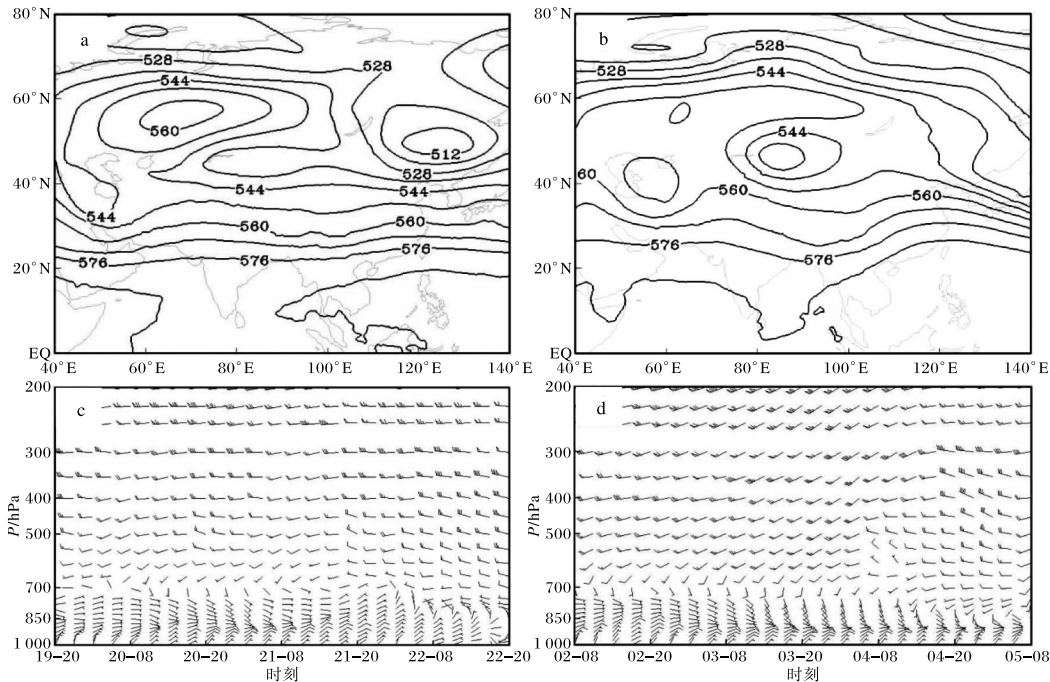


图4 500 hPa 位势高度场(a 2012-01-21T08;b 2018-01-03T20)和宝鸡国家气象站风场时间垂直剖面(c 2012-01-19T20—22T20;d 2018-01-02T08—05T08)

综上所述,区域性暴雪的主要影响系统有500 hPa低槽、中低空西南气流和低层偏东回流冷空气;中低空西南暖湿急流不仅提供了强动力

辐合条件,还输送了充足的水汽,促进水汽积聚辐合,是区域性暴雪强度和范围的重要影响因子,其强度越大,降雪越强;同时低层偏东回流冷空气形

成冷垫,不仅促使西南急流在冷垫上爬升,产生动力抬升作用,还能降低低层温度,有利于达到降雪产生的温度条件。

3.3 水汽和动力条件

两次过程从低层到 300 hPa 均有水汽输送,水汽通量随高度升高呈先增加再减小的特点,水汽通量最大值均在 500 hPa,与该层西南急流强度相关,其中“1·21”过程水汽通量最大值为 $1.8 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,”1·3”过程最大值为 $5.4 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ (图略)。表明暴雪期间中层水汽贡献最大,水汽越多,降雪越强。

分析两次暴雪期间水汽通量散度和垂直速度特征(表 2)可见,两次过程在 1 000~400 hPa 之间均出现水汽辐合,水汽通量散度从低层到高层表现为“辐合-辐散-辐合-辐散”的双层结构,不

同于暴雨典型的“上层辐散、下层辐合”单层结构;“1·3”过程的水汽辐合层厚度较“1·21”过程厚。两次过程的低层水汽辐合持续时间均为 24 h,“1·3”过程低层水汽通量散度中心值较“1·21”过程强 $6 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2)$;中层水汽辐合持续时间较低层短,“1·21”过程中层水汽辐合持续时间为 8 h,“1·3”过程中层水汽辐合持续时间为 21 h,强辐合(水汽通量散度 $\leq -10 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2)$)持续 15 h,对应降雪最强时段,中心值较“1·21”过程强 $14 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2)$ 。同时,两次过程上升运动发展旺盛,有两个垂直速度中心,分别位于 850 hPa 和 500 hPa 附近,与水汽通量散度辐合区对应,“1·3”过程的垂直速度中心值分别为 -0.9 Pa/s 和 -1.1 Pa/s ,”1·21”过程的中心值分别为 -1.0 Pa/s 和 -0.9 Pa/s 。

表 2 宝鸡两次区域性暴雪期间水汽通量散度和垂直速度特征

过程	水汽通量散度				垂直速度		
	中心值 $/10^{-8} (\text{g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2))$	辐合层 /hPa	辐合厚度 /hPa	辐合持续 时间/h	中心值 /(Pa/s)	中心值气压层 /hPa	上升运动区 /hPa
1·21	-9	600~550	150	8	-0.9	450	1 000~300
	-16	950~800	150	24	-1.0	850	
1·3	-23	650~450	200	21	-1.1	500	1 000~250
	-22	1 000~800	200	24	-0.9	850	

两次过程暴雪期间湿层发展深厚,中层水汽特征差异最大,与降雪强度和持续时间有较好的对应关系。当中层水汽输送和辐合强度、垂直速度明显增强时,预示着强降雪的出现,强度越强,降雪量越大。有利于区域性暴雪产生的水汽动力条件为:500 hPa 水汽通量最大值 $\geq 1.8 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$,中层水汽辐合持续时间 $\geq 8 \text{ h}$,对应水汽通量散度中心 $\leq -9 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2)$,垂直速度中心 $\leq -0.9 \text{ Pa/s}$ 。

3.4 热力条件

分析暴雪期间温度平流变化,700~500 hPa 为明显的暖平流,对应中低空西南暖湿急流,暖平流中心位于 600 hPa 附近,850 hPa 及以下为冷平流,对应低层偏东回流冷空气,冷暖平流中心与暴雪时段对应(图略)。“1·21”过程暖平流中心值

为 $17 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/s}$,低层冷平流中心值为 $-11 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/s}$,”1·3”过程暖平流中心值增大为 $32 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/s}$,低层冷平流中心值为 $-8 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/s}$ (表 3)。随着 500 hPa 以上高空冷平流的加强下沉以及中低层暖平流的减弱,降雪强度减弱;当 600 hPa 附近由暖平流转为冷平流时,即中低空由西南风转为低槽后偏北气流控制,降雪趋于结束。

黄少妮等^[15]分析近 14 a 陕西省雨雪过程发现,不同降水相态的温度在近地面和低层有明显差异,随着高度增加差异逐渐减小。进一步分析暴雪期间的温度垂直分布(表 3),“1·3”过程的 700~500 hPa 温度为 $-20 \sim -10 \text{ }^\circ\text{C}$,整体较“1·21”过程偏高,主要是由于“1·3”过程中低空暖平流更强。“1·21”过程近地面 2 m 气温 $\leq -0.2 \text{ }^\circ\text{C}$,850 hPa 温度 $\leq -5 \text{ }^\circ\text{C}$,”1·3”过程近地面 2 m 气

表3 两次区域性暴雪过程温度特征

过程	温度/°C					温度平流/ 10^{-5} (°C/s)	
	近地面 2 m	850 hPa	700 hPa	600 hPa	500 hPa	中心值	中心值气压层/hPa
1·21	-2.8~-0.2	-8~-5	-16~-13	-19~-16	-23~-20	17 -11	600 925
1·3	-6.9~-2.9	-9~-7	-11~-10	-12~-11	-20~-14	32 -8	600 925

温 ≤ -2.9 °C, 850 hPa 温度 ≤ -7 °C, 整体较“1·21”过程偏低。说明随着降雪量级增大, 近地面和低层温度也明显降低。以上分析表明, 有利于区域性暴雪产生的热力条件为: 近地面 2 m 气温 ≤ -0.2 °C 且 850 hPa 温度 ≤ -5 °C, 600 hPa 附近暖平流中心 $\geq 17 \times 10^{-5}$ °C/s, 低层 925 hPa 附近冷平流中心 $\leq -8 \times 10^{-5}$ °C/s。

3.5 假相当位温和湿位涡

假相当位温(θ_{se})是表征温度、湿度、气压的物

理量, 综合考虑了气压、水汽凝结和蒸发对温度的影响。对比两次过程的假相当位温和风场沿 107.5°E 剖面(图 5 a、图 5 b)可以看出: 两次过程均存在两个 θ_{se} 等值线密集区, 分别位于 400~200 hPa 和 850~600 hPa, 对应高、低空锋区位置, 同时 θ_{se} 锋区随高度向北倾斜; “1·21”过程高空 θ_{se} 梯度大于低空, “1·3”过程与之相反, 高空 θ_{se} 梯度小于低空, 说明低空 θ_{se} 锋区强度与降雪强度有较好的对应关系。

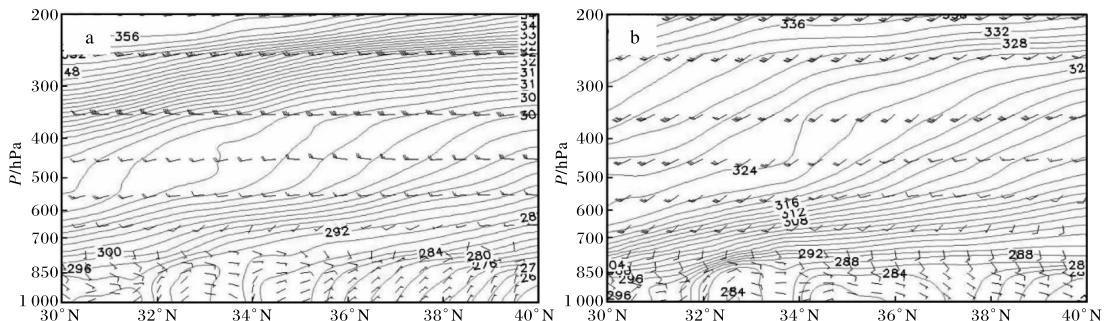


图5 假相当位温(等值线, 单位: K)和风场(单位: m/s) (a 2012-01-20T22; b 2018-01-04T00)

低空 θ_{se} 锋区之下为 θ_{se} 低值区, 对应偏东冷空气, 之上为 θ_{se} 高值区, 对应西南暖湿气流。“1·21”过程暴雪落区(34~35 °N)的 θ_{se} 低值区为 288~290 K, 对应 500 hPa 的 θ_{se} 高值区为 308~312 K; “1·3”过程暴雪落区(34~35 °N)的 θ_{se} 低值区为 282~288 K, 对应 500 hPa 的 θ_{se} 高值区为 320~324 K, 低空锋区 θ_{se} 梯度较“1·21”过程更大。表明暴雪易发生在 θ_{se} 陡峭密集区, 低空锋区 θ_{se} 梯度与暴雪强度呈正相关。

湿位涡是一个可以综合表征大气动力、热力和水汽性质的物理量。吴国雄等^[16]从完整的原始方程出发, 证得绝热无摩擦的饱和湿空气具有湿位涡守恒的特性, 在等熵面倾斜的条件下, 大气

水平风垂直切变或湿斜压度的增强能引起垂直气旋性涡度的显著发展。湿位涡分为湿正压项(MPV1)和湿斜压项(MPV2), 其表达式分别为:

$$MPV1 = -g(\xi + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}, \quad (1)$$

$$MPV2 = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right), \quad (2)$$

式(1)和(2)中, ξ 为垂直涡度(s^{-1}), f 为地转参数(s^{-1}), g 为重力加速度(m/s^2), θ_{se} 为假相当位温(K)。MPV1 为湿位涡的垂直分量, 表征大气的湿正压性。当大气为对流不稳定($-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$)时, $MPV1 < 0$; 当大气为对流稳定($-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$)时, $MPV1 > 0$ 。MPV2 为湿位涡的水平分量, 表征大

气的湿斜压性。当大气在对流不稳定 ($-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$) 条件下,只有 $MPV2 > 0$,垂直涡度才能增长;大气在对流稳定 ($-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0$) 条件下,只有 $MPV2 < 0$,垂直涡度才能得到较大增长。

分析两次过程 $MPV1$ 和 $MPV2$ 的垂直剖面(图 6 a、图 6 b)特征发现,低空的 $MPV1$ ($MPV2$)分布与高空的 $MPV1$ ($MPV2$)相对应,高(低)空的 θ_{se} 锋区对应正 $MPV1$ (负 $MPV2$);暴雪落区 ($34 \sim 35^\circ N$) 对应 $MPV1 > 0$ 和 $MPV2 < 0$,且 $MPV1$ 和 $MPV2$ 分布密集,量值大,说明湿位涡的此类配置有利于出现暴雪。由于低空 θ_{se} 锋区强度与降雪强度有较好的对应关系,故进一步对

比分析低层 θ_{se} 锋区湿位涡特征,发现 $MPV1$ 较 $MPV2$ 大 1 个量级。其中“1·21”过程的 $MPV1$ 和 $MPV2$ 中心值分别为 16 PVU 和 -2.4 PVU,对应暴雪落区的 $MPV1$ 和 $MPV2$ 中心值分别为 11 PVU 和 -1.4 PVU;而“1·3”过程的 $MPV1$ 和 $MPV2$ 中心值分别为 25 PVU(位于暴雪落区上空)和 -2.6 PVU。“1·3”过程的 $MPV1$ 明显大于“1·21”过程,说明冷空气在降雪天气中有着重要作用,大气湿正压性的明显增强,引发低层冷空气加强,冷暖空气对比明显增大;“1·3”过程的 $MPV2$ 较“1·21”过程有所增强,湿斜压性增强,西南暖湿气流沿着低层偏东冷空气爬升,形成较强的垂直风切变,气旋式涡度显著发展,同时暴雪区对应较强的 θ_{se} 梯度,降雪加剧。

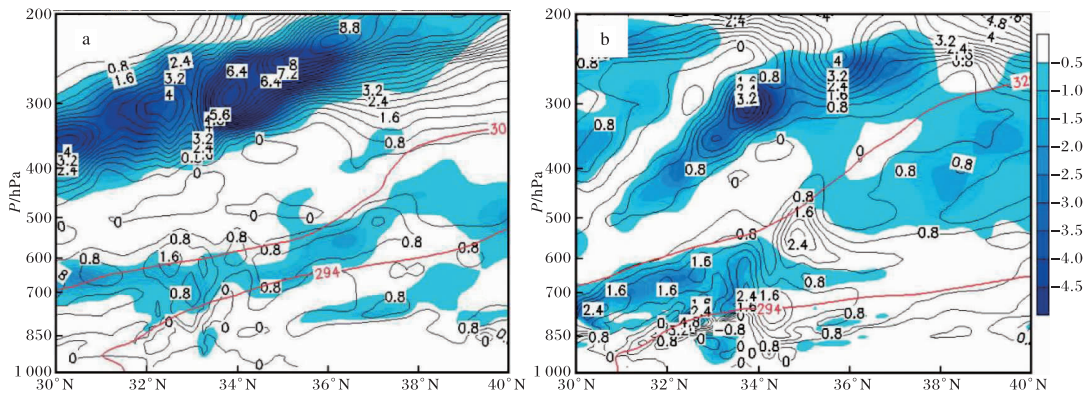


图 6 湿位涡 $MPV1$ (黑色实线,单位: $10 \cdot PVU$)和湿位涡 $MPV2$ (阴影,单位: PVU)沿 $107.5^\circ E$ 剖面
(a 2012-01-20T22;b 2018-01-04T00;红色实线之间为低层 θ_{se} 密集带,单位: K)

以上分析表明,两次过程均具有低空 θ_{se} 锋区内 $MPV1 > 0$ 和 $MPV2 < 0$ 的配置, $MPV1$ 正值、 $MPV2$ 负值与降雪强度呈正相关,对应暴雪落区的湿位涡阈值为 $MPV1 \geq 11$ PVU 和 $MPV2 \leq -1.4$ PVU。

4 结论

(1)2011—2020 年宝鸡共出现暴雪日 7 d,暴雪集中在 1—3 月,最多为 2 月 4 d;区域性暴雪为 2 d,均在 1 月;局地暴雪为 5 d,主要在 2—3 月。暴雪日空间分布有明显的地理位置差异,暴雪日大值区主要位于宝鸡东部,区域性暴雪集中在中部川塬区,局地暴雪主要在南、北部山区。暴雪日降雪量的均值与极大值的空间分布呈现自西南向东北逐渐增多的趋势,东北部的麟游位于大值中

心,极大值大多出现在区域性暴雪过程中。

(2)两次区域性暴雪过程均发生在偏东回流冷空气作为冷垫楔入中低空西南暖湿急流的形势背景下,形成冷暖空气对峙,同时配合 500 hPa 低槽,产生上升运动。“1·3”过程的西南急流强于“1·21”过程,西南急流向暴雪区输送充足的水汽和能量,提供强动力辐合条件,是宝鸡区域性暴雪强度和范围的重要影响因子,其强度越大,降雪越强;低层偏东回流冷空气不仅促使西南急流在冷垫上爬升,产生动力抬升作用,同时还降低了低层温度,有利于达到降雪产生的温度条件。

(3)宝鸡区域性暴雪产生的有利条件为:近地面 2 m 气温 $\leq -0.2^\circ C$ 且 850 hPa 温度 $\leq -5^\circ C$,600 hPa 附近暖平流中心 $\geq 17 \times 10^{-5}^\circ C/s$,低层

冷平流中心 $\leq -8 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C/s}$; 500 hPa 水汽通量最大值 $\geq 1.8 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$, 中层水汽辐合持续时间 $\geq 8 \text{ h}$, 对应水汽通量散度中心 $\leq -9 \times 10^{-8} \text{ g}/(\text{hPa} \cdot \text{s} \cdot \text{cm}^2)$, 垂直速度中心 $\leq -0.9 \text{ Pa/s}$; 低空 θ_{se} 锋区内 MPV1 $\geq 11 \text{ PVU}$ 和 MPV2 $\leq -1.4 \text{ PVU}$ 。

参考文献:

- [1] 陈姣, 张耀存. 气候变化背景下陆地极端降水和温度变化区域差异[J]. 高原气象, 2016, 35(4): 955-968.
- [2] O'GORMAN P A. Contrasting responses of mean and extreme snowfall to climate change[J]. Nature, 2014, 512(7515): 416-418.
- [3] DONAT M G, LOWRY A L, ALEXANDER L V, et al. More extreme precipitation in the world's dry and wet regions[J]. Nature Climate Change, 2016 (6): 508-513.
- [4] 赵琳娜, 马清云, 杨贵名, 等. 2008年初我国低温雨雪冰冻对重点行业的影响及致灾成因分析[J]. 气候与环境研究, 2008, 13(4): 556-566.
- [5] 周晓宇, 赵春雨, 崔妍, 等. 1961-2017年中国东北地区降雪时空演变特征分析[J]. 冰川冻土, 2020, 42(3): 766-779.
- [6] 阎访, 孙婧怡, 范俊红, 等. 石家庄暴雪的时空演变特征[J]. 干旱气象, 2021, 39(6): 939-947.
- [7] 李津, 赵思雄, 孙建华. 一次华北破纪录暴雪成因的分析研究[J]. 气候与环境研究, 2017, 22(6): 683-698.
- [8] 胡玲, 刘锦, 东高红, 等. 天津城区暴雪的环流形势与雷达特征分析[J]. 气象与环境科学, 2020, 43(1): 34-42.
- [9] 王丛梅, 李永占, 刘晓灵. 河北省南部回流暴雪天气结构特征[J]. 气象与环境学报, 2015, 31(3): 23-28.
- [10] 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.
- [11] 陈小婷, 潘留杰, 井宇, 等. 陕西东南部一次伴有雷暴的暴雪天气分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2020, 14(4): 1-9.
- [12] 徐娟娟, 郝丽, 刘嘉慧敏, 等. 2018年1月陕西区域性暴雪过程诊断[J]. 干旱气象, 2020, 38(1): 117-125.
- [13] 彭力. 2018年1月2-4日陕西回流暴雪环流特征及成因分析[J]. 陕西气象, 2019(5): 1-6.
- [14] 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.
- [15] 黄少妮, 杜莉丽, 刘嘉慧敏, 等. 陕西降水相态识别判据研究及检验[J]. 陕西气象, 2019(6): 18-23.
- [16] 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.