

高晓梅,俞小鼎,马守强,等.鲁中地区强对流天气的气候特征及相关环境参数特征分析[J].海洋气象学报,2019,39(3):43-54.

GAO Xiaomei, YU Xiaoding, MA Shouqiang, et al. Climatic characteristics and environmental parameters of severe convective weather in central region of Shandong Province[J]. Journal of Marine Meteorology, 2019, 39(3): 43-54. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2019.03.006. (in Chinese)

鲁中地区强对流天气的气候特征及相关环境参数特征分析

高晓梅¹,俞小鼎²,马守强¹,杨萌¹,王世杰¹,周树华¹

(1. 潍坊市气象局,山东 潍坊 261011; 2. 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081)

摘要: 利用鲁中地区 2001—2016 年伴随瞬时风力不低于 8 级的所有强对流天气个例共 106 次进行分析,总结其气候特征,并通过箱须图的形式研究了分类强对流天气相关环境参数的分布特征和预报阈值。结果表明:2001—2016 年强对流天气分布呈山区多、平原少、中部多、北部和西南部少的特点;6 月和 6 月中旬是主要月份和旬份;地面辐合线是最主要触发机制类型;雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型对应的地面和 850 hPa 的平均温度露点差,0~1 km 和 0~3 km 垂直风切变,SWEAT 指数、LI 指数、K 指数、风暴相对螺旋度、高度指数等环境参数各有不同的最低阈值;鲁中地区易发生强对流天气的 0 °C 层高度为 4.1 km 左右;对于伴随冰雹的强对流天气,其融化层高度比 0 °C 层高度低 0.6 km 左右。根据以上环境参数的分布特征、高低空垂直风切变的强弱变化可对 3 类强对流天气进行一定程度的区分。

关键词: 强对流天气;气候特征;环境参数;预报阈值

中图分类号: P458 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2019)03-0043-12

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2019.03.006

Climatic characteristics and environmental parameters of severe convective weather in central region of Shandong Province

GAO Xiaomei¹, YU Xiaoding², MA Shouqiang¹, YANG Meng¹, WANG Shijie¹, ZHOU Shuhua¹

(1. Weifang Meteorological Bureau, Weifang 261011, China; 2. China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China)

Abstract In this paper, 106 severe convective cases with instantaneous wind force no less than 8 grade in the central region of Shandong Province from 2001 to 2016 are analyzed and their climatic characteristics are summarized. The distribution of environmental parameters and forecast thresholds for classified severe convective weather are studied by the form of box and whisker plots. The results are listed as below. The severe convective weather happens more in mountains, less in plains, more in the central region, and less in the northern and southwestern region. Severe convections frequently occur in June (especially mid-June), accompanied with ground convergence line as the main type of trigger mechanism. For thunderstorms, hail thunderstorms, and mixed type of heavy rainfall, environmental parameters such as the mean depression of the dew point between the ground and 850 hPa, 0-1 km and 0-3 km vertical wind shear, SWEAT, LI (lifting index), K index, storm relative helicity, and height

收稿日期:2019-05-04; 修订日期:2019-07-31

基金项目:国家自然科学基金项目(41775044,41675046);山东省气象局科研项目(2014sdqxm14,sdyby2017-10,2018sdqxz08,sdyby2018-10);环渤海区域科技协同创新基金项目(QYXM201707)

作者简介:高晓梅,女,硕士,正高级工程师,主要从事短期及短时临近天气预报研究,wfmeizi@126.com。

通信作者:俞小鼎,男,博士,教授,主要从事多普勒天气雷达应用和临近预报技术研究,xdyu1962@126.com。

index all have different minimum thresholds. The 0 °C layer which is prone to severe convective weather is about 4.1 km in the central region of Shandong Province; for the severe convective weather associated with hail, the melting layer is about 0.6 km lower than the 0 °C layer. According to the distribution of the above environmental parameters and the intensity change of upper-level and low-level vertical wind shear, the three types of severe convective weather can be distinguished to some extent.

Key words severe convective weather; climatic characteristics; environmental parameter; forecast threshold

引言

强对流天气是山东省主要灾害性天气之一,主要包括冰雹、雷暴大风、短时强降水和龙卷^[1-2]。它具有时空尺度小、持续时间短、局地性强等特点,所造成的人员伤亡和财产损失在所有气象灾害中是最大的。

多年来,国内外气象学者对强对流天气做了大量总结和归纳^[3-6],特别是近年来,许多气象专家做强对流专项研究^[7-9],极大地提高了我国强对流天气的预报能力。孙继松和陶祖钰^[10]从实际天气预报的角度讨论了与强对流天气有关的基本概念、基础理论及其在实际强对流天气预报业务中的应用问题。张小玲等^[11]和俞小鼎^[12]提出利用“配料法”制作强降雨和强对流天气预报。陈元昭等^[13]分析了珠江三角洲地区极端短时强降水的天气流型配置和关键环境参数范围。雷蕾等^[14]分析了强对流天气的多个环境参数,发现纯粹短时强降水容易与其他类型的强对流天气进行区分,较难区分的是不伴随短时强降水的强冰雹天气和不伴随短时强降水的雷暴大风天气。

近年来,有许多关于山东强对流天气的研究^[15-20]。高晓梅等^[21]对鲁中地区各种强对流天气类型对应的一系列关键环境参数的分布特征进行了分析,得出一些对实际预报业务具有实用价值的结论,本文在此基础上,研究总结了鲁中地区强对流天气的气候特征,并对环境参数进行了拓展分析,主要是对平时强对流天气预报业务中常用的相关环境参数进行了详细的分析总结。鲁中地区包括济南、泰安、淄博、潍坊等市,地处丘陵较多的泰沂山区,是山东强对流天气灾害多发区和易发区。此文利用2001—2016年鲁中地区所有强对流天气资料对其气候特征进行了分析,并采用基于构成要素的强对流天气预报方法^[22],总结出鲁中地区强对流天气的相关环境参数特征和范围,并对不同类型的强对流天气包括雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型对应的环境参数之间的差异进行分

析,并找出能对这3种类型的强对流天气加以区分的环境参数,为建立鲁中地区分类强对流天气短时潜势预报打下部分基础。

1 资料与方法

选取的强对流天气为2001—2016年鲁中地区(包括潍坊、济南、泰安、淄博及所辖县市)所发生的伴随有瞬时风力不低于8级的所有强对流天气。由于龙卷现象在鲁中地区基本和基准站中极少被观测到,因此不做讨论。对强对流天气进行了分类统计,包括3种类型:1)雷暴大风型——纯粹雷暴大风,不伴随冰雹和短时强降水;2)冰雹雷暴大风型——雷暴大风伴随冰雹但不伴随短时强降水;3)强降水混合型——短时强降水伴随纯雷暴大风或冰雹雷暴大风^[21]。需要说明的是,文中所统计的短时强降水为局地对流系统或中小尺度系统造成的局地强降水,而非系统性暴雨中的短时强降水。按照以上原则筛选出鲁中地区16 a共106次强对流天气。

选取资料为每天08时和20时的探空数据,选取时次为强对流天气发生前最近时次或最近的时间,所选探空站为最接近对流天气发生地的探空站(或上游探空站),主要包括济南、青岛、邢台和郑州等,以济南探空站为主。由于大多数对流发生在午后,在计算相关环境参数时,采用08时探空,以及午后发生时的地面温度和露点温度实况对环境参数进行订正。另外,通过箱须图给出相关环境参数的分布,其中需要给出发生某种类型强对流天气时所对应的某种环境参数的最低阈值。若采用箱须图中该参数的最低值作为预报阈值,可能会出现大量的虚警,因此采用某环境参数分布的25%百分位作为预报最低阈值,从预报实践的实际效果看,25%百分位的选择总体上较为合理。

2 鲁中地区强对流天气的气候特征

2.1 强对流天气的空间分布

根据2001—2016年鲁中地区强对流总次数的

空间分布(图1)发现,鲁中地区共有3个强对流天气多发区,分别为以潍坊临朐为中心的多发区,以泰安、莱芜为中心的多发区,以济南为中心的多发区。其中临朐强对流天气发生次数最多,高达85次;其次为安丘、诸城和长清等区市,为81次;泰安、莱芜也较多,为77次。鲁中地区地处泰山山脉,西有泰山、鲁山,东有沂山,海拔都超过1000 m。分析鲁中地区强对流多发区发现,位于沂山附近的临朐、青州、诸城、安丘和位于泰山附近的泰安、莱芜山区及位于鲁山附近的淄博、沂源、博山等山区强对流天气明显偏多,而平原和丘陵地带如高密、昌邑、临淄、周村、肥城、东平等地强对流次数明显偏少,其中东平最少,只有40次,而且无冰雹天气,只有雷暴大风和短时强降水等天气。强对流次数呈中部多、北部和西南部少的特点。综上所述,此16 a鲁中地区强对流总次数的分布呈山区多、平原少、中部多、北部和西南部少的特点,说明地形对鲁中地区强对流天气的发生起重要作用。一方面由于地形对热力不稳定的影响。如果在弱下沉气流作用下,山区的实际最高气温高于平原地区,山上的热力状况更易满足发生热对流的条件^[23]。另外山上气块的起始抬升高度明显高于平原地区,由此获得的净浮力更大,因此许多局地对流云的生成发生在山区^[24]。另一方面由于地形对动力不稳定的影响。地形的阻滞作用易使山前的水平风速迅速减小甚至出现较大范围的“死水区”,而“死水区”以上则出现气流加速现象,因此地形存在将加强水平风速的垂直切变,这也是山区易激发出强对流单体可能的动力学原因之一^[24]。

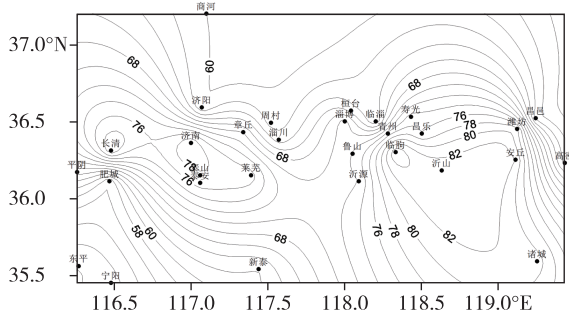


图1 2001—2016年鲁中地区强对流总次数的空间分布
Fig.1 Spatial distribution of total number of severe convection events in the central region of Shandong Province from 2001 to 2016

2.2 不同类型强对流天气的频次分布

2001—2016年鲁中地区发生雷暴大风型34次、冰雹雷暴大风型45次、强降水混合型27次等强

对流天气。把鲁中地区强对流天气出现的1 h降水量分为 <10 mm、 $10\sim 19$ mm、 $20\sim 49$ mm和 ≥ 50 mm四种情况(图2a),其中1 h雨量 <10 mm的例子最多,为45次,占强对流总次数的42.5%。发生频率最低的为1 h雨量 ≥ 50 mm的强降水,只有8次,仅占强对流总次数的7.5%;最大1 h雨量为97 mm,出现在寿光市2012年7月12日14—15时。1 h雨量在 $10\sim 19$ mm和 $20\sim 49$ mm之间的降水次数,分别为33次和20次,分别占总样本数的31%和19%。在这里将1 h雨量 <10 mm的个例称为弱降水强对流天气个例,1 h雨量在20 mm或以上个例称为强降水强对流天气个例,则弱降水个例有45次,占个例总数的45%,强降水个例28次,占个例总数的26%。根据大风强度把鲁中地区强对流天气出现的瞬时最大风速分为 <21 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $21\sim 24.9$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 ≥ 25 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 三种情况,也就是 <9 级、 $9\sim 10$ 级和10级以上(图2b),其中最大瞬时风速 <21 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的个例数为70个,占强对流个例总数的66%。而最大瞬时风速 ≥ 25 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (风力10级)的个例只有15个,仅占强对流个例总数的14%。最大瞬时风速在 $21\sim 24.9$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间的个例为21个,占强对流个例总数的20%。观测到的最大瞬时风速出现在2005年6月14日潍坊市潍城区,2 min平均风速达到 29.4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (风力11级),阵风达到 34.7 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (风力12级)。根据上述强对流天气个例集中出现冰雹个例的最大冰雹分为直径 <10 mm、 $10\sim 19$ mm和 ≥ 20 mm三种情况(图2c),其中最大直径 <10 mm的,为32例,占冰雹总次数的45%,最大直径 ≥ 20 mm的强冰雹,为18例,占冰雹总次数的25%,最大冰雹直径在 $10\sim 19$ mm的为21例。16年来鲁中地区冰雹直径最大的是120 mm,出现在2003年7月6日青州市;冰雹持续时间最长的是2010年5月30日发生在潍坊诸城市的冰雹,自12:12开始降雹,到13:45结束,降雹持续时间93 min,造成直接经济损失约6.6亿元。

2.3 不同类型强对流天气的季节分布

由图3可知,鲁中地区强对流天气主要出现在4—8月,9月、10月和2月偶有出现,6月最多,为32次,占强对流总次数的30.5%,7月次之,占强对流总次数的25.7%。强对流天气出现最早的时间为2月28日,最晚的时间为10月14日,而16 a中鲁中地区3月从未出现强对流天气。4月出现的强对流天气中,雷暴大风型的比例最大,其次为冰雹雷暴大风型,强降水混合型出现频率最低。而5月

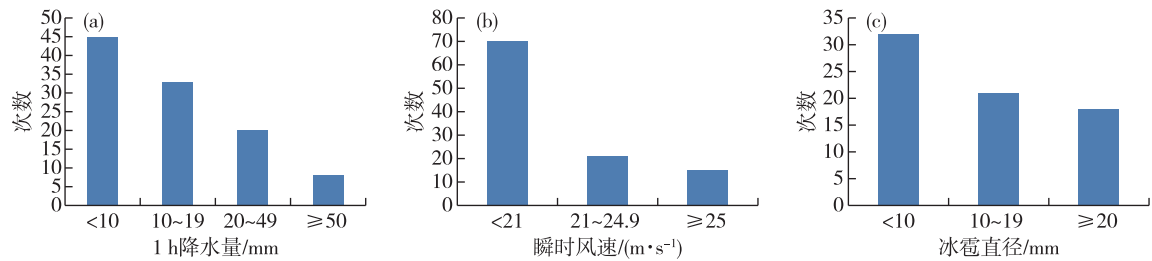


图2 鲁中地区伴随雷暴大风的强对流天气类型的分布图

Fig.2 Distribution of severe convective weather associated with thunderstorms in the central region of Shandong Province

没有出现一次强降水混合型,以冰雹雷暴大风型和雷暴大风型分别出现得最多和次多。这与4—5月大气水汽含量不是很丰富但斜压性很强密切相关。雷暴大风型存在2个峰值,一个在4月,另一个在6月,其中6月峰值高于4月峰值。冰雹雷暴大风型只存在一个峰值,在6月,其主要发生月份为4—8

月,但20 mm以上的大冰雹的发生主要集中于4—6月。强降水混合型主要出现在6—8月,其中7月为最高峰值,9月也有少量个例。如果按照旬来划分,将3种强对流子型算在一起,则6月中旬是鲁中地区强对流天气发生率最高的旬(图略)。

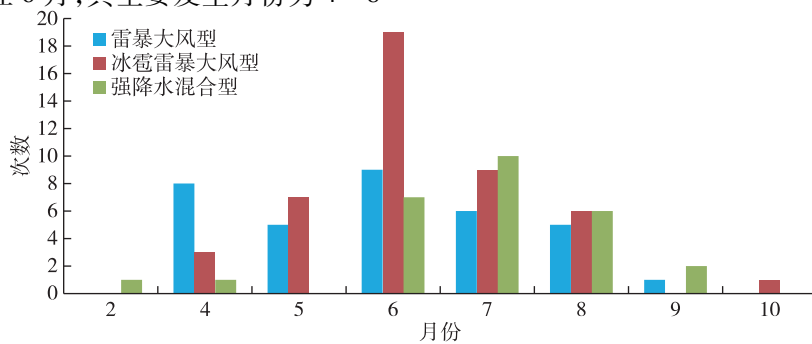


图3 鲁中地区强对流子类型发生频率月际分布

Fig.3 Monthly distribution of frequency of severe convection subtypes in the central region of Shandong Province

由图3也可以看出,鲁中地区全年强对流次数呈先增后减的趋势,从2月开始强对流次数逐渐增加,6月强对流次数达到高峰,7月开始,强对流次数逐渐减少。这与鲁中地区温度也呈先升高后逐渐降低的趋势相一致,特别是6月温度升高极快,不稳定能量积累较多,而高空冷空气活动也较频繁,导致大气层结极不稳定,易发生强对流天气。

2.4 强对流天气的日变化

由鲁中地区强对流天气类型发生率的日变化(图4)可见,如果3种子型一起计算,鲁中地区强对流天气主要出现在12—16时,共出现了49次,占强对流总次数的46.7%;其次为16—20时,占总次数的23.8%;08—12时出现强对流的次数最少,仅占总次数的11.4%。即12—16时为鲁中地区强对流天气出现概率最大的时段,此时段为一日中温度最高、不稳定能量易累积的时段,若同时具备抬升触发条件,则很可能出现强对流天气。具体到每个子

型,冰雹雷暴大风型为双峰型,主峰与整体情况一致,位于北京时间12—16时区间,而第二峰值区间位于20时—次日08时;强降水混合型发生频率日变化虽为单峰型,只是其最大峰值区间位于16—20时,而不是强对流总体的12—16时,最小频率区间位于20时—次日08时,而不是强对流总体的08—12时;雷暴大风型与强对流总体的日变化规律较为一致。

3 强对流天气触发机制分析

雷暴的生成,需要把地面附近的气块抬升到自由对流高度(LFC)以上,这需要克服对流高度以下对流抑制能量CIN^[2]。因此雷暴的触发需要持续一定时间的位于大气低层的一定强度的上升气流。根据DOSWELL^[25]的分析,这种触发雷暴的上升气流绝大多数情况下由中尺度系统提供,天气尺度的上升气流通常不会直接触发雷暴,而是使得大气变

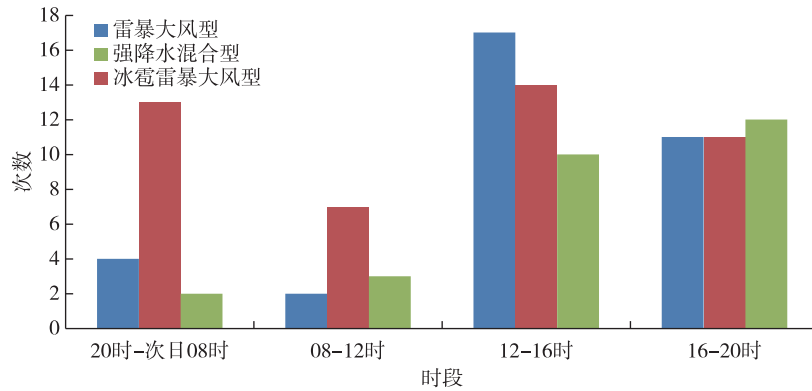


图4 鲁中地区强对流天气3个子型发生频率的日变化

Fig.4 Diurnal variation of frequency of three subtypes of severe convection in the central region of Shandong Province

得更加有利于对流的发生。在地面附近触发雷暴的中尺度上升气流可以分为两大种类型：1) 边界层辐合线；2) 地形抬升。其中边界层辐合线又包括冷锋、干线、阵风锋、海陆风环流形成的海风锋和地面辐合线等。

统计鲁中地区强对流天气的触发机制，发现其共同点是每次强对流天气中都伴随有地面辐合线，不同之处在于有的个例中有几种触发类型，有的只有地面辐合线，因而此文统计触发机制类型主要以某种触发机制为主而分型。分析鲁中地区 106 次强对流天气个例的触发机制，分为冷锋、干线、地面辐合线、地形抬升和海风锋等 5 种类型（图 5）。其中地面辐合线最多，为 51 次，占总次数的 48%；其次为干线，为 21 次，占总次数的 20%；冷锋和地形抬升分别只有 18 次和 10 次；海风锋最少，只有 6 次，只占总次数的 6%。可见地面辐合线是鲁中地区强对流天气的最主要触发机制类型。

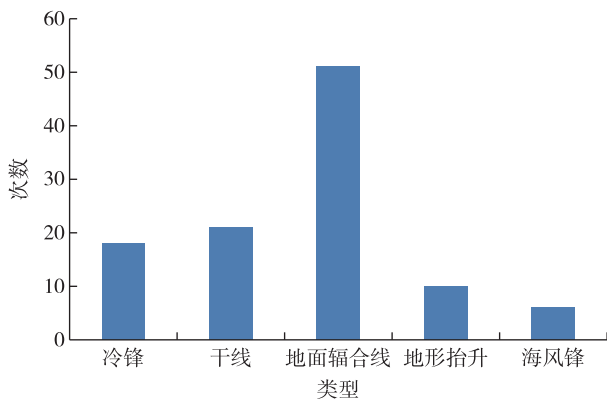


图5 鲁中地区强对流天气的触发机制类型分布

Fig.5 Distribution of types of trigger mechanism for severe convective weather in the central region of Shandong Province

4 鲁中地区强对流天气的相关环境参数特征

4.1 低层水汽条件分析

4.1.1 三种天气类型的低层水汽对比分析

水汽条件是强对流天气生成的一个重要要素，在强对流天气的多发季节，水汽主要集中在大气低层。高晓梅等^[21]已经详细分析了地面露点温度和大气可降水量，此文主要分析表示低层水汽条件的地面和 850 hPa 的平均温度露点差 $((T - T_d)_{\text{地面}} + (T - T_d)_{850})/2$ (图 6)。由图看出，雷暴大风类型对应的地面和 850 hPa 的平均温度露点差范围最宽，从最低 2 °C 到高达 25 °C，其对应的箱体也最宽，说明其分布比较分散。在较弱水汽条件下出现雷暴大风，是因为春天冷空气频繁发生而带来的大风与弱对流下沉气流辐散风叠加在一起。与雷暴大风型相比较，强降水混合型对应的低层水汽量范围最窄，从 2.0~16.5 °C，其箱体也最窄，即其分布比较集中，说明强降水混合型对流天气发生前低层水汽条件较好，有利于短时强降水的发生。而冰雹雷暴大风型对应的低层水汽范围为 1~20 °C。图 6 中显示强降水混合型对应的箱体位置明显偏低，说明其对应的低层水汽条件比其他两种类型明显偏大。因此从雷暴大风型、冰雹雷暴大风型到强降水混合型，对低层水汽条件的要求是逐渐升高的。3 种类型强对流对应的低层水汽箱须图中 25% 百分位到 75% 百分位之间的范围分别为 4~13 °C (雷暴大风型)、4~11 °C (冰雹雷暴大风型) 和 3~8 °C (强降水混合型)。如果针对 3 种类型强对流选择低层水汽条件最低阈值，则其最低阈值分别为 13 °C (雷暴大风型)、11 °C (冰雹雷暴大风型) 和 8 °C (强降水混

合型)。另外,统计表明地面和 850 hPa 的平均温度露点差 $\leq 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的强对流个例占全部强对流总个例的 86%,说明发生强对流天气时大部分低层水汽都较充足。

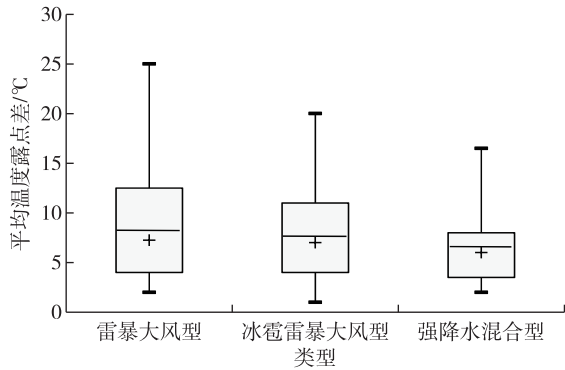


图6 鲁中地区强对流个例的3种类型对应的地面和850 hPa 平均温度露点差分布的箱须图(线段的最高点为统计最大值,最低点为统计最小值,箱形上部框线为上四分位值,下部框线为下四分位值,箱内线为平均值,+为中位线,下同)

Fig.6 Box and whisker plot of the mean depression of the dew point between the ground and 850 hPa for three types of severe convection cases in the central region of Shandong Province (the highest/lowest point of the line is the statistical maximum/minimum, the upper/lower frame line is the upper/lower quartile, the line inside box indicates the average, + is for the median, the same hereafter)

表1 鲁中地区强对流天气水汽条件及风垂直切变等各参数的季节分布

Table 1 Seasonal distribution of water vapor condition and vertical wind shear for severe convective weather in the central region of Shandong Province

月份	0~1 km 风垂直切变/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	0~3 km 风垂直切变/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	700,500 和 400 hPa 三层平均温度露点差/ $^{\circ}\text{C}$	地面和 850 hPa 平均温度露点差/ $^{\circ}\text{C}$
4	11	15	15	11
5	9	11	18	10
6	8	11	16	9
7	7	11	11	5
8	5	8	12	5
9	6	7	10	7

4.2 低层风垂直切变分析

4.2.1 三种天气类型的低层垂直风切变对比分析

垂直风切变极大影响着对流风暴的组织、结构和演变,在给定湿度、静力不稳定性及抬升的深厚湿对流中,垂直风切变对对流性风暴组织和特征的影响最大,是强对流天气预报的重要参数。比较常用的是深层垂直风切变(0~6 km 垂直风切变)和低层垂直风切变(0~1 km 和 0~3 km 垂直风切变)^[1]。高晓梅等^[21]已经详细分析了深层垂直风

4.1.2 水汽条件的季节分布

对高低空湿度条件的各月平均值进行分析(表1)发现,发生强对流天气的各月环境参数指标差别较大。由表中地面和 850 hPa 的平均温度露点差 $((T-T_d)_{\text{地面}}+(T-T_d)_{850})/2$ 可知,随着月份的递进,湿度呈先增大后逐渐减小的趋势。4月湿度最小,为 $11\text{ }^{\circ}\text{C}$,5、6月逐渐依次增大,7、8月湿度达到最大,平均温度露点差都为 $5\text{ }^{\circ}\text{C}$,接近饱和,9月湿度略减小到 $7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。这和高晓梅等^[21]研究的地面露点温度的季节分布类似,说明7、8月强对流天气的地面和低层水汽条件都较充足。

用 700 hPa、500 hPa、400 hPa 三层的平均温度露点差代表对流层中上层的干空气强度。其值越大表示干空气越干^[21]。分析 700 hPa、500 hPa、400 hPa 三层的平均温度露点差的季节分布发现其变化趋势在 4、5 月逐渐增大,5 月达到最大,6 月略减小,但也相对较大,7、8 月湿度增大,9 月湿度最大,说明对流层中上层的干空气在 5、6 月最干,强度更强,地面和低层水汽充足,湿度较大,形成上干下湿的不稳定层结,因而有利于对流天气的发生,这与前面所述 6 月是鲁中地区出现强对流天气的主要月份较一致。

切变,此文主要分析低层 0~1 km 和 0~3 km 垂直风切变对鲁中地区强对流天气的影响。

图 7a 显示 3 种天气类型的 0~1 km 平均垂直风切变相差不大,都为 $6\sim 8\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,雷暴大风型和冰雹雷暴大风型平均都为 $8\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,强降水混合型最小为 $6\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大值为 $18\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。0~1 km 垂直风切变箱须图显示,雷暴大风型箱体最高最宽,说明垂直风切变值较大且较分散,箱体主要在 $5\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,垂直风切变值 $\geq 5\text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的个例占总

个例的71%;冰雹雷暴大风型箱体略矮些,垂直风切变值 $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的个例占总个例的75%;强降水混合型箱体最矮,中位值最小,为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大值仅为 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,箱体主要在 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,垂直风切变值 $\geq 5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的个例占总个例的71%。 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变分布的中位数值分别为 $7.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (雷暴大风型)、 $8.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (冰雹雷暴大风型)和 $6.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (强降水混合型),其中雷暴大风型中值与冰雹雷暴大风型中值差别不大,而强降水混合型的中值最小。3种类型的 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变分布的25%到75%百分位值对应的范围分别为 $4.0 \sim 11.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (雷暴大风型)、 $5.3 \sim 10.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (冰雹雷暴大风型)和 $5.0 \sim 8.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (强降水混合型)。由图7看出,3种天气类型的 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变相差不大,其最低阈值分别为 $4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (雷暴大风型)、 $5.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (冰雹雷暴大风型)和 $5.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (强降水混合型)。

图7b显示低层 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变3种天气类型的平均垂直风切变相差不大,冰雹雷暴大风型最大,为 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,雷暴大风型稍小,为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,强降水混合型最小,为 $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大值为 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变箱须图显示冰雹雷暴大风型箱体最高,箱体主要在 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,垂直风切变值 $\geq 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的个例占总个例的71%;雷暴大风型箱体略矮些,垂直风切变值 $\geq 7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的个例占总个例的76%;强降水混合型箱体最矮,最大值仅为 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,箱体主要在 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,垂直风切变值 $\geq 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的个例占总个例的71%。 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变分布的中位数值分别为 $10.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (雷暴大风型)、 $12.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (冰雹雷暴大风型)和 $7.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (强降水混合型),其中冰雹雷暴大风型中值最大,强降水混合型的中值最小。3种类型的 $0 \sim 3$

km 垂直风切变分布的25%到75%百分位值对应的范围分别为 $7.0 \sim 13.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (雷暴大风型)、 $8.0 \sim 14.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (冰雹雷暴大风型)和 $5.5 \sim 11.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (强降水混合型),其相应的最低阈值分别为 $8.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $7.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $5.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。因此利用 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变分布特征区分强降水混合型和雷暴大风型或冰雹雷暴大风型天气相对比较容易,强降水混合型最小,其余两者较大。

分析深层和低层垂直风切变发现,共有四种情况,第一种是比较常规的情况,从低层到高层, $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变、 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变和 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变依次变强,这种个例共有71次,占总个例的68%;第二种是近地层 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变和高层 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变较弱,但中层 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变却很强,这种个例共15次,占总个例的14%;第三种是高层 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变最强,近地层 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变较强,但中层 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变较弱,这种个例共17次,占总个例的16%;第四种情况是近地层 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变最强, $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变次之,高层 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变最弱,这种最少,只有2次,占总个例的2%。雷暴大风型主要为第三种情况,第一种次之,第三种情况占总个例的62%;强降水混合型天气为第一种、第二种和第三种情况都出现,第二种和第三种情况占总个例的50%;冰雹雷暴大风型主要为第一种情况,第二种和第三种各占总个例的15%。以上说明雷暴大风天气易发生在高层 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变最强、近地层 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变较强、中层 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变最弱的条件下。而冰雹雷暴大风天气发生在 $0 \sim 1 \text{ km}$ 垂直风切变、 $0 \sim 3 \text{ km}$ 垂直风切变和 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变依次变强的条件下。以上区别可以区分雷暴大风和冰雹雷暴大风天气。

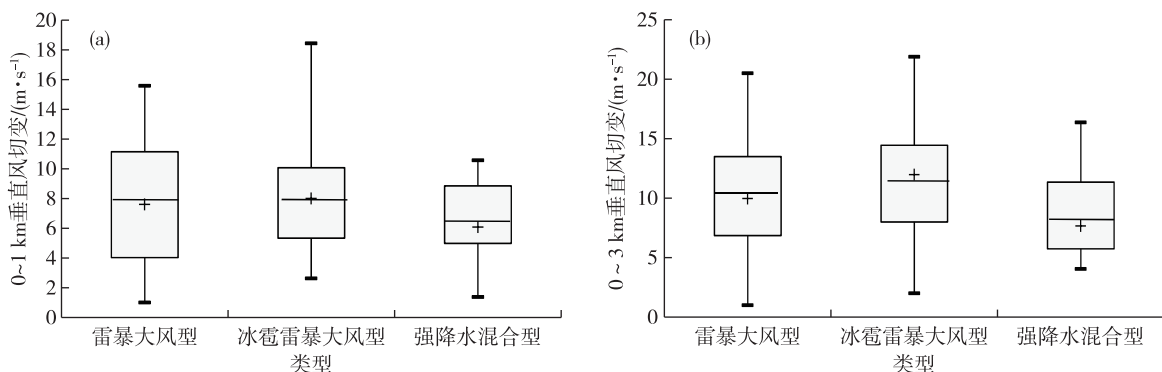


图7 鲁中地区强对流个例的3个类型对应的低层风垂直切变分布的箱须图(a.0~1 km, b.0~3 km)

Fig.7 Box and whisker plot of the low-level vertical wind shear (a. 0-1 km, b. 0-3 km) corresponding to three types of severe convection cases in the central region of Shandong Province

4.2.2 垂直风切变的季节分布

表1显示0~1 km和0~3 km垂直风切变季节分布差别较大,4月出现最大值,分别为 $11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,随着月份递进逐渐减小。0~1 km垂直风切变8月达到最小,为 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,9月略有增加;而0~3 km垂直风切变9月达到最小,为 $7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这说明,4月正处春季,高低空风向风速变换频繁,大气斜压性较强,导致高低空垂直风切变较大;8、9月高低空风力变换平稳,因而垂直风切变较小。这一点在平时强对流天气预报业务中应尤为注意。

4.3 热力不稳定参数分析

4.3.1 三种天气类型的热力不稳定条件对比分析

强天气威胁指数(SWEAT)反映了不稳定能量与风速垂直切变及风向垂直切变对风暴强度的综合作用,是一个无量纲量^[5]。分析3种天气类型下的SWEAT发现其平均值略有差别(图8a),其中强降水混合型SWEAT值最大,为240,雷暴大风型最小,为170,说明强降水混合型对流天气发展较旺盛。SWEAT箱须图显示冰雹雷暴大风型箱体最窄,SWEAT值较集中,SWEAT ≥ 100 的天气占总个例的92%,SWEAT ≤ 300 的天气占总个例的88%;强降水混合型SWEAT ≥ 100 的天气占总个例的93%,SWEAT ≤ 300 的天气占总个例的79%;雷暴大风型SWEAT ≥ 100 的天气占总个例的88%,SWEAT ≤ 300 的天气占总个例的80%。以上说明,3种类型强对流天气SWEAT指数大部分都 ≤ 300 ,即它的临界指标 ≥ 100 ,但很少超过300。3种天气的SWEAT分布的中位数值分别为195(雷暴大风型)、210(冰雹雷暴大风型)和215(强降水混合型),其中雷暴大风型中值最小,其他两种类型中值略大。3种类型的SWEAT分布的25%到75%百分位值对应的范围分别为155~260(雷暴大风型),165~250(冰雹雷暴大风型)和180~265(强降水混合型)。

抬升指数LI可以定性地用来判断对流层中层(自由对流高度至500 hPa)是否存在热力不稳定层结,LI指数小于0,表示层结不稳定。LI箱须图(图8b)显示各型,LI有所差别,中位值和平均值都按照雷暴大风型、冰雹雷暴大风型、强降水混合型顺序呈逐渐减小趋势,但都小于0,其中强降水混合型最小,中位值和平均值都为 $-6 \text{ }^{\circ}\text{C}$,雷暴大风型最大,分别为 $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。这说明雷暴大风型、冰雹雷暴大风型、强降水混合型的对流层中层层结呈越来越不稳定的趋势,其中强降水混合型对流层中层层结

最不稳定。LI箱须图显示混合型箱体是最低最窄的,说明其LI值比较集中且数值最小,都在 $-2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,LI值 $\leq -5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的个例占总个例的79%;雷暴大风型箱体最宽最高,LI值较分散,箱体主要在 $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,34个个例中有26个个例,LI $\leq 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$,占76%;冰雹雷暴大风型的,LI值 $\leq -1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的个例占总个例的83%。由图看出鲁中地区雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型的,LI最低阈值分别为 $-1 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $-3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

K指数侧重反映对流层中低层的温湿分布对稳定度的影响,K值越大越不稳定^[5]。分析K指数分布发现其与LI指数分布较类似(图8c),中位值和平均值按照雷暴大风型、冰雹雷暴大风型、强降水混合型呈逐渐增大趋势,其中强降水混合型最大,为 $31 \text{ }^{\circ}\text{C}$,雷暴大风型最小,为 $26 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。K指数箱须图显示强降水混合型箱体是偏高偏窄的,K指数值 $\geq 25 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的个例占总个例的86%;雷暴大风型箱体最宽,K值较分散,箱体主要在 $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,K指数值 $\geq 20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的个例占总个例的79%;冰雹雷暴大风型K指数值 $\geq 23 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的个例占总个例的80%。3种类型的K指数分布的25%到75%百分位值对应的范围分别为 $20 \sim 33 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (雷暴大风型)、 $23 \sim 35 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (冰雹雷暴大风型)和 $25 \sim 35 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (强降水混合型),其最低阈值分别为 $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $23 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。

风暴相对螺旋度SRH反映了旋转与沿旋转轴方向运动的强弱程度,是衡量风暴旋转潜势的物理量,对诊断和预报对流灾害性天气发生发展过程较为有用^[5]。此文分析的SRH都是地面到700 hPa的风暴相对螺旋度(图8d)。图中显示雷暴大风型SRH平均值和中位值最大,分别为 $81 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $70 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$;冰雹雷暴大风型次之,为 $71 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $56 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$;强降水混合型最小,只有 $36 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $30 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。即SRH平均值和中位值是按雷暴大风型、冰雹雷暴大风型、强降水混合型依次减小。SRH箱须图显示雷暴大风型箱体最宽最高,说明SRH值较大且较分散,箱体主要在 $40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以上,SRH值 $\geq 40 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 的个例占总个例的74%;冰雹雷暴大风型箱体与冰雹型较类似,SRH值 $\geq 35 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 的个例占总个例的76%。强降水混合型箱体最矮最窄,SRH值较小且很集中,箱体主要在 $15 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 以上,SRH值 $\geq 15 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 的个例占总个例的73%。以上说明当SRH数值较大时易出现雷暴大风冰雹等天气,但短时强降水不易出现,出现短时强降水时SRH大多数较小。3种类型的SRH分布的25%

到75%百分位值对应的范围分别为 $45 \sim 115 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (雷暴大风型)、 $35 \sim 90 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (冰雹雷暴大风型)

和 $20 \sim 55 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ (强降水混合型), 其最低阈值分别为 $45 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 、 $35 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 和 $20 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。

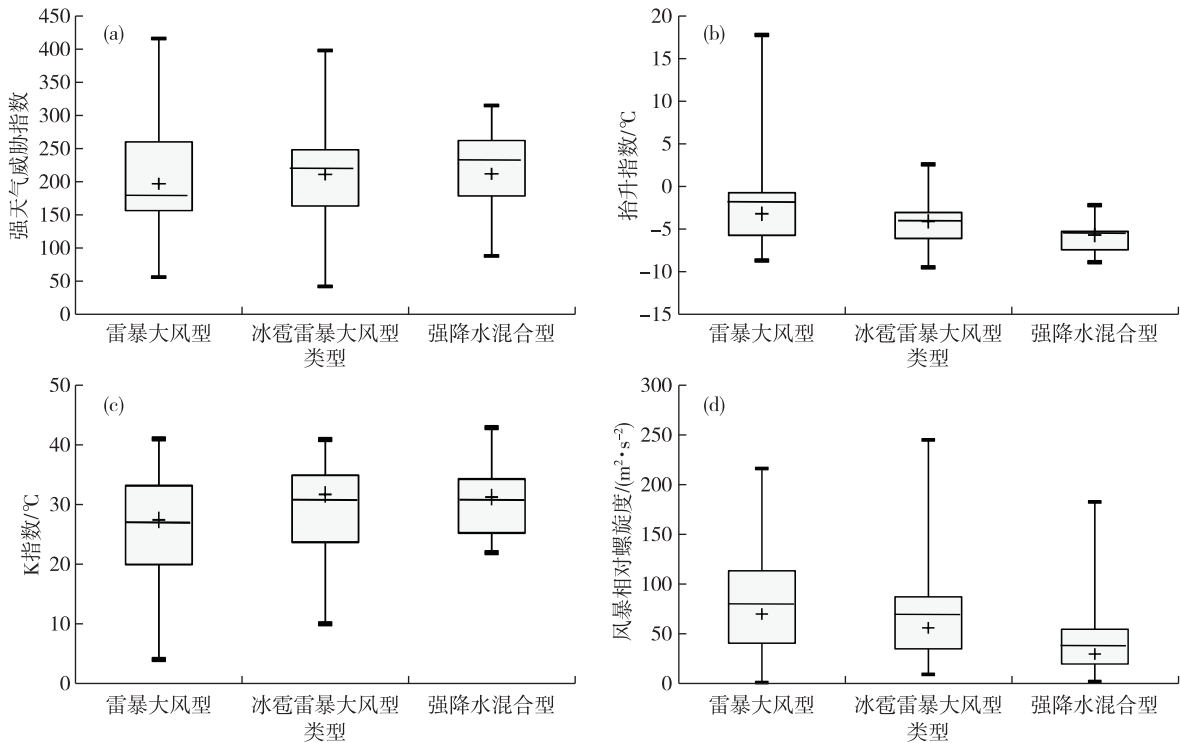


图8 鲁中地区强对流个例的3个类型对应的热力不稳定参数分布的箱须图(a. 强天气威胁指数 SWEAT, b. 抬升指数 LI, c. K 指数, d. 风暴相对螺旋度 SRH)

Fig.8 Box and whisker plot of thermal instability parameters (a. SWEAT, b. LI, c. K index, d. SRH) corresponding to three types of severe convection cases in the central region of Shandong Province

4.3.2 热力不稳定的环境参数季节分布

表2显示强天气威胁指数 SWEAT 是随着月份的递进呈先增大后逐渐减小的趋势。4月最小,5、6、7月逐渐依次增大,7月达到最高值,为240。8、9月依次逐渐减小,9月最小,为135。说明6、7月不稳定能量与风速垂直切变及风向垂直切变对风暴强度的综合作用较大,有利于强对流天气的发生。各月份的抬升指数 LI 随着月份的递进先逐渐减小达到最低值然后再逐渐增大。7月达到最低值,为 $-5.1 \text{ }^\circ\text{C}$,4月最大,为 $-1.3 \text{ }^\circ\text{C}$,说明7月对流层中层的热力不稳定层结最不稳定。K指数的各月份分布显示与 SWEAT 指数分布趋势一致,随着月份递进先增大后逐渐减小,7月达到最高值,为 $34 \text{ }^\circ\text{C}$,4月最小,为 $18 \text{ }^\circ\text{C}$ 。即7月对流层中低层的温湿分布对稳定度的影响最大,最不稳定,4月影响较小。分析风暴相对螺旋度 SRH 各月份分布,发现它也是随着月份的递进呈先增大后减小的趋势。但它在5月就达到最大值,为 $97 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,6月其次,为 $82 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$,9月最小,仅为 $29 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$ 。

从以上热力不稳定指数的各月份综合看出,各指标基本趋势一致,都是随着月份递进对流不稳定呈先逐渐增强然后逐渐减弱的趋势。5—7月各热力指数最强,是对流最不稳定的月份。4月和9月对流较弱。

表2 鲁中地区强对流天气热力不稳定参数的季节分布

Table 2 Seasonal distribution of thermal instability parameters for severe convective weather in the central region of Shandong Province

月份	强天气威胁指数	风暴相对螺旋度/ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)	抬升指数/ $^\circ\text{C}$	K 指数/ $^\circ\text{C}$
4	170	79	-1.3	18
5	190	97	-3.7	19
6	220	82	-4.3	25
7	240	46	-5.1	34
8	220	44	-4.6	30
9	135	29	-4.0	30

4.4 各高度指数分析

4.4.1 三种天气类型的高度指数对比分析

通常强对流预报业务中所说的0℃层高度为干球温度0℃层(DBZ)高度^[26]。分析DBZ高度(表3)发现,鲁中地区106次个例平均DBZ高度为4.1 km,即鲁中地区强对流天气易发生在4.1 km附近,冰雹雷暴大风型与其类似,强降水混合型DBZ高度最高,为4.5 km,雷暴大风型最低,为4.0 km。强降水混合型DBZ高度高达4.5 km,其他大致为4.0 km,这一点可以区分强降水混合型与其他类型强对流天气。冰雹的融化层高度近似为湿球温度0℃层(WBZ)高度^[3,26],其中的理由以及湿球温度0℃层高度的具体求法,俞小鼎^[26]做了较为详细的说明并给出具体例子。WBZ是冰雹尤其是强冰雹预报的重要参数之一^[26],因此分析其特征对强对流天气预报预警有重要意义。3种天气类型的WBZ高度显示雷暴大风型WBZ高度最低,为3.2 km,冰雹雷暴大风型天气略高,约为3.5 km,强降水混合型WBZ高度最高,为3.8 km。即发生短时强降水时的WBZ高度更高些,这与DBZ高度分布类似。分析3种天气类型下的DBZ高度与WBZ高度的高度差发现,鲁中地区106次强对流个例的高度差为660 m,其中冰雹雷暴大风型高度差最小,为640 m,雷暴大风型最大,为740 m,强降水混合型高度差为680 m。即鲁中地区冰雹天气的融化层高度比零度层高度大致低0.6 km,其他强对流天气低0.7 km,这在平

时冰雹预报业务中可以应用。

抬升凝结高度(LCL)是表示水汽发生凝结的高度,也为层云云底的高度。鲁中地区强对流天气的抬升凝结高度平均为900 hPa(表3),其中雷暴大风型和冰雹雷暴大风型最高,为890 hPa,强降水混合型最低,为910 hPa;自由对流高度(FCL)表示气块温度与环境温度之差由负值转为正值的高度,它是判断对流现象是否容易发生的一个重要参数。分析发现鲁中地区强对流天气的自由对流高度平均为750 hPa,其中冰雹雷暴大风型自由对流高度最高,为740 hPa,强降水混合型和雷暴大风型最低,为770 hPa;鲁中地区强对流天气的平衡高度平均为300 hPa,其中强降水混合型最高,为250 hPa,雷暴大风型最低,为350 hPa,冰雹雷暴大风型为290 hPa。综上所述,强降水混合型对流天气处在平衡高度较高、抬升凝结高度和自由对流高度较低、零度层和融化层高度较高、垂直风切变较弱的环境条件下。当平衡高度较高、抬升凝结高度较低时云层愈厚,云层愈厚致云滴增长愈快,因而降水量愈大,导致短时强降水等混合型对流天气的发生。冰雹雷暴大风型处在抬升凝结高度和自由对流高度较高、平衡高度较低、零度层和融化层高度较低、垂直风切变较强的环境条件下。当抬升凝结高度较高、平衡高度较低时,云层愈薄,降水愈小,但垂直风切变较强,导致冰雹雷暴大风天气发生。

表3 鲁中地区各种强对流天气类型下的平均高度指数及DBZ与WBZ高度差分布

Table 3 Distribution of the average height index and the height difference between DBZ and WBZ for various types of severe convective weather in the central region of Shandong Province

类型	0℃层高度/m	湿球0℃层高度/m	抬升凝结高度/hPa	自由对流高度/hPa	平衡高度/hPa	DBZ与WBZ高度差/m
雷暴大风	3 980	3 240	892	768	351	740
冰雹雷暴大风	4 090	3 450	893	741	287	640
强降水混合型	4 520	3 840	910	769	253	680
全部强对流	4 080	3 420	900	750	300	660

4.4.2 各高度指数的季节分布

表4显示DBZ高度和WBZ高度随着月份的递进呈先增高后逐渐降低的趋势。4月最低,分别为2 660 m和1 960 m,5、6、7月依次增大,7月达到最高值,分别为4 690 m和4 190 m,8、9月依次减小。因此DBZ高度和WBZ高度依次增高的月份为4月、5月、9月、6月、8月、7月。抬升凝结高度呈先增高后降低再略增高的趋势,其中8月最低,为940 hPa,5月

最高,为850 hPa;自由对流高度呈先增高后降低的趋势,9月最低,为830 hPa,5月最高,为690 hPa;平衡高度与自由对流高度变化一致,也是呈先增高后降低的趋势,4月最低,为520 hPa,5、6、7月依次增高,7月和8月达到最高值,为250 hPa,9月略有降低。

4.5 DBZ与WBZ高度差分布及与各水汽参数的关系

JOHNS and DOSWELL^[3]指出,在对流层中层存

在明显干层,使得 WBZ 高度比 DBZ 高度明显偏低,此文对鲁中地区 2001—2016 年全部强对流天气个例的 DBZ 高度和 WBZ 高度之差与高低空水汽条件做了相关分析(表 5),发现其高度差与 850 hPa、700

hPa、500 hPa、400 hPa 的温度露点差都存在显著的正相关,相关系数都通过了 0.001 水平的显著性检验,表明各层湿度越小,DBZ 高度和 WBZ 高度之差越大,反之亦然。

表 4 鲁中地区强对流天气高度指数的季节分布

Table 4 Seasonal distribution of height index for severe convective weather in the central region of Shandong Province

月份	0 °C层高度/m	湿球 0 °C层高度/m	抬升凝结高度/hPa	自由对流高度/hPa	平衡高度/hPa
4	2 660	1 960	880	750	520
5	3 550	2 690	850	690	360
6	4 130	3 400	870	710	280
7	4 700	4 190	920	780	250
8	4 660	4 030	940	800	250
9	3 800	3 370	920	830	280

另外,对 3 种天气类型下的 DBZ 和 WBZ 高度差与各层温度露点差做了相关分析(表 5),表明雷暴大风型的 DBZ 和 WBZ 高度差与 925 hPa、850 hPa、700 hPa 温度露点差呈显著正相关,相关系数都通过 0.001 水平的显著性检验;冰雹雷暴大风型的 DBZ 和 WBZ 高度差与 925 hPa、850 hPa、700 hPa、500 hPa、400 hPa 温度露点差呈显著正相关,相关系数分别通过了 0.10、0.05 和 0.001 水平的显著性检验;强降水混合型天气的 DBZ 和 WBZ 高度差

只与 850 hPa、700 hPa、500 hPa 温度露点差呈显著正相关,相关系数分别通过了 0.10、0.001 和 0.02 水平的显著性检验。以上说明冰雹雷暴大风型的 DBZ 和 WBZ 高度差与 925~400 hPa 之间各层的湿度相关性较大,雷暴大风型的 DBZ 和 WBZ 高度差与 925~700 hPa 之间各层湿度相关性好,强降水混合型的 DBZ 和 WBZ 高度差与 850~500 hPa 之间各层湿度相关性强。

表 5 DBZ 和 WBZ 的高度差与各水汽参数的相关分析

Table 5 Correlation between the height difference (between DBZ and WBZ) and various water vapor parameters

类型	DBZ 和 WBZ 的高度差与各水汽参数相关系数						
	700、500 和 400 hPa	地面和 850 hPa	850 hPa	925 hPa	700 hPa	500 hPa	400 hPa
	三层平均温度露点差	平均温度露点差	温度露点差	温度露点差	温度露点差	温度露点差	温度露点差
雷暴大风	0.398 9 [#]	0.361 8 [*]	0.613 3 ^{&}	0.456 5 [#]	0.571 6 ^{&}	0.231 1	0.231 3
冰雹雷暴大风	0.698 6 ^{&}	0.454 4 [#]	0.429 9 [*]	0.506 4 [#]	0.7538 ^{&}	0.644 1 ^{&}	0.445 9 [*]
强降水混合型	0.602 8 [#]	0.083 3	0.456 8 ⁺	0.221 6	0.7715 ^{&}	0.609 1 [#]	0.327 1
全部强对流	0.580 8 ^{&}	0.403 7 ^{&}	0.489 4 ^{&}	0.385 5 ^{&}	0.6411 ^{&}	0.414 8 ^{&}	0.390 1 ^{&}

注:同列里“+”表示在 $\alpha=0.10$ 时的相关显著性,“*”表示在 $\alpha=0.05$ 时的相关显著性,“#”表示在 $\alpha=0.02$ 时的相关显著性,“&”表示在 $\alpha=0.001$ 时的相关显著性。

5 结论

利用 2001—2016 年鲁中地区 106 次强对流天气个例进行研究,总结其气候特征,并对其相关环境物理量参数特征进行分析。主要结论如下:

1) 106 次雷暴大风型、冰雹雷暴大风型和强降水混合型等 3 种类型强对流天气分布呈山区多、平原少、中部多、北部和西南部少的特点,地形对强对

流天气的发生起重要作用。6 月和 6 月中旬是鲁中地区出现强对流的主要月份和旬份。午后的 12—16 时为强对流天气出现概率最大的时段,其次为 16—20 时。鲁中地区强对流天气触发机制可分为冷锋、干线、地面辐合线、地形抬升和海风锋等 5 种类型,其中地面辐合线是最主要触发机制类型。

2) 雷暴大风天气易发生在 0~6 km 垂直风切变最强、0~3 km 垂直风切变最弱、0~1 km 垂直风切

变较强的条件下。而冰雹雷暴大风天气发生在0~1 km、0~3 km、0~6 km 垂直风切变依次变强的条件下,据此可区分雷暴大风和冰雹雷暴大风天气。

3) SWEAT 指数、LI、K 指数、SRH 季节分布都是随月份递进先增强后减弱。5—7 月各热力指数最强,是对流最不稳定的月份,4、9 月对流较弱。冰雹天气的融化层高度比零度层高度大致低 0.6 km,其他强对流天气低 0.7 km,这在冰雹预报业务中可以应用。

4) 强降水混合型天气处在平衡高度较高、抬升凝结高度和自由对流高度较低、零度层和融化层高度较高的环境条件下。冰雹雷暴大风处在平衡高度较低、抬升凝结高度和自由对流高度较高、零度层和融化层高度较低的环境条件下。雷暴大风处在平衡高度和自由对流高度较低、抬升凝结高度较高、零度层和融化层高度较低的环境条件下。

参考文献:

- [1] 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:2006,气象出版社:314.
- [2] 俞小鼎,周小刚,王秀明.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,2012,70(3):311-337.
- [3] JOHNS R H, DOSWELL C A III. Severe local storms forecasting[J]. Wea Forecasting, 1992, 7(4): 588-612.
- [4] EDWARDS R, THOMPSON R L. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data[J]. Wea Forecasting, 1998, 13(2): 277-285.
- [5] 孙继松,戴建华,何立富,等.强对流天气预报的基本原理与技术方法:中国强对流天气预报手册[M].北京:气象出版社,2014:282.
- [6] 张小玲,谌芸,张涛.对流天气预报中的环境场条件分析[J].气象学报,2012,70(4):642-654.
- [7] 何立富,周庆亮,谌芸,等.国家级强对流潜势预报业务进展与检验评估[J].气象,2011,37(7):777-784.
- [8] 张涛,蓝渝,毛冬艳,等.国家级中尺度天气分析业务技术进展 I:对流天气环境场分析业务技术规范改进与产品集成系统支撑技术[J].气象,2013,39(7):894-900.
- [9] 王秀明,俞小鼎,周小刚.雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J].气象,2014,40(4):389-399.
- [10] 孙继松,陶祖钰.强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J].气象,2012,38(2):164-173.
- [11] 张小玲,陶诗言,孙建华.基于“配料”的暴雨预报[J].大气科学,2010,34(4):754-766.
- [12] 俞小鼎.基于构成要素的预报方法:配料法[J].气象,2011,37(8):913-918.
- [13] 陈元昭,俞小鼎,陈训来.珠江三角洲地区重大短时强降水的基本流型与环境参量特征[J].气象,2016,42(2):144-155.
- [14] 雷蕾,孙继松,魏东.利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别[J].气象,2011,37(2):136-141.
- [15] 刁秀广.阵风锋、海风锋和冷锋等触发局地强对流风暴实例分析[J].海洋气象学报,2018,38(4):45-57.
- [16] 高晓梅,俞小鼎,王令军,等.山东半岛两次海风锋引起的强对流天气对比[J].应用气象学报,2018,29(2):245-256.
- [17] 王俊.线状中尺度对流系统的多普勒雷达统计特征分析[J].海洋气象学报,2017,37(4):25-33.
- [18] 侯淑梅,孙鹏程,杨璐瑛,等.环境场条件对雷暴传播运动影响实例分析[J].海洋气象学报,2018,38(4):58-70.
- [19] 高晓梅,王世杰,王文波,等.2016年山东一次阵风锋触发的强对流天气分析[J].海洋气象学报,2018,38(2):67-75.
- [20] 万夫敬,江敦双,赵传湖.2017年8月6日山东罕见雷暴大风成因分析[J].海洋气象学报,2018,38(2):60-66.
- [21] 高晓梅,俞小鼎,王令军,等.鲁中地区分类强对流天气环境参量特征分析[J].气象学报,2018,76(2):196-212.
- [22] DOSWELL C A III, BROOKS H E, MADDOX R A. Flash flood forecasting: An ingredients based methodology[J]. Wea Forecasting, 1996, 11(4): 560-581.
- [23] 孙继松,石增云,王令.地形对夏季冰雹事件时空分布的影响研究[J].气候与环境研究,2006,11(1):76-84.
- [24] 孙继松.北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J].大气科学,2005,29(3):445-452.
- [25] DOSWELL C A III. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example[J]. Wea Forecasting, 1987, 2(1): 3-16.
- [26] 俞小鼎.关于冰雹的融化层高度[J].气象,2014,40(6):649-654.