

西安咸阳机场夏季对流参数特征研究

姜琳¹, 何小东¹

1 民航西北空管局气象中心, 西安市, 陕西省 710082

摘 要

本文利用咸阳机场 1998 年至 2006 年 6-8 月地面观测资料对夏季发生在西安咸阳国际机场的雷暴天气进行了统计分析。在此基础上, 利用逐日探空资料计算了 98-06 年 6-8 月的对流参数, 分别对强对流天气发生前后各种对流参数的变化、对流参数的日变化特征, 对流参数的夏季特征进行了统计分析。得出了一些结论, 希望利用本文所统计的结果对咸阳机场夏季强对流天气的预报有一定的指导和帮助。

关键词: 强对流 雷暴 对流参数 日变化

1 引 言

强对流天气是夏季严重威胁飞行安全的天气, 具有空间尺度小、生命史短、突发性强、破坏力大的特点。其中, 雷暴是最为常见的强对流天气, 雷暴云能产生各种各样的危及飞行安全的天气现象—强烈的湍流、积冰、闪电、雷雨、大风、下击暴流、低空风切变, 有时甚至伴有冰雹和龙卷风, 若飞机误入雷暴区内其后果不堪设想。据估计, 全球每年发生雷暴约 1600 万次, 平均每天约发生 414 万次, 每小时约发生 1820 次。在世界航空史上, 由雷暴造成的飞行事故最多。雷暴天气经常影响航班的正常率, 而每延误、返航一架次航班损失在 2000-5000 元之间。因此, 做好强对流天气的预报, 预防强对流天气的突然袭击, 不仅能保障航空飞行安全, 而且对提高航空公司的经济效益也有重要的意义。然而, 强对流天气, 由于空间尺度小、生命史短、突发性强等特点, 预报起来十分困难。因此, 研究强对流天气的发生机理, 提高强对流天气的预报水平, 不仅是气象领域的重大研究课题, 更是关系国计民生的现实需要。

强对流天气的研究历来是气象领域关注的重点, 近年来, 国内外气象工作者对此做了大量的研究工作, 揭示了强对流天气的一些重要特征。强对流天气的发生必须具备三个基本条件: 不稳定层结环境、充足的水汽、适当的抬升力。其中, 各种热力和动力不稳定的环境是对流发展的前提。为了表述强对流天气(也称强天气)发生、发展的环境, 经常用到各种对流参数。随着数值天气预报技术的发展, 国内外的气象部门和气象工作者对强对流天气做了大量的研究工作, 提出了一些物理意义明确的能量、动力和热力稳定度参数。这些对流参数分别从不同侧面反映了大气的环境特性, 对判断对流天气的发生、发展、消亡及预报强对流天气类型都有重要作用。由研究可以看出, 与对流有关的很多对流参数, 在强对流日和非对

流日存在不同的气候特征，在强对流日具有明显的日变化特征，与强对流天气的发展演变具有良好的对应关系。因此，研究这些对流参数的变化特征，对于了解强对流天气的特征和演变规律，具有重要作用，能够为我们准确预报强对流天气提供依据。因此，本文在统计西安咸阳机场夏季雷暴天气特征的基础上计算了夏季各种对流参数，对咸阳机场夏季重要对流参数进行详细的统计，分析不同对流参数在夏季各月的分布特征以及在强对流日与非强对流日的变化特征，为应用对流参数进行强对流天气的分析和预报提供依据。

2 雷暴天气统计特征

利用咸阳机场1998年至2006年6-8月地面观测资料，统计了咸阳机场夏季雷暴发生的情况。1998年至2006年夏季咸阳机场共发生雷暴60日。从逐年雷暴日数分布来看，如图1 所示，2006年夏季雷暴日数最多，达到10日；1998年最少，只有3日。从变化趋势来看，98-06年夏季雷暴日数呈缓慢上升的趋势。

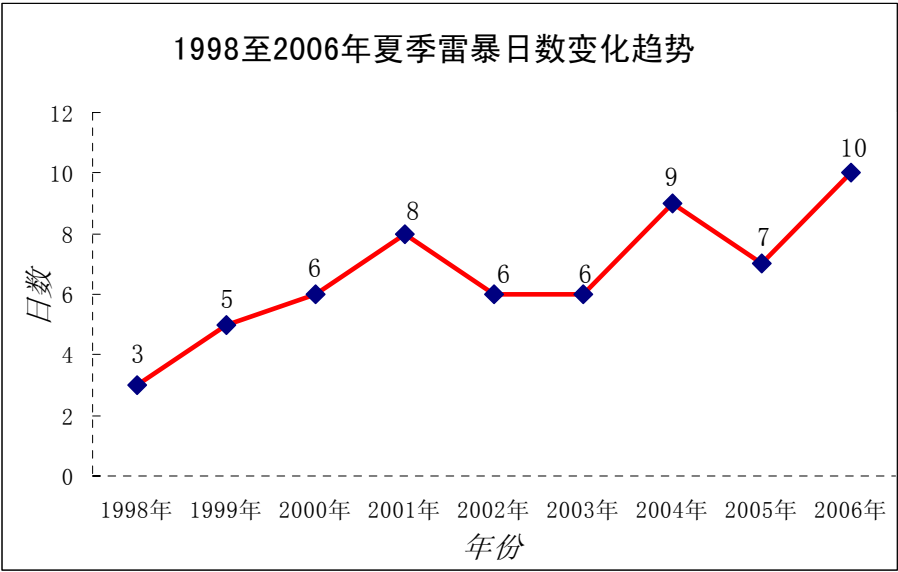


图1 1998至2006年6至8月雷暴日数变化趋势

从98-06年平均各月雷暴日数分布和各月9年雷暴日数总次数的叠加图(图2)可以看出，7月雷暴发生日数最多过去9年达到25日，平均2.8日，其次是8月有23日，6月最少只有12日，平均不到1.5日。

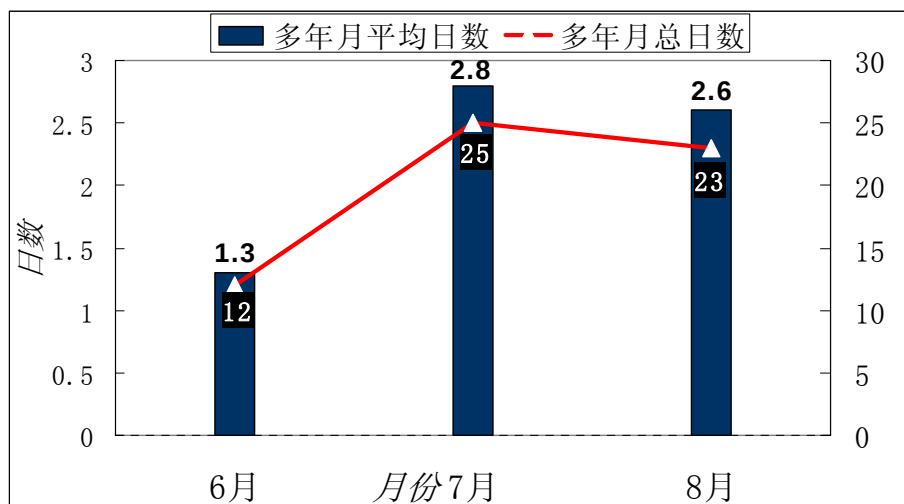


图2 1996-2006年6至8月各月总雷暴日数及年平均雷暴日数

2.1 雷暴发生时段及持续时间的统计分析

通过对60个雷暴日雷暴发生时段、持续时间和起始方位的统计发现，如图3，西安咸阳机场发生的雷暴在13时到16时（世界时）最多，其次是07时到10时和10时到13时，从下午到午夜是雷暴的高发时段，占到了所有雷暴发生时间的65%；午夜之后发生概率开始下降，后半夜19时之前还有18%，清晨到中午只有14%；而中午发生雷暴的概率最低。

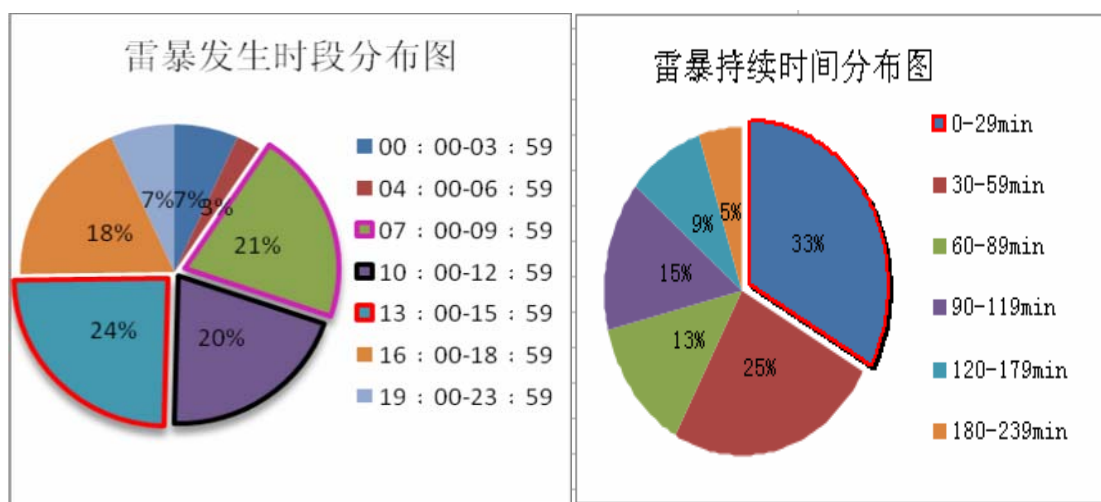


图3 1998至2006年6至8月雷暴发生时段分布图

图4 1998至2006年6至8月雷暴持续时间分布图

从雷暴持续时间来看，如图4，33%的雷暴短于半个小时，58%的雷暴短于1个小时，随着持续增长的时间，发生的概率逐渐降低，持续1到2个小时的概率为28%。9年间夏季西安咸阳机场持续时间最长的雷暴发生于2002年7月4日，共计227分钟。夏季持续时间超过1小时的雷暴9年间共发生了23次，其中8月最多，有11次，7月次之，有7次，6月有5次；从6至8月9年平均雷暴持续时间来看，6月达到61.9分钟，7月达到了62.8分钟，8月最长为64.7分钟，所以夏季不仅是雷暴的多发季节，雷暴的持续时间也较长。

2.2 雷暴发生起始方位的统计分析

根据雷暴发生的起始方位的统计发现,有16次发生在本场西北方向、西方有12次、北方有8次,合计在所有方位中比重超过了60%,是机场产生雷暴最多的区域,这与关中平原大部分天气系统自西北向东南方向移动相符合。在对本场雷暴的临近预报中,要对西北、西和北方的对流云团发生发展严密监视。相较于西北方向,其余方位的雷暴概率较小,均在10%以下,只有天顶的雷暴占到了10%。

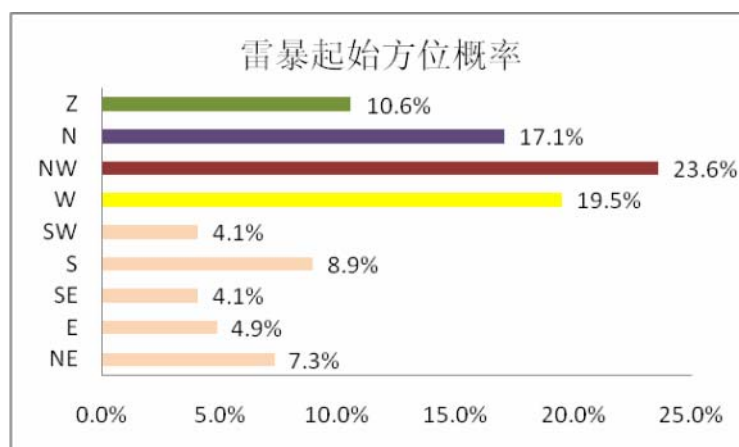


图5 1998至2006年6至8月雷暴起始方位分布

3 夏季对流参数统计特征分析

近年来,随着人们对对流参数的物理意义的不断加深和完善,对流参数被越来越广泛地应用到对流性天气的分析和预报中。国内外大量研究表明,研究对流参数的特征对于分析和预报强对流天气具有十分重要的意义。本文利用常规探空资料计算西安咸阳机场 1998 年至 2006 年 6 月-8 月的对流参数,将对流参数分为三类,即:热力不稳定参数、能量参数、动力及组合型参数。并分别详细统计分析了各种参数的月分布特征、日变化以及强对流天气发生前后的特征。

3.1 对流参数介绍

3.1.1 常用热力不稳定参数介绍

(1) K 指数

K 指数表达式为:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T - T_d)_{700} \quad (1)$$

上式中 $T_{850} - T_{500}$ 为温度递减率, T_{d850} 为低层水汽条件, $(T - T_d)_{700}$ 为中层饱和程度。 K 指数是综合反映中低层垂直降温、低层露点及温度露点差的物理量。一般情况下, K 指数

越大，表示大气层结越不稳定。

根据经验， K 指数大小与可能出现的雷暴活动有以下关系：

当 $K < 20^{\circ}\text{C}$ 时，无雷暴，当 $20^{\circ}\text{C} < K < 25^{\circ}\text{C}$ 时，孤立雷暴，当 $25^{\circ}\text{C} < K < 30^{\circ}\text{C}$ 时，零星雷暴，当 $30^{\circ}\text{C} < K < 35^{\circ}\text{C}$ 时，分散雷暴，当 $K > 35^{\circ}\text{C}$ 时，成片雷暴。

(2) 沙氏指数

沙氏指数表达式为：

$$SI = T_{500} - T' \quad (2)$$

上式中 T' 是气块从 850hPa 等压面沿干绝热线上升到抬升凝结高度，再沿湿绝热线上升到 500hPa 时具有的温度。

根据国外资料，SI 指数与对流性天气的关系为：

当 $SI > 3^{\circ}\text{C}$ 时，发生雷暴的可能性很小或没有，当 $0^{\circ}\text{C} < SI < 3^{\circ}\text{C}$ 时，有发生阵雨的可能性，当 $-3^{\circ}\text{C} < SI < 0^{\circ}\text{C}$ 时，有发生雷暴的可能性，当 $-6^{\circ}\text{C} < SI < -3^{\circ}\text{C}$ 时，有发生强雷暴的可能性，当 $SI < -6^{\circ}\text{C}$ 时，有发生严重对流天气(如龙卷风)的危险。

(3) 抬升指数 LI

抬升指数 LI 的表达式为：

$$LI = T_{500} - T' \quad (3)$$

上式中 T' 为气块从修正的低层（通常为地面或近地面层）沿干绝热线上升，到达抬升凝结高度后再沿湿绝热上升至 500hPa 时的温度。它与沙氏指数 SI 都属于条件性稳定度指数，差别在于气块抬升的起始高度不一样。当 $LI < 0$ 时，表示大气层结不稳定，且负值越大，不稳定的程度越大。

(4) 深对流指数 DCI

深对流指数 DCI 的表达式为：

$$DCI = T_{850} + T_{d850} - LI \quad (4)$$

深对流指数将 850hPa 的假相当位温与地面至 500hPa 的浮力特性相结合,综合反映了低层的温湿特性和中低层的条件稳定度。

(5) 修正的 K 指数

Charba、朱晓冬等在考虑了地面温度状况后,提出了修正的 K 指数 mK :

$$mK = (T_0 + T_{850})/2 + (T_{d0} + T_{d850})/2 - T_{500} - (T - T_d)_{700} \quad (5)$$

式中 T_0 和 T_{d0} 分别为地面的温度和露点,与 K 指数相比,修正的 K 指数考虑了地面的温度状况, mK 值越大表示气团低层越暖越湿,不稳定性越大,越有利于对流的产生。Ducocq(1998)指出,对于对流性天气的预报, mK 大于 35°C 。

3.1.2 能量参数介绍

(1) 对流有效位能(CAPE)

对流有效位能(CAPE)表示在自由对流高度之上,气块可从正浮力做功而获得的能量。它是一种潜在的能量,在一定条件下可以转换为上升运动的动能。与从常用的热力不稳定参数相比,能反映出大气整层的结构特征。其表达式为:

$$CAPE = g \int_{z_{LFC}}^{z_{EL}} \frac{1}{\bar{T}_{ve}} (T_{va} - T_{ve}) dz \quad (6)$$

式中, g 为重力加速度, z_{EL} 为平衡高度, z_{LFC} 为自由对流高度, T_{va} 为气块虚温, T_{ve} 为环境虚温。Bluestein 等研究发现,CAPE 对于气块起始抬升高度处的温度和湿度的变化非常敏感。本文在计算 CAPE 时,选取地面作为抬升起始高度。

(2) 对流抑制能量(CIN)

对流抑制能量(CIN)表示气块上升至自由对流高度必须获得的能量的下限。其表达式为:

$$CIN = g \int_{z_{sfc}}^{z_f} \frac{1}{\bar{T}_e} (T_a - T_e) dz \quad (7)$$

式中, T_a 表示环境温度, T_e 表示气块温度, $\bar{T}_e$ 表示气层的平均温度。强对流发生时, CIN 通常有一个合适的值:太大会抑制对流发展,太小则不利于能量聚集。

(3) 下沉对流有效位能(DCAPE)

在强风暴体内部,与强烈的上升运动对应,还有一支强大的下沉气流与其相伴随,而这种下沉气流通常是由中层干空气入侵含水云体蒸发冷却而造成的。DCAPE 从理论上反映了干空气入侵含水云体后,气块因蒸发冷却下沉到地表时的最大动能。其表达式为:

$$DCAPE = g \int_{z_{sfc}}^{z_D} \frac{1}{\bar{T}_{ve}} (T_{ve} - T_{va}) dZ \quad (8)$$

其中 z_D, z_{sc} 分别表示下沉起始高度和地面高度, T_{ve}, T_{va} 分别为环境场虚温和下沉气块的虚温, $\bar{T}_{ve}$ 为下沉过程环境场的平均虚温。

3.1.3 动力及组合型参数介绍

(1) 风暴相对螺旋度 SRH

风暴相对螺旋度是一个与垂直风切变有关的动力学参数, 综合反映了强风暴系统的旋转和上升运动的强度。Davies-Jones 等提出了可利用单站探空风资料计算风暴相对螺旋度的公式:

$$H = \int_0^h (\bar{V} - \bar{C}) \bar{\omega}_H dz \quad (9)$$

式中, $\bar{V}$ 为环境风, $\bar{C}$ 为风暴移动速度, $\bar{\omega}_H$ 为水平涡度矢量, h 为风暴入流厚度, 通常取 $h=3\text{km}$ 。

(2) 风暴强度指数 SSI

风暴强度指数 SSI 是一个将位势不稳定与环境风垂直切变相结合的参数, 其数学表达式为:

$$SSI = 100 \left[2 + (0.276 \ln(shr)) + (2.011 \times 10^{-4} CAPE) \right] \quad (10)$$

式中 Shr 表示离地面 0~3.6km 的环境风的垂直切变。Turoctte 和 Vigneux 研究发现, $SSI \geq 100$ 可以用来区分强雷暴和非强雷暴。在澳大利亚, 则将标准定为 $SSI \geq 120$ 。郝莹等统计了安徽省夏季发生雷暴时 SSI 的平均值为 42.2。

(3) 能量螺旋度指数 EHI

Johns 和 Doswell[54]研究发现, 强对流天气既可以发生在高对流有效位能与低风暴相对螺旋度相结合的环境中, 也可以发生在相反的环境中, 即对流有效位能与风暴相对螺旋度两者之间存在着某种平衡关系。Hart 等将对流有效位能和风暴相对螺旋度组合成能量螺旋度指数, 其数学表达式为:

$$EHI = (H_{s-r} \bullet CAPE) / 160000 \quad (11)$$

EHI 指数反映了强对流天气发生时, 对流有效位能与风暴相对螺旋度之间的相互平衡特征。已有研究表明: 当 $EHI \geq 2\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{Jkg}^{-1}$ 时, 发生强对流的可能性很大, 且 EHI 越大, 发生强对流的可能性也就越大。

3.2 对流参数的月平均

3.2.1 热力不稳定参数的月平均

热力不稳定参数的月平均值反映了当地大气热力稳定性的月平均状态, 对于了解该月的大气层结环境具有重要作用。表 1 给出了咸阳机场 1998 年-2006 年夏季热力对流参数各月的最大值、最小值和平均值的统计特征。可以看出, 西安地区夏季 K 指数最大值出现在 8

月份，达到 58℃；最小值出现在 6 月份，为-5℃；7 月份的 K 指数平均值是夏季最大的，达到 32.7℃,8 月份次之，6 月份 K 指数平均值最小，为 27.2 ℃。这是因为 7 月份中低层垂直温度递减率、低层的露点和 700hPa 的湿度都比较大，6 月份中低层的垂直温度递减率比 8 月份大，但低层的露点和 700hPa 的湿度都比 8 月份要小。修正的 K 指数 mK 最大值和最大月平均值的分布与 K 指数类似，其中最大值出现在 8 月为 61℃，平均最大值出现在 7 月份为 38.2℃，而 mK 的最小值也出现在 6 月份，为 1℃。IL 指数是大气对流稳定度指数，IL 指数在夏季各月的平均值均为正值，其中最小平均值出现在 7 月份，为 2.6℃，最大平均值出现在 6 月份，为 6.5℃。这说明 7 月份中低层的垂直温度递减率和湿度都比较大，相比其它月份而言，7 月份更容易发生强对流天气。沙氏指数 SI 在夏季各月的平均值均为正值，且差异不明显，最大平均值出现在 6 月份，为 2.8℃，最小平均值出现在 7 月份，为 1.5℃，两者相差不大。这是因为 SI 指数不受地面要素影响，只与空中要素有关。SI 指数在夏季的最大值出现在 6 月份，为 21.04℃，最小值出现在 8 月份，为-29.75℃。抬升指数 LI 在各月份的平均值均为正值，最小值出现在 7 月份，为 0.3℃。LI 由于考虑了地面的温湿状况，月分布差异较明显，7、8 月份地面至中低层处于高温高湿，具有较强的热力不稳定。LI 指数在夏季的最大值出现在 8 月份，为 14.71℃；最小值出现在 8 月份，为-28.49℃。深对流指数 DCI 在咸阳机场夏季的平均值最大出现在 7 月份，为 35.7℃，最小平均值则出现在 6 月份，为 27.6℃。这是由于 7、8 月份太阳辐射强，低层增温增湿明显。DCI 指数在夏季的最大值能达到 62.49℃，出现在 8 月份，最小值出现在 6 月份，能达到 0.94℃。

表 1 咸阳机场热力不稳定参数的多年月平均

热 力 参 数	6 月			7 月			8 月		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
K (℃)	47	-5	27.2	45	6	32.7	58	3	32.1
mK (℃)	50	1	32.9	51	9	38.2	61	9	37.4
s I (℃)	21.04	-5.35	2.8	12.92	-6.41	1.5	14.56	-29.75	1.8
L I (℃)	14.35	-8.81	2.1	14.03	-8.81	0.3	14.71	-28.49	1.1
DCI (℃)	48.72	0.94	27.6	56.16	10.36	35.7	62.49	4.94	32.7
IL (℃)	31.14	-19.86	6.5	34.48	-20.45	2.6	34.27	-47.47	3.8

总的来看，表征大气中低层温湿状况的热力不稳定参数，K 指数、mK 指数、DCI 指数，在北京夏季 7 月份的平均值最大，SI 指数和 LI 指数、IL 指数在 7 月份的平均值最小，说明咸阳机场夏季 7 月份与 6、8 月份相比，处于较强的热力不稳定状态，这种不稳定的层结环境，如果配合有适当的触发机制，极易发生强对流性天气。

3.2.2 能量参数的月平均

表 2 是咸阳机场夏季历年能量参数的月分布，可以看出，CAPE 和 DCAPE 均是 7 月份的平均值最大，8 月份次之，6 月份最小；CIN 则是 7 月份的平均值最小，8 月份次之，6 月份最大。说明 7 月份大气中具有较高的不稳定能量，容易发生强对流天气。在低层湿

度较大，而中层又十分干燥的情况下，常常会使得 CAPE 的计算偏大，最大能达到 $5771.1 J \cdot kg^{-1}$ 。这是因为低层湿度较大，温度露点较小，会使自由对流高度偏低，而中层干燥又会使得平衡高度偏高，甚至达到 200hPa 以上，而 CAPE 正比于热力图解上自由对流高度到平衡高度之间的层结曲线与状态曲线所围成的面积。对流抑制能量 CIN 和下沉对流有效位能 DCAPE 在北京夏季最大值分别能达到 $3759.6 J \cdot kg^{-1}$ 和 $3532.1 J \cdot kg^{-1}$ ，均出现在 8 月份。

表 2 咸阳机场夏季历年能量参数的月平均($J \cdot kg^{-1}$)

能 量 参 数	6 月			7 月			8 月		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
CAPE	4123.8	0	513.8	5771.1	0	815.4	4807.9	0	694.1
CIN	2342.5	0	307.6	1515.5	0	212.1	3759.6	0	235.8
DCAPE	2344.2	0	648.9	2031.8	0	812.97	3532.1	0	657.1

3.2.3 动力及组合型参数的月平均

表 3 是咸阳机场夏季几种典型的动力及组合型参数的多年月平均情况统计。可以看出，风暴相对螺旋度 SRH 夏季平均值最大出现在 7 月达到 $47.5 m^2 \square s^{-2}$ ，8 月次之，6 月最小。风暴强度指数 SSI 夏季最大值可以达到 285.2，出现在 7 月份，而最小值为-136.9，7 月份的平均值最大为 35.7，8 月份次之达到 31.8，6 月份最小；能量螺旋度 EHI 最大值为 5.8，出现在 8 月份，7 月份 EHI 的平均值最大，为 0.31,8 月份次之，为 0.26,6 月份最小为 0.12。从以上分析可以发现，SRH、SSI、EHI 在 7 月份的平均值都比较大，说明 7 月份相比其他两个月份更有利于强对流天气的发生。

表 3 动力及组合型参数的多年月平均

动力及 组 合 参 数	6 月			7 月			8 月		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
SRH	328.1	-323.5	23.9	652.3	-120.4	47.5	564.8	118.2	39.6
SSI	153.6	-136.9	29.7	285.2	-92.5	35.7	187.3	-121.3	31.8
EHI	4.7	0	0.12	4.3	0	0.31	5.8	0	0.26

3. 3 对流参数在强对流日的分布特征

3.3.1 热力参数在强对流日的特征

表 4 是各种热力参数在强对流天气发生前后的对比。可以看出 K 指数、mK 指数、DCI 指数无论从最大值还是平均值都高于强对流发生后。K 指数主要与中低层的温湿状况和垂直温度递减率有关，强对流发生前大气中已含有大量的水汽，湿度比较大，使得 K 指数维持在一个高值，而 K 指数在强对流发生后一般变化不大，平均减小不到 1℃左右，这是因

为雷暴等强对流天气，一般都伴有降水，会使得空中的湿度增大。 mK 指数与 K 指数相比，考虑了地面的温湿状况，更具有代表性，从强对流发生后 mK 指数的变化来看， mK 指数均有不同程度的下降，平均降幅都在 3°C 以上。深对流指数 DCI 主要与对流层低层的温湿状况以及中低层的不稳定能量有关，反映大气中低层的稳定度情况，可知在强对流发生前 DCI 指数平均值在 39.16°C ，说明在强对流发生前大气中低层有将强的不稳定能量。而 SI 、 LI 、 IL 等参数在强对流发生前平均值均为负值，小于强对流发生后的值，这说明在雷暴发生前大气中已经具有较强的热力不稳定。抬升指数 LI 反映的是地面到中层 500hpa 的层结稳定度，强对流发生前 LI 平均值为 -2.18 而发生后逐渐增大，即中低层的不稳定度减小，层结逐渐趋于稳定。 SI 和 IL 指数也与 LI 指数类似，强对流发生前为较大负值，而发生后增大为正值。

表 4 热力参数在强对流发生前后的变化

热力参数	强对流发生前			强对流发生后		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
$K (^{\circ}\text{C})$	47	17	36.42	42	22	34.23
$mK (^{\circ}\text{C})$	51	27	41.78	46.5	24.5	38.29
$SI (^{\circ}\text{C})$	13.19	-6.19	-1.44	5.11	-3.4	0.18
$LI (^{\circ}\text{C})$	7.37	-6.17	-2.18	4.34	-3.71	-0.35
$DCI (^{\circ}\text{C})$	52.59	8.63	39.16	48.67	21.91	34.09
$IL (^{\circ}\text{C})$	19.82	-14.52	-4.21	13.24	-9.01	-0.23

从各对流参数在发生前的累计分布的概率（如图 6）所示，可以看出， K 指数大于等于 30°C 的，强对流发生前临近时刻的个例占总数的 93%，历年占 74%，而当 K 指数大于等于 33°C 时，强对流发生前的个例有 88%，相比历年 K 指数大于等于 33°C 的仅占 41%，因此，初步表明 K 指数 33°C 对于发生强雷暴天气具有较好的指示作用。另外，从强对流发生前临近时刻的 mK 指数的数值分布来看， mK 指示大于 35°C 有 93%，多年平均为 82%，而当 mK 指数大于等于 40°C 时，强对流发生前临近时刻有 75%满足条件，多年平均仅为 47%，由此我们可以初步判断 $mk \geq 40^{\circ}\text{C}$ 对强对流天气的预报具有较好的指示作用。 DCI 指数 $\geq 40^{\circ}\text{C}$ 时，强对流发生前临近时刻有 68%，而历年平均仅有 30%满足，因此 $DCI \geq 40^{\circ}\text{C}$ 也对强对流天气预报有一定的指示意义。从 SI 、 LI 、 IL 指数在强对流发生临近时刻与多年平均累计分布可以看到，当 $SI \leq 0^{\circ}\text{C}$ 时，强对流发生前临近时刻有 83%，而多年平均仅有 41%；当 $LI \leq -1^{\circ}\text{C}$ 时，强对流发生前临近时刻有 73%，而多年平均仅有 45%；当 $IL \leq -3^{\circ}\text{C}$ 时，强对流发生前临近时刻有 60%，而多年平均仅有 30%。因此 $SI \leq 0^{\circ}\text{C}$ 、 $LI \leq -1^{\circ}\text{C}$ 、 $IL \leq -3^{\circ}\text{C}$ 可以作为初步判断强对流发生的几个有用的值。

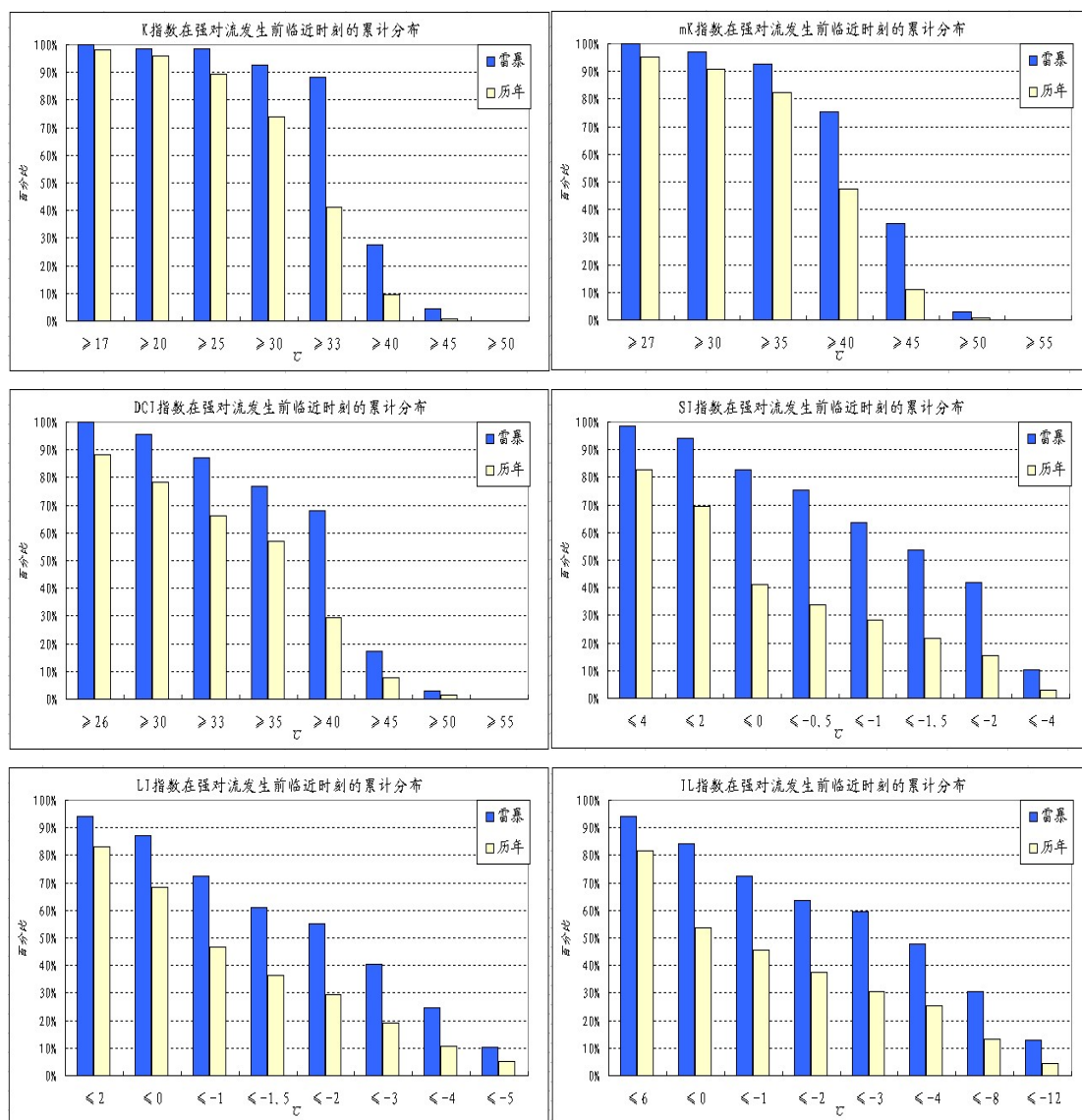


图 6 热力参数在强对流发生前时刻与的累计分布与多年平均对比

3.3.2 能量参数在强对流强对流日的特征

从能量参数在强对流发生前后表 (表 5) 看到, 在强对流发生前临济时刻对流有效位能 CAPE 平均值为 $924.5 J \cdot kg^{-1}$, 其中最大值达到了 $4217.1 J \cdot kg^{-1}$, 这说明在强对流发生前大气中蕴藏着很高的不稳定能量, 而从强对流发生后的平均值来看仅为 $438.4 J \cdot kg^{-1}$, 减小大约二分之一左右, 这表明强对流天气发生后大气中大量的不稳定能量已经释放, 大气中不稳定的能量已迅速减小。同时可以看到在强对流发生前 CAPE 的最小值可以很小, 甚至为 0, 这说明 CAPE 并不是发生强对流的必要条件。下沉对流有效位能 DCAPE 在强对流发生前平均值为 $843 J \cdot kg^{-1}$, 在强对流发生后平均值 $600 J \cdot kg^{-1}$, 减大幅度不大, 这是因为 DCAPE 值随着下沉七点相对湿度的降低而增加, 在伴有强降水的强对流天气发生前, 大气中低层含有大量的水汽, 中低层的湿度较大, 在发生后由于水汽的凝结, 中低层的湿度有所减小, 致使 DCAPE 减大幅度较小。对流抑制能量 CIN 太大会抑制对流发展, 太小则不利于能量积聚。

在强对流发生前平均值为 $159 J \cdot kg^{-1}$ ，发生后有所增加达到 $182.67 J \cdot kg^{-1}$ ，在发生前最大值 $615.29 J \cdot kg^{-1}$ 远远小于发生后的最大值 $1008.67 J \cdot kg^{-1}$ ，表明在强对流发生后对流抑制能量加大，对流不易发生。

表 5 能量参数在强对流发生前后的变化

能量参数	强对流发生前			强对流发生后		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
CAPE	4217.11	0	924.47	3076.96	0	438.43
CIN	615.29	0	159.09	1008.67	0	182.67
DCAPE	1734.94	35.59	843.03	1745.97	35.59	600.33

而从强对流发生前临近时刻的 CAPE 分布来看(图 7)，在雷暴发生前 $CAPE \geq 700 J \cdot kg^{-1}$ 的占 70% 远大于多年平均的 35%，说明强对流发生前的大气中通常积聚着较高的不稳定能量， $CAPE \geq 700 J \cdot kg^{-1}$ 对西安夏季的强对流天气有一定的指示意义。

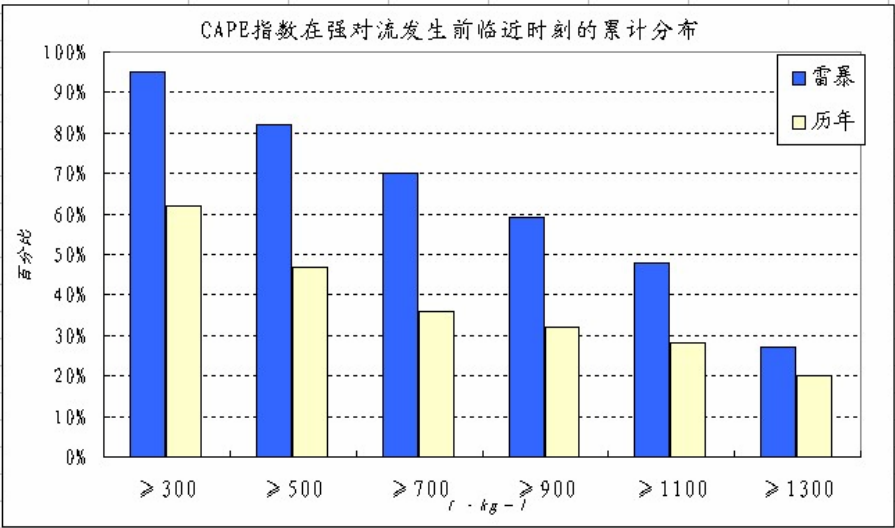


图 7 能量参数在强对流发生前时刻与的累计分布与多年平均对比

3.3.3 动力及组合型参数在强对流日的特征

风暴相对螺旋度 SRH 是相对速度与涡度点积的体积分，反映了低层风场结构的整体效应，具有较好的实际应用价值。Dvies-Jones 等通过试验发现，弱龙卷、中等强度龙卷、强龙卷发展的有利环境中，螺旋度大小分别为 $150 \sim 299$ 、 $300 \sim 499$ 、 $\geq 450 m^2 \cdot s^{-2}$ 。Brooks 等的研究也表明，当 $SRH \geq 150 m^2 \cdot s^{-2}$ 时很有可能发生强对流天气。从表 6 可以看出，强对流天气发生临近的 SRH 平均值为 $97.39 m^2 \cdot s^{-2}$ ，而发生后的 SRH 平均值仅为 $36.7 m^2 \cdot s^{-2}$ 。从最大值和最小值来看，雷暴发生后 SRH 的最大值超过了强对流发生前 SRH 的最大值，强对流发生前 SRH 的最小值也可以为负值，说明强的垂直风切变并不是诱发强对流天气的决定因素，还需要有利的天气形势和水汽条件的配合。而 SSI 指数和 EHI 指数在雷暴发生前的平均值也是明显大于强对流发生后的平均值。

表 6 组合型参数在强对流发生前后的变化

动力及组合 型参数	强对流发生前			强对流发生后		
	最大值	最小值	平均值	最大值	最小值	平均值
<i>SRH</i>	248.9	-50.4	97.39	458.3	-213.2	36.7
<i>SSI</i>	113.12	5.15	33.17	82.87	-26.45	29.13
<i>EHI</i>	22.88	0	2.26	6.14	0	0.456

3.4 对流参数的日变化

由于本文通过实况探空资料计算各种对流参数，资料每天仅有两个时次，分别为每日早 08 时和晚 20 时，因此分别计算 08 时和 20 时 1998-2006 年夏季对流参数的平均值，由表 7 比较可粗略得知，K 指数、SI 指数、IL 指数的日变化不明显，平均早晚变化不到 1℃；而 mK 指数、LI 指数、DCI 指数、CAPE 指数、CIN 指数、DCAPE 指数的日变化较为明显。日变化不明显的指数如 K 指数、SI 指数、IL 指数等，都只与中低层的温湿状态有关，而中低层的温度和露点温度的日变化不大；日变化明显的参数不仅与中低层的温湿状况有关，还考虑了地面的温湿状态，由于地面温湿状态日变化大，因此具有明显的日变化特征。

表 7 各种对流参数 08 时 20 时多年平均对比

对流参数 时间	<i>K</i> (℃)	<i>mK</i> (℃)	<i>SI</i> (℃)	<i>LI</i> (℃)	<i>DCI</i> (℃)	<i>IL</i> (℃)	<i>CAPE</i> $J \cdot kg^{-1}$	<i>CIN</i> $J \cdot kg^{-1}$	<i>DCAPE</i> $J \cdot kg^{-1}$
08 时	32.9	36.8	0.8	0.5	34.4	0.4	527.0	310.9	750.8
20 时	32.2	38.8	1.1	-1.2	36.1	-0.2	810.9	225.8	960.1

4 结论

本文通过统计发生在咸阳机场 1998-2006 年 9 年的 6-8 月的雷暴情况，在此基础上计算了对流参数，并对对流参数进行了一些统计分析，得出了以下结论：

(1) 98-06 年夏季西安咸阳机场总共发生雷暴日数为 60 日，其中 7 月发生雷暴日数最多，有 65%的雷暴发生在下午至午夜，雷暴持续时间在两小时以内的占总数的 85%，而雷暴起始方位西北方和西方共占 60%。

(2) 西安地区夏季的对流参数有明显的月变化特征，一些对流参数如 K 指数、mK 指数、DCI 指数、CAPE 指数、DCAPE 指数、EHI 指数、SSI 指数均是 7 月平均值最大，而 SI 指数、LI 指数、IL 指数等在 7 月份平均值则是最小的。对流参数的月变化特征表明 7 月份较其它月大气层结更不稳定，不稳定能量积聚更大，说明 7 月份大气的热力和动力环境有利于强对流天气的发生。

(3) 西安地区夏季对流参数, 如 K 指数、SI 指数、IL 指数的日变化不明显, 而 mK 指数、LI 指数、DCI 指数、CAPE 指数、CIN 指数、DCAPE 指数等均有明显的日变化特征。

(4) 从强对流天气发生前对流参数的分布来看, $K \geq 33^{\circ}\text{C}$ 、 $mk \geq 40^{\circ}\text{C}$ 、 $DCI \geq 40^{\circ}\text{C}$ 、 $SI \leq 0^{\circ}\text{C}$ 、 $LI \leq -1^{\circ}\text{C}$ 、 $IL \leq -3^{\circ}\text{C}$ 、 $CAPE \geq 700$ 对西安咸阳机场夏季强对流天气的发生具有一定的指示意义。

参考文献

- [1] Doswell C A III, Weiss S J and Johns R H. Tornado forecasting - a review. Proc., Tornado Symp. Church III C, Ed., Amer. Geo2phys. Union, 1993
- [2] 彭治班, 刘建文等. 国外强对流天气的应用研究. 北京: 气象出版社, 2001.
- [3] 刘健文, 郭虎, 李耀东等. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京: 气象出版社, 2005
- [4] 雷雨顺. 能量天气学[M]. 北京: 气象出版社, 1986
- [5] 李耀东, 刘健文, 高守亭. 动力和能量参数在强对流天气预报中的应用研究[J]. 气象学报, 2004, 62(4): 401-409
- [6] 孙明辉. 对流参数在雷暴预报中的分析和应用[C]. 2007 年中国气象学会年会论文集, 2007: 457-461
- [7] 齐琳琳, 刘玉玲, 赵思雄. 一次强雷雨过程中对流参数对潜势预测影响的分析[J]. 大气科学, 2005, 29(4): 536-548
- [8] 刘玉玲. 对流参数在强对流天气潜势预测中的作用[J]. 气象科技, 2003, 31(3) 147-151
- [9] 刘玉玲, 李耀东等. 对流参数的分析与应用研究[J]. 航空气象科技, 2008, 3(4) 43-50
- [10] 李耀东, 刘建文. 螺旋度在对流天气预报中的应用研究进展[J]. 气象科技, 2005, 33(1), 7-36
- [11] 梁爱民, 张庆红, 申红喜等. 北京地区雷暴大风预报研究[J]. 气象, 2006, 32(11): 73-79
- [12] 廖晓农, 俞小鼎, 王迎春. 北京地区一次罕见的雷暴大风过程特征分析[J]. 高原气象, 2008, 27(6): 1350-1362
- [13] 陈晓红, 郝莹, 周后福等. 一次罕见冰雹天气过程的对流参数分析[M]. 气象科学, 2007, 27(3): 335-341

- [14]杨越奎, 刘玉玲等. 梅雨锋暴雨的螺旋度分析. 气象学报, 1994, 52(3) : 379~ 384
- [15]李耀东、高守亭, 刘建文. 对流能量计算及在强对流天气落区预报技术研究[J]. 应用气象学报, 2004, 15 (1): 10-20.