

仇娟娟,何立富. 2013. 苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布及物理量特征对比分析. 气象, 39(5):577-584.

# 苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布 及物理量特征对比分析<sup>\*</sup>

仇娟娟<sup>1,3</sup> 何立富<sup>2</sup>

1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

2 国家气象中心, 北京 100081

3 空军 94906 部队, 苏州 215157

**提 要:** 利用 1971—2006 年气象记录月报表 A 文件资料及 1999—2009 年自计、自动站降水资料对苏浙沪地区短时强降水与冰雹天气时空分布特征进行统计分析基础上, 对华北冷涡背景条件下区域性冰雹与 3 小时降水量大于 100 mm 的极端降水过程环境场条件差异进行了对比。归纳了两种强对流天气的物理量阈值。结果表明: 冰雹年发生频率先递减后略增, 30~50 mm·h<sup>-1</sup> 降水天气日数缓慢增加, 高发区均位于江苏省北部。强降水较冰雹天气华北冷涡浅薄位置偏南, 冷空气强度较弱, 伴随低空急流, 深厚湿对流明显; 冰雹天气时高空急流强盛且偏南, 上干下湿呈干对流风暴特征, 两者均由低层不连续线触发。统计表明, 0℃层高度、 $\Delta T_{850-500}$ 、K 指数、可降水量和高空风切变等参数冰雹与强降水天气分别平均相差 -1700 m、7℃、8℃、-37 mm 和  $1.63 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , 这些物理量用来区分对流天气类型较好。

**关键词:** 强对流天气, 时空分布, 环境场条件, 对流参数

**中图分类号:** P458

**文献标识码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.05.005

## Comparative Analysis on Weather Characteristics and Convective Parameters of Torrential Rain and Hail in Yangtze River Delta

QIU Juanjuan<sup>1,3</sup> HE Lifu<sup>2</sup>

1 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

3 Air Force 94906, Suzhou 215157

**Abstract:** Based on the meteorological data recorded from 1971 to 2006, and the precipitation data during 1999—2009 in Jiangsu Province, Zhejiang Province and Shanghai, temporal and spatial distributions of severe convective weather are analyzed. The composite conceptual pattern of regional hail and rainfall events above 100 mm·(3 h)<sup>-1</sup> caused by the North China cold vortex is also analyzed. Several physical parameters of the two kinds of convective weathers are calculated as well. Results show that the frequency of hail storm has a decreasing trend in the 30 years from 1971 to 2001 but a slight increase trend in the later 5 years. Hail and heavy rainfall events take place most in north of Jiangsu Province. The cold vortex is much stronger and lies further north in hailstorm than that in convective rainstorm weather. The high-level jet lies north in torrential rain weather, and in hailstorm it lies right underneath the hail-hit area. Moist tongue is often found at low level in the both weather conditions and dry tongue lies right above the wet area in high level during hailstorm while in torrential rain it is not. Statistics indicate that the 0℃ height, the temperature difference between 500 hPa and 850 hPa, K index, precipitable water, and high-level wind

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003)资助

2012 年 2 月 31 日收稿; 2012 年 10 月 18 日收修定稿

第一作者: 仇娟娟, 主要从事强对流天气研究. Email: sortilege\_qiu@hotmail.com

shear, etc. can distinguish the category of the rainstorm and hailstorm well and the differences between them are  $-1700\text{ m}$ ,  $7^\circ\text{C}$ ,  $8^\circ\text{C}$ ,  $-37\text{ mm}$  and  $1.63 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$  respectively.

**Key words:** severe convective weather, temporal and spatial distributions, environmental conditions, convective parameter

## 引 言

冰雹、短时强降水、龙卷、雷暴、雷雨大风等强对流天气因其空间尺度小、发生时间短、发展迅猛、致灾性强等特点一直广受关注。国内外许多专家对强对流天气特征已有不少论述(徐桂玉等, 2001; 苏永玲等, 2011; 郁珍艳等, 2011; 冯民学等, 2012; 余蓉等, 2012; 李云静等, 2013); 短时临近预报业务中常通过划分天气型对强天气发生机制深入了解, 并运用对流参数进行潜势预报研究(郑永光等, 2010; 刘玉玲, 2003), 已取得良好研究成果。沈树勤等(1994)总结 1965—1990 年江苏降雹天气形势, 主要分为华北冷涡、沿海低槽、冷锋低槽、切变型 4 种; 分析水汽参数和稳定度参数有一定预报效果, 但由于资料时空分辨率较差其值域在较大区间变动。廖晓农等(2007)指出 BCAPE 等参数对于对流天气发生有良好指示意义且增加 14 时探空对提高对流参数精度、提升预报准确率有重要作用。柴瑞等(2009)对 10 个因子筛选, 其中 KI、SI、CAPE、BRN、PW-FES 对雷暴有较好的预报意义; 张霞等(2010)使用 2004—2006 年郑州站资料计算强天气威胁指数、最有利抬升指数等, 结果表明多个环境参数能在很大程度上反映雷电活动特征, 预警效果显著。

上述研究基本上针对同一类强对流天气的对流参数提取与阈值分析, 对不同类型强对流天气例如短时强降水、冰雹等地域性特征、环境场条件差异以及能有效区分强天气类型的对流参数研究较少。本文利用天气现象日值数据集统计分析苏浙沪地区冰雹、短时强降水天气时空分布, 在冰雹、短时强降水天气系统发生、发展规律认识的基础上, 对比分析华北冷涡背景下产生强降水与冰雹天气的环境场条件差异。计算表征大气温湿、热力和动力稳定度的对流参数并确定阈值, 为强对流分类潜势预报提供参考。

## 1 资料及处理

天气现象日值数据集, 来源于 1971—2006 年

《地面气象记录月报表》的信息化资料 A 文件。剔除记录不完整的站点, 选取苏浙沪地区 139 站。地面基本基准站逐小时降水数据集来源于国家基本/基准台站“地面气象记录月报表”中的自记降水量等要素信息化形成的数据文件, 包括 1991—2009 年 4—11 月 36 个自计、自动站资料。此外还包括 1999—2009 年 NCEP/NCAR  $1^\circ \times 1^\circ$  再分析资料。

## 2 对流性天气时空分布特征

### 2.1 时间分布特征

图 1 给出苏浙沪地区对流天气日数逐年变化, 1971—2006 年冰雹日数波动较大, 1992 年最多, 为 24 d; 2001 和 2002 年最少, 36 年平均发生日数为 14.6 d。由 5 年移动平均线平滑短期随机波动, 得到较平稳变动趋势, 20 世纪 70—90 年代中后期冰雹出现较多, 90 年代中后期降幅明显, 21 世纪后略增。此结果与蔡义勇等(2009)统计福建省冰雹日数时发现 20 世纪 90 年代中期后较 80 年代减少、李照荣等(2005)研究中国西北地区 1995—2005 年冰雹日明显减少结论相似。这可能与我国自 20 世纪 90 年代以来开展人工防雹有关, 随着防雹作业点增多, 技术含量提高, 冰雹日数显著减少。1991—2009 年单站每小时降水量  $\geq 30\text{ mm}$  且  $< 50\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  及  $\geq 100\text{ mm} \cdot (3\text{ h})^{-1}$  发生日数分别为 26.5、7.6 和 2.0 d(图 1b),  $30 \leq$  每小时降水量  $< 50\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  短时强降水天气年发生日数缓慢增加,  $\geq 50\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  和  $\geq 100\text{ mm} \cdot (3\text{ h})^{-1}$  日数变化不大; 不同强度降水日数除 1993—1994 年、1997—1999 年外基本同向增减。

### 2.2 区域分布特征

统计 1991—2009 年大于  $30\text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  强降水各站点发生日数(图 2a), 江苏省北部地区及浙江省东部沿海地区为 36~40 d 的大值区, 浙江省西部少于 10 d, 平均 26 d。两省分布不同, 江苏省强降水日数向南部地区递减, 浙江省由东部地区向西部减少。

1971—2006 年江苏省东北部地区冰雹天气发生较多(图 2b),出现 10 d 以上站数集中,江苏、浙江省中部

地区也有 10 d 左右大值区,但站点分散,随机性强,发生冰雹较少的站点主要分布在江苏省南部及浙江

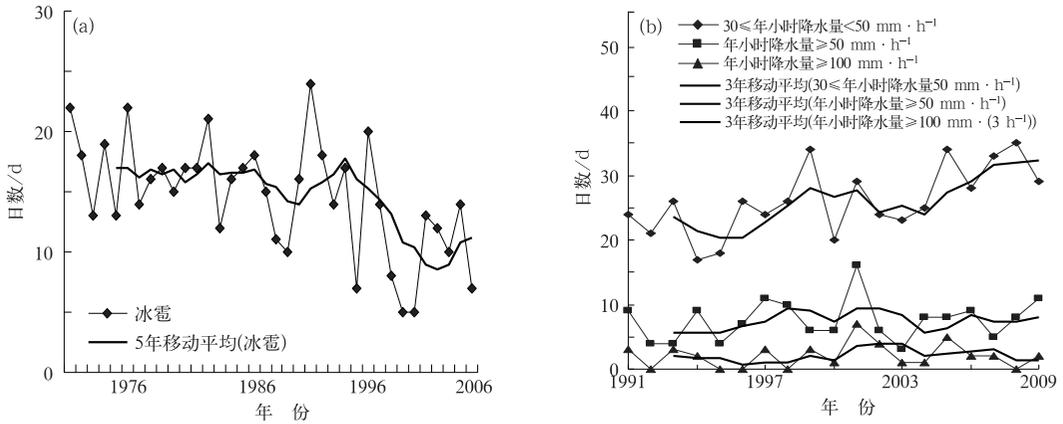


图 1 1971—2006 年强对流天气日数逐年变化冰雹(a)和 1991—2009 年短时强降水日数逐年变化(b)

Fig. 1 Number of days of hail from 1971 to 2006 (a), torrential rain from 1991 to 2009 (b)

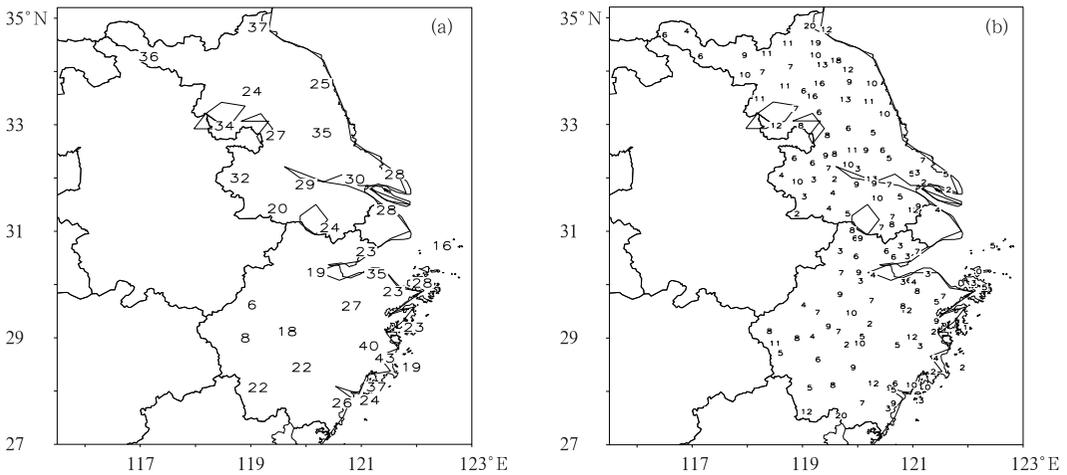


图 2 1991—2009 年  $\geq 30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  降水总日数(a)和 1971—2006 年冰雹年平均发生频次分布(b)

Fig. 2 Distributions of orroriental rain ( $\geq 30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) days during 1991—2009 (a), annual mean frequency of hail events during 1971—2006 (b)

省中东部地区。各站年平均发生日数约为 7 d。

### 3 华北冷涡背景下短时强降水与区域性冰雹天气环境场条件分析

本文规定 3 站或 3 站以上出现冰雹记录的为一个区域性冰雹日,选取 3 小时降水量  $\geq 100 \text{ mm}$  短时强降水个例为研究对象,筛选出 1999—2009 年强

降水个例 25 个、1999—2006 年区域性冰雹天气个例 11 个(表 1)。参考江苏省气象局强对流天气分型(江苏省气象局预报课题组,1988)、《浙江省灾害性天气预报》分类(祝启恒等,1992),按 500 hPa 进行天气分型,统计结果见表 2。由表 2 可见 40% 短时强降水和 82% 冰雹个例(表 1 中带边框)发生在华北冷涡背景下,以下对产生两种强天气的环境场条件进行对比分析。

表 1 强降水 [ $\geq 100 \text{ mm} \cdot (3 \text{ h})^{-1}$ ] 与区域性冰雹个例样本

Table 1 Samples of torrential rain [ $\geq 100 \text{ mm} \cdot (3 \text{ h})^{-1}$ ] and regional hail

强降水个例 [ $\geq 100 \text{ mm} \cdot (3 \text{ h})^{-1}$ ]				
1999.08.01	2000.07.19	2001.06.23	2001.07.05	2001.07.30
2001.07.31	2001.08.10	2001.08.23	2001.08.28	2002.07.07
2002.09.07	2002.09.13	2003.09.14	2004.11.09	2005.07.19
2005.08.17	2005.08.27	2005.09.11	2005.10.03	2006.07.03
2006.08.25	2007.08.14	2007.08.28	2009.07.27	2009.08.09
区域性冰雹个例				
2000.05.12	2000.05.13	2002.03.21	2002.05.27	2004.03.17
2004.05.21	2004.05.22	2005.04.25	2005.06.15	2005.06.19
2006.06.10				

表 2 短时强降水、区域性冰雹天气分型

Table 2 Conceptual pattern of short-time torrential rain and regional hail

短时强降水天气分型	比例/%	冰雹天气分型	比例/%
副高边缘型	36	西风带短波槽型	18
台风倒槽型	24		
华北冷涡型	40	华北冷涡型	82

对 10 个华北冷涡背景下的极端强降水个例进行中尺度天气分析(图 3),其环流特点是 200 hPa 上  $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  急流东北—西南向分布,位置稳定维持在  $35^\circ \text{ N}$  以北,急流中心风速约  $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。500 hPa 华北冷涡处于渤海湾附近,中心强度平均约 576 dagpm,等高线稀疏,后部伴随冷温槽;苏浙沪地区受槽前西南气流引导,有利于低层暖湿空气系统性动力抬升。700 和 850 hPa 处于东风波倒槽顶部或有槽线、切变线维持,700 hPa 降水区西侧有温度露点差不连续线东移,为强降水提供有利的触发条件。850 hPa 从海南至浙江有强暖湿平流输送,在浙江东部形成湿轴,水汽供应丰富;渤海湾地区显著气流既向长三角地区输送冷空气,又提供动力辐合,冷暖空气交汇,不稳定能量和潜热释放直接

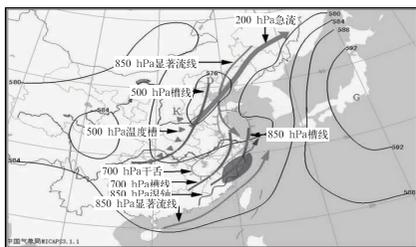


图 3 华北冷涡型—强降水综合概念模型 (阴影区为极端降水区)

Fig. 3 The composite concept pattern of torrential rain caused by the North China cold vortex (shaded: torrential rainfall area)

导致暴雨发生发展。地面处于高压底后部,或冷锋前部,增温增湿明显。强降水落区位于 850 hPa 槽前与 700 hPa 干舌前部深厚暖湿叠加区域。

对华北冷涡形势下 9 个区域性冰雹天气中尺度分析(图 4),200 hPa 上  $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  急流区东北—西南方向分布,急流核位于日本海,中心风速约  $80 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。500 hPa 冷涡位于辽东半岛附近,中心强度平均 540 dagpm;冷涡系统深厚,850~200 hPa 均有闭合中心,且有明显的冷中心配合,苏浙沪地区 500 hPa 冷槽深厚,移速缓慢,辐合抬升运动剧烈。700 hPa 大于  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西北大风携干冷空气南下,对流区及其北侧有  $T - T_d \geq 15^\circ \text{ C}$  的干舌。850 hPa 杭州湾北部自西南向东北有一暖脊,与 500 hPa 冷温槽叠加,形成大范围位势不稳定;江苏省中部地区维持一东西向切变线,位置与干线、925 hPa 辐合线相近,温度脊常位于最强辐合区前,强对流在 850 hPa 暖脊后,干线、辐合线附近发展,由此可见低层提露点锋、风切变、地面辐合线等不连续线给强对流

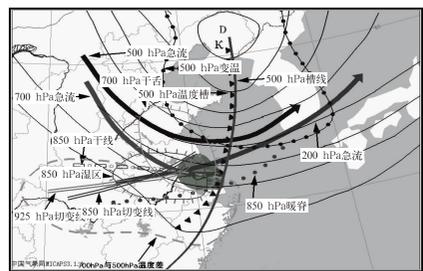


图 4 华北冷涡型—降雹综合概念模型 (阴影区为冰雹区)

Fig. 4 The composite concept pattern of hail caused by the North China cold vortex (shaded: hail area)

提供了有利的触发条件。降雹天气出现在 200 hPa 高空急流下方垂直风切变较大,中高层干冷空气与低层暖湿气流叠加区域;由地面中尺度辐合线、露点锋触发所致。

## 4 对流参数说明与阈值对比分析

### 4.1 对流参数选取

冰雹和强降水等中小尺度天气的产生以有利的大尺度环境为背景,而一些对流参数能很好地反映大气稳定度、热力与水汽等基本特征。选取 NCEP/NCAR  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料计算参数,所选样本为  $\geq 100 \text{ mm} \cdot (3 \text{ h})^{-1}$ 强降水天气个例 25 个;区域性冰雹天气 11 个,其中冰雹伴随降水量大于  $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 个例有 2 个(表 1)。对流参数包括表征大气能量、环境温湿状况及稳定度三方面参数。

### 4.2 区域性冰雹与强降水天气对流参数对比分析

#### 4.2.1 能量条件

CAPE 值是日常预报强对流天气的重要判据,CAPE 越大对流储存越多能量,相关文献指出有效位能逐月变化,不同季节,CAPE 作用不同(陈进华等,2007)。1—7 月期间 CAPE 逐渐上升,7 月明显增大,是春季的 4~5 倍。对短时强降水与冰雹计算结果表明对流天气 CAPE 值范围为  $500 \sim 2500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,阈值分布较大,对区分强天气类型效果有限。

#### 4.2.2 温湿参数分析

计算强降水中 850 与 500 hPa 温差  $\Delta T_{850-500}$ (图 5a),其阈值  $20 \sim 26^\circ\text{C}$ ,平均  $23.1^\circ\text{C}$ (表 3)。出现冰雹天气的温度差为  $28 \sim 33^\circ\text{C}$ ,平均  $30.1^\circ\text{C}$ ,冰雹伴随短时强降水中  $\Delta T_{850-500}$ 为  $29^\circ\text{C}$ 。可见,大的高低层温差易产生对流不稳定,强降水与冰雹平均温差相差  $7^\circ\text{C}$ ,表明出现冰雹天气时高层冷空气强

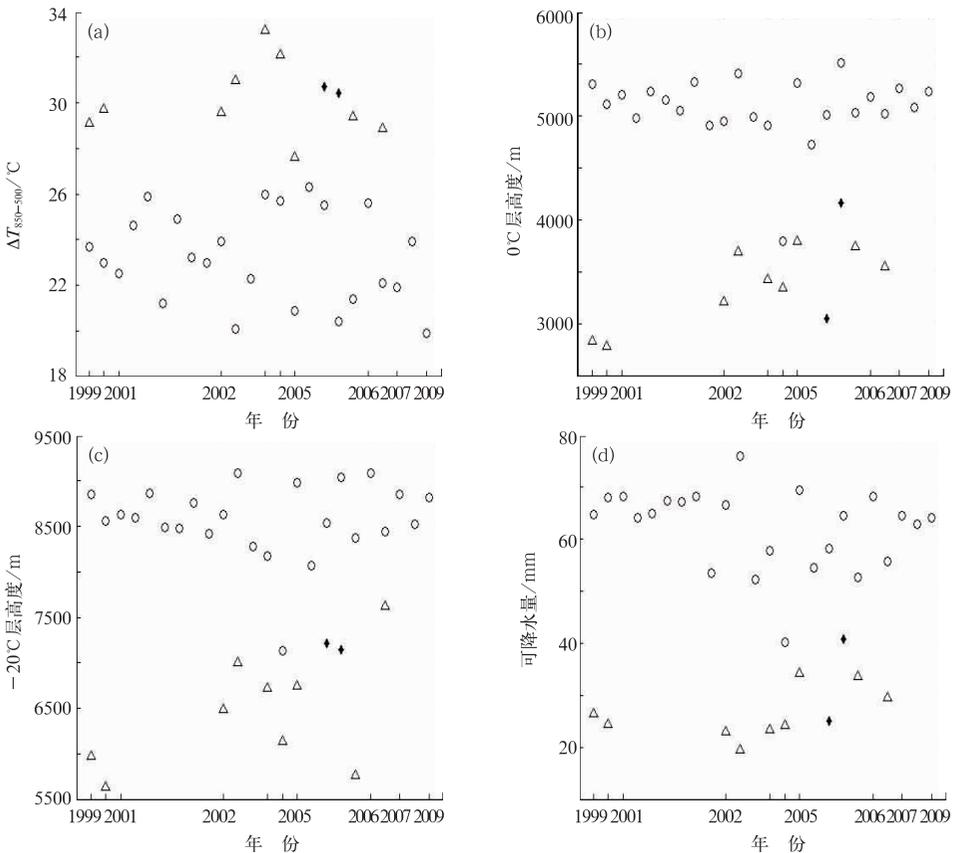


图 5 冰雹、短时强降水  $\Delta T_{850-500}$  (a),  $0^\circ\text{C}$  层高度 (b),  $-20^\circ\text{C}$  层高度 (c) 和可降水量 (d)  
(圆点:短时强降水值,三角形:冰雹值,实心点:冰雹伴随短时强降水值)

Fig. 5 Scatter diagrams of four physical parameters for hail and torrential rain temperature difference between 500 hPa and 850 hPa (a),  $0^\circ\text{C}$  height (b),  $-20^\circ\text{C}$  height (c), precipitable water (d)  
(dot torrential rain value, triangle: hail value, solid dot: value of hail with torrential rain)

度比强降水天气大得多。

冰雹形成除  $0^{\circ}\text{C}$  冻结层高度适当外,还要有一定的负温区供电胚运动增长。水滴一般在  $-20^{\circ}\text{C}$  凝结成冰,因此  $-20^{\circ}\text{C}$  层高度也是判断是否有利于冰雹形成的重要参数。各地  $-20^{\circ}\text{C}$ 、 $0^{\circ}\text{C}$  高度层有所不同,陈晓燕等(2010)研究黔西南州冰雹环境条件时发现合适的  $0^{\circ}\text{C}$  层高度为 4290 m 左右,  $-20^{\circ}\text{C}$  层高度约 7640 m,廖晓农等(2008)分析北京  $-20^{\circ}\text{C}$  层在 5500~7500 m 时出现冰雹。苏浙沪冰雹天气  $-20^{\circ}\text{C}$ 、 $0^{\circ}\text{C}$  层高度在 5600~7600 m、2800~4100 m 之间,冰雹伴随短时强降水时两层高度约为 7100、4200 m;两层高度差平均都约 3000 m,这种适宜的  $-20^{\circ}\text{C}$ 、 $0^{\circ}\text{C}$  层高度有利于冰雹胚胎在生长层内不断增大;强降水天气发生时  $-20^{\circ}\text{C}$  层平均高度 8600 m 左右,  $0^{\circ}\text{C}$  层平均高度约 5100 m(图 5b 和 5c)。两特性层高度差异明显,区分度较好。

大气可降水量反映单位面积整层气柱水汽含

量,强降水天气条件下可降水量值平均 63 mm(图 5d),呈现“湿”对流风暴特征;冰雹天气为 26 mm,同时出现冰雹与短时强降水的个例可降水量约 38 mm,呈现“干”对流风暴特点。强降水天气中 1000~500 hPa 有平均水汽通量辐合为  $-13.6 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,冰雹天气为  $-3.4 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ,两个量的差异与天气学模型中强降水只出现在各层水汽接近饱和的深厚湿对流区域,而冰雹落区位于低层湿区与 700 hPa 干舌重叠区域的现象相吻合。

#### 4.2.3 稳定度参量分析

##### (1) 热力稳定度参量分析

$K$  指数预报对流天气运用较多,当温度递减率越大,累积不稳定能量越多,且低空水汽接近饱和时,层结不稳定明显, $K$  指数越大。统计结果表明(图 6a)极端强降水  $K$  范围为  $32 \sim 41^{\circ}\text{C}$ ,平均  $37.2^{\circ}\text{C}$ ;冰雹伴随强降水出现时的  $K$  指数与极端强

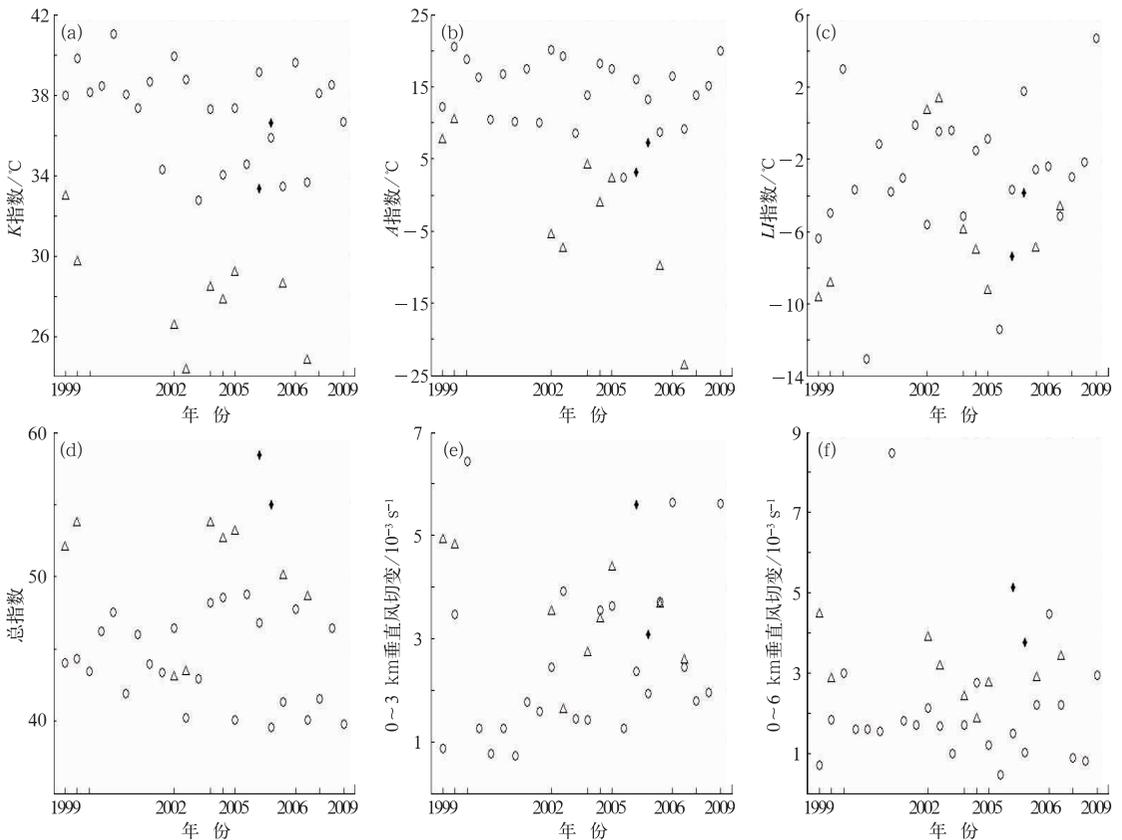


图 6 冰雹、短时强降水热力稳定度参数(a)  $K$  指数, (b)  $A$  指数, (c) 抬升指数  $LI$ , (d) 总指数, (e)  $0 \sim 3 \text{ km}$  垂直风切变, (f)  $0 \sim 6 \text{ km}$  垂直风切变  
(圆点: 短时强降水值, 三角形: 冰雹值, 实心点: 冰雹伴随短时强降水值)

Fig. 6 Scatter diagrams and thermal stability parameter for hail and torrential rain (a)  $K$  index, (b)  $A$  index, (c) lifting index, (d) total index, (e)  $0 \sim 3 \text{ km}$  vertical wind shear, (f)  $0 \sim 6 \text{ km}$  vertical wind shear  
(dot: torrential rain value, triangle: hail value, solid dot: value of hail with torrential rain)

降水中平均值相近约为  $35^{\circ}\text{C}$ , 冰雹 82% 个例值为  $26\sim 36^{\circ}\text{C}$ , 平均  $29.3^{\circ}\text{C}$ , 出现暴雨时对低层水汽依赖度较冰雹天气高。A 指数反映整层大气层结稳定情况。上下层温度差越大, 各层温度露点差越小, 大气愈不稳定, A 值越大。当 A 指数由负值上升到正值时, 天气转为阴雨, 达到  $10^{\circ}\text{C}$  以上时多有降水发生, 下降到负值时则雨停(章淹等, 1990)。由图 6b 可见, 强降水天气 A 指数为  $10\sim 20^{\circ}\text{C}$ , 冰雹大多小于 0, 这可能是冰雹天气中高层干冷空气入侵, 温度露点差较大, 与上下层温度差项相减后抵消的结果。

抬升指数 LI 反映地面气块移动到 500 hPa 时的不稳定状况, 负值越大不稳定越强。冰雹及冰雹伴随强降水天气时抬升指数平均都为  $-6^{\circ}\text{C}$  左右; 强降水平均  $-2.9^{\circ}\text{C}$  (图 6c), 说明产生冰雹天气需要比强降水更大的不稳定层结。最有利抬升指数 BLI 是将 700 hPa 以下每 50 hPa 间隔分层, 计算各点不同的抬升指数, 其中正值最大者即最有利抬升指数。张霞等(2010)统计雷暴日与最有利抬升指数关系时发现  $BLI > 0$  范围内雷电活动出现比例为 91%。强降水与冰雹天气最有利抬升指数为  $2\sim 6^{\circ}\text{C}$  (图略), 分布相似。同样计算沙氏指数时, 其值对是

否出现强对流表现敏感, 但在强对流天气间差异不大。冰雹天气总指数(图 6d)平均为  $51^{\circ}\text{C}$ , 冰雹与强降水同时出现时总指数最大为  $55^{\circ}\text{C}$ , 强降水为  $44^{\circ}\text{C}$ , 强对流天气出现时总指数较大, 有冰雹出现时的总指数高于强降水。

## (2) 动力稳定性参量分析

垂直风切变是维系强对流发生发展的必要条件。巢纪平等(1964)曾指出中纬度地区对流云在中低空主要靠凝结潜热维持, 在高空由强风带中获得动能, 高空急流下方风速垂直切变大的区域有利于对流发展。观测事实表明, 冰雹常常发生在高空急流下方, 强降水天气时急流位置偏北, 强度偏弱。计算  $0\sim 3\text{ km}$  (图 6e)、 $0\sim 6\text{ km}$  垂直风切变(图 6f), 冰雹天气时均值分别为  $3.67 \times 10^{-3}$  和  $3.32 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ; 降水时均值为  $2.61 \times 10^{-3}$  和  $1.69 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ , 强对流发生均以较大的垂直风切变存在为条件,  $0\sim 3\text{ km}$  垂直风切变分布无明显区别,  $0\sim 6\text{ km}$  垂直风切变中冰雹天气普遍大于强降水中值, 可见受高空急流强弱影响的  $0\sim 6\text{ km}$  垂直风切变大小也能有效判别对流天气类型。

表 3 强降水、区域性冰雹天气发生前对流参数平均值及阈值

Table 3 Average convective parameters and threshold value before the occurrence of torrential rain and regional hail

物理量	冰雹平均	阈值	强降水平均	阈值
$\Delta T_{850-500}/^{\circ}\text{C}$	30.1	(28, 33)	23.1	(20, 26)
K 指数/ $^{\circ}\text{C}$	29.3	(24, 36)	37.2	(32, 41)
抬升指数 LI/ $^{\circ}\text{C}$	-5.6	(-10, -5)	-2.9	(-6, 0)
沙瓦特指数 SI/ $^{\circ}\text{C}$	-0.36	(-4, 1)	-0.41	(-2, 2)
总指数 TT/ $^{\circ}\text{C}$	51.5	(43, 55)	43.9	(39, 48)
A 指数/ $^{\circ}\text{C}$	-1.2	(-6, 5)	14.5	(10, 20)
最有利抬升指数/ $^{\circ}\text{C}$	3.8	(1, 7)	2.5	(2, 6)
对流有效位能 CAPE/ $(\text{J} \cdot \text{kg}^{-1})$	1564	(550, 2500)	1298	(500, 2200)
$0\sim 3\text{ km}$ 垂直风切变/ $10^{-3} \text{ s}^{-1}$	3.67	(2, 5)	2.61	(1, 4)
$0\sim 6\text{ km}$ 垂直风切变/ $10^{-3} \text{ s}^{-1}$	3.32	(1.8, 5)	1.69	(0.5, 2)
$0^{\circ}\text{C}$ 层高度 ZHT1/m	3453	(2780, 4170)	5096	(4700, 5500)
$-20^{\circ}\text{C}$ 层高度 ZHT2/m	6585	(5630, 7600)	8599	(8000, 9300)
大气可降水量/mm	27.4	(20, 40)	63	(52, 70)
1000~500 hPa 水汽通量散度/ $(10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1})$	-3.4	(-10, 5)	-13.6	(-45, -5)

## 5 结 论

利用天气现象日值数据集统计强对流天气时空分布, 对华北冷涡背景下区域性冰雹、3 小时降水量大于 100 mm 强对流天气环境场条件综合分析, 对比 36 个冰雹及短时强降水天气个例对流参数, 得到

能有效识别强对流类型的阈值。

(1) 苏浙沪地区冰雹日数 1971—1995 年变化不大, 自 1995 年后显著减少, 2002 年后缓慢增多; 短时强降水日数 2001 年前缓慢增加后减少, 2006 年后略有增加。

(2) 江苏省短时强降水日数由北向南递减, 浙江省东部沿海地区向西部递减; 冰雹高发区位于江苏

省东北部。

(3)强降水较冰雹天气冷涡浅薄位置偏南,冷空气强度较弱,低空急流明显;冰雹天气时 200 hPa 急流强盛且偏南,落区位于上干下湿区域,强降水出现在深厚湿对流中。

(4)温湿参数如  $\Delta T_{850-500}$ 、 $0^{\circ}\text{C}$ 、 $-20^{\circ}\text{C}$  高度层、可降水量在区域性冰雹与强降水天气中存在明显差异。冰雹  $\Delta T_{850-500}$  比强降水高  $7^{\circ}\text{C}$ ;  $0^{\circ}\text{C}$  和  $-20^{\circ}\text{C}$  层高度分别为 3378 和 6500 m,冷温层有利于雹胚增长,强降水天气  $0^{\circ}\text{C}$ 、 $-20^{\circ}\text{C}$  层高度要高约 2000 m;可降水量值、1000~500 hPa 水汽通量散度在暴雨天气中明显大于冰雹天气。冰雹伴随短时强降水发生时  $\Delta T_{850-500}$ 、 $LI$  与冰雹天气相近, $K$  值与强降水值接近, $A$  指数最大,其余参数介于两种对流天气参数之间。

(5)CAPE、BLI、SI、 $0\sim 3$  km 垂直风切变判定强对流发生效果较好,但不能甄选天气类别; $A$  指数、 $K$  指数、抬升指数和  $0\sim 6$  km 垂直风切变具有明显区分度。上述参数阈值有待于通过更多例据来修正。

## 参考文献

蔡义勇,王宏,余永江. 2009. 福建省冰雹时空分布与天气气候特征分析. 自然灾害学报,18(4):43-47.

柴瑞,王振会,张其林,等. 2009. 基于对流参数的雷暴潜势预报方法对比分析. 安徽农业科学,37(8):3638-3640,3701.

巢纪平,周小平. 积云动力学. 北京:科学出版社,1964.

陈进华,杨军,强德厚. 2007. 南京大气稳定度与降水关系的研究. 科技信息,232(20):1372-142.

陈晓燕,罗松,杨玲. 2010. 黔西南州冰雹时空分布及春夏冰雹环境条

件分析. 湖北气象,29(1):49-53.

冯民学,周俊驰,曾明剑,等. 2012. 基于对流参数的洋口港地区雷暴预报方法研究. 气象,38(12):1515-1522

江苏省气象局预报课题组. 1988. 江苏重要天气分型与预报. 北京:气象出版社,119-132.

李云静,张建春,王捷纯,等. 2013. 一次冷涡背景下强对流不稳定条件的成因分析. 气象,39(2):210-217

李照荣,丁瑞津,董安祥,等. 2005. 西北地区冰雹分布特征. 气象科技,33(2):160-162,166.

廖晓农,俞小鼎,谭一洲. 2007. 14 时探空在改进北京地区对流天气潜势预报中的作用. 气象,33(3):28-32.

廖晓农,俞小鼎,于波. 2008. 北京盛夏一次罕见的大雹事件分析. 气象,34(2):10-17.

刘玉玲. 2003. 对流参数在强对流天气潜势预测中的作用. 气象科技,31(3):147-151.

沈树勤,李会英. 1994. 江苏冰雹强对流天气条件分析及其物理解释. 气象,20(9):25-29.

苏永玲,何立富,巩远发,等. 2011. 京津冀地区强对流时空分布与天气学特征分析. 气象,37(2):177-184.

徐桂玉,杨修群. 2001. 我国南方雷暴的气候特征研究. 气象科学,21(3):299-307.

余蓉,张小玲,李国平,等. 2012. 1971—2000 年我国东部地区雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率的变化. 气象,38(10):1207-1216.

郁珍艳,何立富,范广洲,等. 2011. 华北冷涡背景下强对流天气的基本特征分析. 热带气象学报,27(1):89-94.

张霞,王新敏,王全周,等. 2010. 郑州雷电发生的环境场特征及潜势预报. 气象,36(6):95-100.

章淹,林宗鸿,陈渭民,等. 1990. 暴雨预报. 北京:气象出版社,71.

郑永光,张小玲,周庆亮,等. 2010. 强对流天气短时临近预报业务技术进展与挑战. 气象,36(7):33-42.

祝启桓,张淑云,顾强民,等. 1992. 浙江灾害性天气预测. 北京:气象出版社,146.