

我国冰粒降水天气的观测特征统计分析

李杰^{①②③}, 郭学良^{①④*}, 盛日峰^⑤, 李兴宇^①

① 中国科学院 大气物理研究所 云降水物理与强风暴实验室, 北京 10002;

② 中国科学院大学, 北京 100049;

③ 南京航空航天大学 民航学院, 江苏 南京 211106;

④ 中国气象科学研究院, 北京 100081;

⑤ 山东省人工影响天气办公室, 山东 济南 250031

* 联系人, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

2014-04-18 收稿, 2014-09-03 接受

国家自然科学基金资助项目(41005072; 40575003); 中央高校基本科研业务费专项资金资助(NJ20140015); 国家电网公司科技项目资助(GCB17201400162)



摘要 研究冰粒降水天气的特征对于更好地认识冰冻天气, 提高冰冻天气的预警预报能力有重要意义, 但我国相关研究较少。利用 2011—2013 年中国民航机场的例行观测、特殊观测资料, 分析了冰粒降水天气的时空分布、持续时间和地面气象要素等特征。选取 2001—2013 年 50 个探空站资料分析了冰粒的垂直环境特征。结果表明: 冰粒降水天气集中分布在中纬度的黄河下游、长江中下游地区。冰粒降水发生的次数与其持续时间相关性不强, 在少发区, 其持续时间也可能较长; 冰粒降水天气在 1—2 月比较常见, 单次冰粒降水天气过程的持续时间比较短, 一般不超过 1 h; 我国冰粒天气发生时, 同时常会有轻雾或无其他天气情况, 一般很少伴随有雪。冰粒的融化参数一般小于冻雨的融化参数, 但冰粒冻结参数一般大于冻雨的冻结参数。在冰粒天气发生之前一般温度逐渐降低、气压逐渐升高。冰粒天气发生前后湿度都比较大, 发生期间风速变化比较小。

关键词

冰粒
探空资料
气象条件
形成机制
中国

我国冬季气候主要受东亚冬季风的影响, 冬季风的异常往往会给我带来寒潮、低温、暴雪、冰冻等灾害天气(黄荣辉等, 2008)。冬季降水以雨、雪、冻雨或冰粒等多种形式出现, 影响交通, 甚至可能威胁到生命财产安全。例如, 2008 年初发生在我国南方的雨雪冰冻灾害天气给电力、交通、农业等部门造成极大的影响(陶诗言和卫捷, 2008; 苗春生等, 2010; 彭艳等, 2010; 赵德龙等, 2011; 张韧等, 2012)。

由于不同相态降水的形成机制不同, 在地面温度接近 0 °C 时, 可能产生冰粒、冻雨、冻毛毛雨、雨、雪和混合态降水。这些类型的降水可能在水平距离 1~100 km 的范围内以不同的强度同时出现(Stewart, 1992)。降水量级相同, 降水相态不同, 其

影响差异却很大(崔锦等, 2011)。在冬季降水的各种相态降水的研究中, 对雨夹雪、雪、冻雨等降水进行了较多的研究(龙利民等, 2010; 苗春生等, 2010; 彭艳等, 2010; 张韧等, 2012; Reeves et al., 2014)。但对冰粒降水的研究相对较少, 主要是因为冰粒降水一般局地性强、持续时间短, 导致实际中难以对其进行观测和分析(Gibson and Stewart, 2007)。冰粒密度较雪大, 也比雪难融化, 如有冰粒大量聚积, 将更难以清除。由于冰粒和冻雨产生的机理基本相同, 所以冰粒降水和冻雨会伴随发生。冰粒伴随冻雨则会带来更为严重的灾害。当地面观测到冰粒时, 高空会有冻雨(Hanesiak and Stewart, 1995), 这对航空飞行安全会产生危险。此外, 冰粒可使地

引用格式: 李杰, 郭学良, 盛日峰, 等. 2016. 我国冰粒降水天气的观测特征统计分析[J]. 大气科学学报, 39(3): 349-360.

Li J, Guo X L, Sheng R F, et al. 2016. Statistical analysis of observed properties of ice-pellet precipitation in China[J]. Trans Atmos Sci, 39(3): 349-360. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20130427001. (in Chinese).

面的除冰液失效,开始受到机场部门的关注(Department of Transportation, Federal Aviation Administration, 2005; Transport Canada, 2007)。

已有研究表明,冰粒降水有两种产生机制,一种是经典的融化机制(也称为冰相机制),即大气温度垂直结构自上而下分别为“冰晶层—暖层—冷层”(即“冷—暖—冷”)的结构。在上层的冰晶层中形成冰晶或雪花后,下落到中间的暖层部分融化,进入低空的冷层后再次冻结,以冰粒形式落到地面(Huffman and Norman, 1988; Hanesiak and Stewart, 1995; Rauber et al., 2000)。另一种是暖雨机制,即大气垂直结构中没有冰晶层。在云中无雪花或冰晶产生的情况下,云滴增长为毛毛雨滴,后在冷层中冻结为冰粒后落到地面(Kajikawa et al., 2000; Bernstein, 2000)。

冰粒降水一般发生在地面温度略低于 0°C 的环境(Cortinas et al., 2004),但温度高于 0°C 也有一定的比例(Roberts and Stewart, 2008)。冰粒降水的持续时间比较短,冰粒降水常伴随降雪(Cortinas et al., 2004)。Cortinas et al. (2004)认为美国的冰粒降水形成以暖雨机制为主,Roberts and Stewart (2008)的结果显示加拿大的冰粒以融化机制占多数。

我国关于冰粒降水的研究较少,一些研究者对浙江衢州和广东乳源地区的冰粒天气气候特征进行分析,发现冰粒主要出现在冬半年,以1—2月最多,而且冰粒可在暖气团向冷气团过渡时产生,在强冷空气、寒潮等天气系统发生时,气温在 5°C 以下、风速小于等于 3 m/s 时容易形成冰粒(汪洁, 2011; 周中意等, 2012)。漆梁波(2012)认为我国冰粒以融化机制为主,同时冰粒天气的云顶高度普遍高于冻雨天气,冰粒天气的暖层厚度和强度均小于冻雨天气。在不同区域,冻雨和冰粒降水产生时的云顶高度、暖层强度和厚度以及地面气温这些天气特征量也不同。

为进一步了解我国冰粒降水天气的特征,以及影响冰粒天气形成和发展中的气象要素变化。本文利用2011—2013年期间全国民航机场的一小时或半小时一次的航空气象地面例行观测和特殊观测资料,对冰粒天气的地面特征进行分析。将2001—2013年机场地面观测与探空资料进行匹配,对比分析了冰粒与冻雨的垂直大气环境特征,并对气象要素在冰粒天气过程中的变化特征进行分析,以提高对冰粒天气的认识和冰粒降水天气的预报准确率。

1 资料和方法

1.1 资料

地面特征所用资料是2011—2013年期间我国202个机场约455万个时次例行观测(每小时或半小时一次)和特殊观测数据,各机场观测站点分布如图1所示。观测资料的获取依据我国民用航空行业标准MH/T 4016-2007(中国民用航空局空管行业管理办公室, 2007)所规定的观测仪器和设施进行观测和报告。观测资料包括温度、露点温度、风向、风速、天气现象等信息。如果天气现象观测记录里有冰粒降水发生,则定义为一个冰粒观测记录。共计有605个时次的冰粒降水(其中49个时次为特殊观测)观测记录。

尽管有许多地面机场观测站,但是这些机场观测站点附近并不一定有探空站。选择其中既有地面天气观测又有探空观测资料的50个站点,具体选择方法见1.2节。2001—2013年我国机场逐小时地面天气现象观测资料来自于美国国家气候数据中心(National Climatic Data Center, NCDC)。探空资料为一天2次(00时和12时,世界时,下同)的常规探空观测资料。数据探空资料包括标准等压面高度和特定高度上的气压、温度、露点温度、相对湿度、混合比和风向/风速等信息。

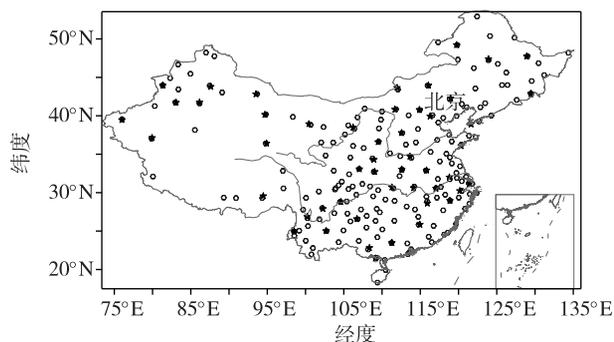


图1 地面机场观测站(灰色圆形)和探空站(黑色五角星)的分布

Fig.1 Locations of surface observation stations (gray circles) and soundings sites (black stars) used in this study

1.2 方法

在冰粒的观测资料中,存在很多地面温度高于 0°C 的观测记录。由于在实际观测记录中会将冰粒与小冰雹进行误判,即地面观测记录的是冰粒,实际可能是小冰雹(Cortinas et al., 2004)。因此,需要确定一个标准来区分冰粒和小冰雹。Cortinas et al.

(2004)和 Roberts and Stewart(2008)采用温度小于等于 4℃作为区分阈值。对本文数据统计发现,温度大于 4℃时,冰粒出现的比例也较低(为 4.17%)。因此,也选用 4℃作为区分冰粒和小冰雹的阈值。筛选后得到 575 个时次冰粒(其中包括 46 个时次的特殊观测)观测记录。

在对比分析冰粒与冻雨天气区域分布特征时,选用 2011—2013 年间具有 3 a 完整记录的机场(共 176 个机场)观测数据。为便于站点之间进行比较,统一选用整点的小时观测资料。

冰冻天气的次数和持续时间通过统计连续的小时观测资料得到(Cortinas et al., 2004)。如有 2 次冰粒的观测报告,但观测间隔超过 1 h,这样冰粒天气计为 2 次,每次冰粒的持续时间计为 1 h,此时计算的持续时间为最大可能持续时间,误差不超过 1 h。基于上述定义:如某机场分别在 08 时、09 时和 11 时观测到冰粒,那么统计时认为 08 时和 09 时是一个连续的冰粒过程,这个冰粒过程的持续时间为 2 h;11 时是另外一个冰粒过程,这个冰粒过程的持续时间为 1 h,该机场 08 时、09 时和 11 时计为 3 个时次的观测。Cortinas(2000)研究表明,由于冰冻天气通常不会持续较长时间,在此期间不会有其他类型的降水,增加间隔时间不会显著改变其分布特征。最终得到 224 次冰粒天气。

在样本较少的情况下,数据呈非正态分布(Roberts and Stewart, 2008),为减少误差,避免个别极端事件的影响,使统计结果准确表述,采用中值、最大值、最小值、加权平均值和累计总和等统计指标。

在分析各气象要素特征时,剔除相关气象要素缺测的记录、数据不合理的记录(如温度变化序列记录不完整、露点温度低于 -50℃、温度露点差为负值等)。

民航观测中使用的是世界时,所以将所有时间转换为世界时。

探空气球在上升过程中会向下风方向漂移一定的距离。李伟等(2010)研究表明,我国大陆冬季的探空平均漂移距离在 300 hPa 处约为 35 km。因此,需要对探空资料和地面资料进行空间匹配,使探空资料能真实代表地面出现相应天气时的大气垂直环境。当地面在 00 时或 12 时观测到冻雨或冰粒时,选择与地面站的水平距离小于 35 km 的相应时刻的探空站资料进行分析垂直特征(首都机场除外,水平距离约为 38 km)。选择的探空站点分布如图 1 所示。按这种匹配方法得到 99 个冰粒和 138 个冻

雨探空记录。

在冰冻天气的分析中,云顶高度是非常重要的因素。精确判断云层厚度和云顶高度是非常复杂的工作,比较常用的是温度露点差、湿度以及两者结合(漆梁波, 2012)。Poore et al.(1995)根据不同的温度采用不同的温度露点差进行判断。Rauber et al.(2000)将云顶定义为温度露点差大于 3℃,并且厚度大于 1 000 m 的第一高度。周毓荃和欧建军(2010)以 84% 的相对湿度,且厚度大于 1 000 m 作为云顶判断依据,通过对比几种探空数据分析云垂直结构的方法发现以 84% 的相对湿度值作为判断云的阈值比较适合,故本文采用此方法判别云顶高度。

采用以下参数来表征大气的垂直特征:1)云顶高度;2)云层厚度;3)暖层最高温度;4)冷层最低温度;5)冷层厚度;6)暖层厚度;7)环境融化参数(EMP);8)环境冻结参数(EFP)(Robbins and Cortinas, 2002)。

暖层定义为温度大于 0℃,并且厚度至少大于 100 m。同理,冷层定义为温度低于 0℃,并且厚度至少大于 100 m(Roberts and Stewart, 2008)。

EMP 和 EFP 的计算如下:

$$I_{EMP} = \int (T - T_0) dz; \quad (1)$$

$$I_{EFP} = \int (T_0 - T) dz. \quad (2)$$

其中:EMP 和 EFP 分别表示以高度为纵坐标时,温度廓线高于 0℃和低于 0℃部分与温度等于 0℃的数值积分面积(Robbins and Cortinas, 2002)。

2 冰粒降水天气的特征

2.1 地面观测统计特征

图 2 为 2011—2013 年我国冰粒与冻雨降水天气的年平均次数对比,以及冰粒与冻雨天气的持续时间中值的分布对比。由图 2 可看出,在 2011—2013 年期间,我国大部分地区都发生过冰粒降水天气。虽然冰粒和冻雨天气的发生机理比较相似,但冰粒与冻雨的年平均次数分布特征有明显的差别。与冻雨天气比较,我国冰粒天气分布范围更广,也更为常见,冰粒的分布比冻雨的分布偏东。这些分析结果与漆梁波(2012)的统计结果类似。冰粒天气集中分布在中纬度的黄河下游和长江中下游地区(占总数的 76.79%)。郑州、杭州、南昌是三个相对高发的区域,并且在这些地区的持续时间也相对较长,最长可达 10 h。

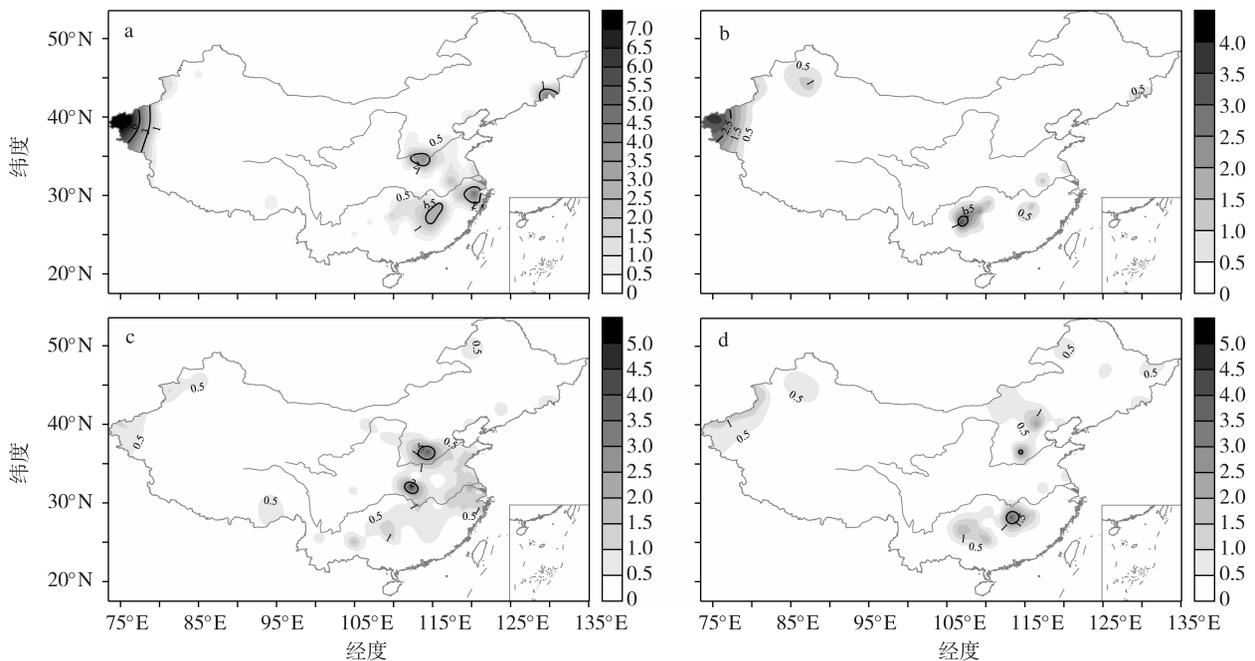


图2 2011—2013年冰粒年平均次数(a)、冻雨年平均次数(b)、冰粒持续时间中值(c)和冻雨持续时间中值(d)的区域分布

Fig.2 The (a,b) annual events and (c,d) median durations of (a,c) ice pellet events and (b,d) freezing rain events, from 2011 to 2013

在郑州、杭州、南昌等冰粒相对高发的区域，与冰粒的持续时间较长区有较好的对应。但在新疆喀什和吉林延吉是冰粒相对高发的区域，冰粒的持续时间一般较短。而在河北邯郸和湖北襄阳虽然冰粒发生次数比较低，但冰粒出现时持续时间可达5 h以上。冰粒的年平均次数和持续时间的相关系数为0.39，为弱相关。表明冰粒的发生次数与其持续时间的相关性不强，在冰粒少发区，其持续时间也可能较长。

同时由图2可见，冰粒的分布与纬度有非常明显的关系。在华南南部没有冰粒天气的发生。随着纬度向北，冰粒天气的发生频次增加，在中纬度地区的郑州、杭州、南昌形成相对高的三角形区域。在我国的华北北部、东北和西部地区（不包括新疆地区）很少有冰粒天气发生。

冰粒天气持续时间对冰粒聚积量及其产生的危害是一个重要的影响因素。按1.2节的方法计算得到冰粒的持续时间分布如图3所示。由图3可见，单次冰粒天气过程的持续时间比较短，有一半以上持续时间小于1 h(152次，占67.86%)，大多数都不超过2 h(有196次，占87.50%)，并呈指数迅速减少，持续时间超过4 h的有9次(不到5%)，持续时间超过6 h的有2次(不到2%)。这些冰粒天气持续时间的特征与Cortinas et al.(2004)和Roberts and

Stewart(2008)的研究结果基本类似。尽管冰粒天气的持续时间比较短，但是持续时间超过5 h的有4例(占1.79%)。在2011—2013年间观测到的冰粒持续时间最长达10.5 h(长沙，2011年1月19日12时30分—23时00分)。一般情况下，冰粒天气持续时间较短时，冰粒降落到地面很快融化，不会聚积，危害相对小；但如果持续时间较长，冰粒大量聚积，可形成严重积冰，给电力、交通、农业等部门带来灾害性后果。

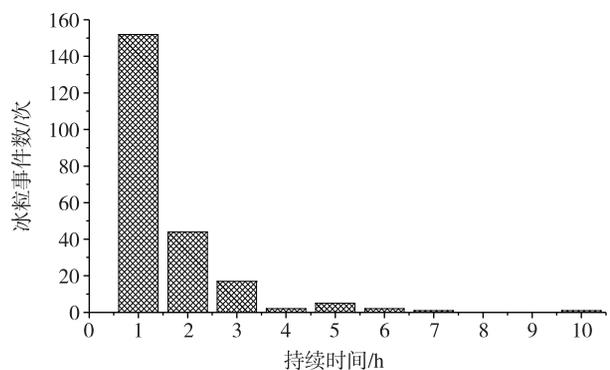


图3 冰粒持续时间分布(单位:h)

Fig.3 Duration of ice pellet events(units:h)

各地区冰粒降水发生月的分布如表1所示。可见，我国冰粒在1—2月比较常见。结果与汪洁(2011)和周中意等(2012)分析浙江衢州和广东乳

表 1 冰粒的发生月分布(我国的西部地区细分为西南、新疆和西北)

Table 1 Monthly distribution of ice pellet events(western regions include Southwest China, Xinjiang and Northwest China)

月份	全国	海南	华南	西南	新疆	华中	华东	东北	华北	西北
1	107	0	31	17	6	0	52	0	1	0
2	325	0	10	0	34	32	241	3	5	0
3	39	0	0	2	4	6	20	6	1	0
4	44	0	0	0	0	7	17	2	17	1
5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
11	11	0	0	0	1	4	1	5	0	0
12	49	0	4	2	15	4	20	4	0	0

源的局地特征一致。但冰粒的发生月在我国各地区之间差别比较显著。在华南和西南地区在 1 月最常见,在中纬度地区是 2 月最常见,东北地区是 3 月最常见,在华北地区则是 4 月最常见。冰粒在我国中纬度地区出现最多,所以最终统计结果是 2 月冰粒天气最常见。

同时,冰粒降水天气的年际变化很大,2011 年发生了 150 个时次,2012 年有 109 个时次,2013 年则有 316 个时次。2013 年的夏季是华东有记录以来最暖的一年(Sun et al., 2014),而 2013 年的冬季华东也是 2011—2013 年期间冰粒发生最多的一年(华东有 244 个时次的记录,占总数的 77.2%)。可见,气候的异常引起冰粒天气的年际变化也很明显。

数值模式对地面温度的预报能力要明显强于对降水量及降水相态的预报能力(宗志平等, 2013)。统计出现冰粒天气时的地面温度频率百分比分布如图 4 所示。冰粒大多发生在地面温度 $-4\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围(为 549 例,占 95.5%),其中 $0\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围更常见(为 401 例,占 69.7%),在 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 发生的频次最大(为 123 次,占 21.4%)。冰粒子在下落经过温度高于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的暖层时,如果没有完全融化,会以冰粒的形式最终降落到地面,所以冰粒可以在地面温度高于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时出现。发生冰粒的地面温度在各地区有明显的区别。华南地区在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时最容易发生(为 22 例,占 48.9%),新疆地区在 $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时最容易发生(为 17 例,占 28.3%),而东北地区在 $-11\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围都产生过冰粒天气。

露点温度在 $-5\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时容易发生冰粒天气(有

527 例,占 91.8%),在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时最容易出现冰粒(有 161 例,占 28.1%)。温度露点差在 $0\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时容易发生冰粒天气(有 496 例,占 86.4%),在 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时最容易出现冰粒(有 181 例,占 31.5%)。可见出现冰粒天气时,湿度一般比较大。露点温度和温度露点差没有表现出比较明显的地区差别。

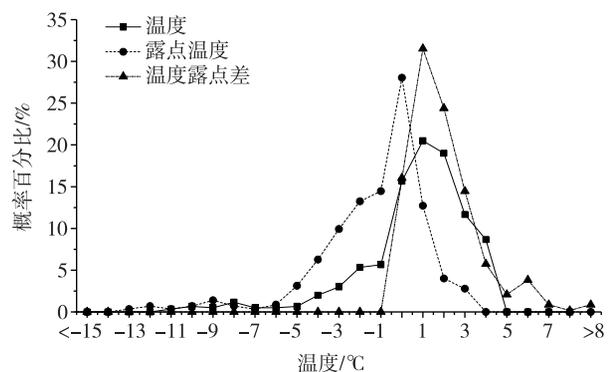


图 4 冰粒发生时地面温度、露点温度和温度露点差频率百分比分布(单位:%)

Fig.4 Distribution of temperature, dew-point temperature and depression of dew point associated with ice pellet events(units:%)

出现冰粒天气时风速分布如表 2 所示。由表 2 可见,冰粒天气发生时的平均风速在 $2\sim 7.9\text{ m/s}$ 的有 471 例,占总数的 81.9%。风速在 $4\sim 5.9\text{ m/s}$ 出现的比例最大,为 208 例,占 36.2%。风速大于 10 m/s 以上形成的冰粒只有 8 例,占 1.4%。新疆和西南地区出现冰粒时的平均风速多在 $2\sim 3.9\text{ m/s}$,比全国的统计值略小。风速在其他地区间的差别不是

表 2 出现冰粒天气的次数与对应的风速

Table 2 Distribution of wind occurrence and speeds associated with ice pellet events

风速/(m·s ⁻¹)	全国	海南	华南	西南	新疆	华中	华东	东北	华北	西北
0~1.9	58	0	7	5	18	4	15	7	2	0
2~3.9	159	0	18	12	34	10	78	7	0	0
4~5.9	208	0	19	4	8	21	142	2	11	1
6~7.9	104	0	1	0	0	8	87	3	5	0
8~9.9	38	0	0	0	0	8	25	1	4	0
10以上	8	0	0	0	0	2	4	0	2	0

非常明显。出现冰粒天气时的风向以东北风和北风为主。除东北地区以西风为主外,其他地区间的风向差别不大。

统计出现冰冻天气时的伴随天气(表3)。从表3可见,冰粒天气的伴随天气现象与冻雨类似,一般同时会有轻雾(占45%)、雨(占34%)或者无其他天气情况(占33%)。冰粒出现时一般很少伴随降雪过程(仅占2%),冻雨伴随降雪过程相对比例较高(占17%)。Cortinas et al.(2004)研究美国和加拿大的冰粒天气特征时发现,冰粒伴随降雪发生的比例较大(37%)。本文结果与其有明显差别,表明不同气候条件下冰粒天气发生的特征有一定差异。

表 3 出现冰粒和冻雨天气时伴随天气概率百分比分布(由于可能同时伴随多种天气现象,伴随天气比例累计可能会超过100%)

Table 3 Frequency distribution of concurrent weather phenomena observations (columns may not add up to 100% because more than one type of weather phenomenon can be reported)

天气现象	出现冰冻天气时伴随的天气概率/%	
	冰粒	冻雨
雨	34	
毛毛雨	0	
雾	2	10
轻雾	45	51
雪	2	17
无其他天气	33	30

2.2 垂直大气结构特征

大气的垂直结构特征对决定地面的降水相态非常重要。融化、冷却和冻结这些过程都取决于大气垂直温度和相对湿度结构(Robbins and Cortinas, 2002)。对2001—2013年全国50个探空站出现冰粒和冻雨的天气进行统计,共有99个冰粒和138个

冻雨探空记录。参考Roberts and Stewart(2008)的分类方法,根据垂直温度结构不同,将温度结构分为3类,本文与Roberts and Stewart(2008)分法的区别是将垂直温度结构全为冷层和有等温层的归为“冷”温度结构(如图5b),低空为暖层的为第3类(如图5c)。

在各区域冰粒和冻雨的垂直温度结构统计如表4所示。由表4可见,在垂直温度结构为“冷—暖—冷”和“暖—冷”(经典的融化机制)的情况下出现冻雨的次数最多为88次(64%),而这种情况下形成的冰粒也较多为20次(20%)。垂直温度结构为“冷”(暖雨机制)的情况下出现冻雨的次数较多为48次(35%),而这种情况下形成的冰粒较多为38次(38%)。此结果与Roberts and Stewart(2008)的结果(冻雨以“冷—暖—冷”结构为主,占68%;冰粒以“冷”结构为主,占73%)类似。关于冰粒的形成机制结果与漆梁波(2012)的结果有一定的差异。产生区别的原因可能有两个方面:一是选择的区域划分和代表站不同,本文选择的是机场的地面观测,漆梁波(2012)选择的是地面观测站,并且江南和北方站点较多;二是本文的形成机制是按照垂直温度结构来区分,漆梁波(2012)的结果是基于云顶高度与-10℃线高度的比较分析得到。

在低空为暖层的“暖—冷”和“暖—冷—暖—冷”温度结构下出现冻雨的次数很少,但是在这种温度结构情况下出现的冰粒最多,为41次(41%)。在这种温度结构下(低层为暖层),空中形成雪和冰粒,冰粒子在下落时经过低空的暖层,由于暖层比较弱,冰粒只能部分融化,但仍能以冰粒的形式最终落到地面。由于这种温度结构比例较多,最终统计冰粒发生时的温度高于0℃。这也正是2.1节中,冰粒发生时地面温度高于0℃有很大比例的原因。

冻雨在西南地区出现的较多,而冰粒在华东和华中地区较多。基于探空站的冰粒和冻雨分布与前

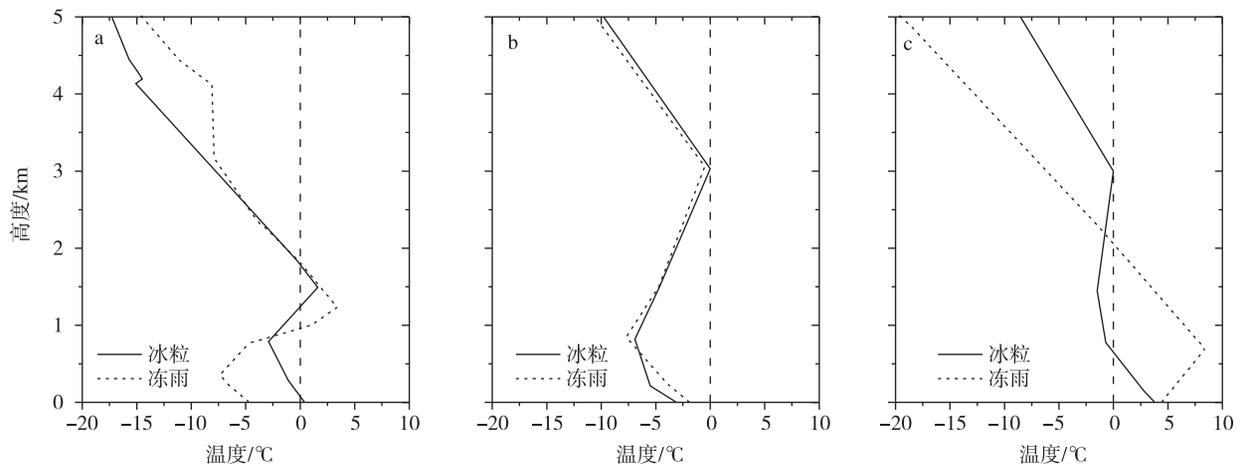


图5 冰粒和冻雨发生时的3种垂直温度结构 a.冷—暖—冷;b.冷;c.冷—暖

Fig.5 The temperature structures of three categories of ice-pellet and freezing-rain precipitation: (a) melting layer; (b) no melting layer; (c) lower melting layer

表4 冻雨和冰粒的垂直温度结构分类统计

Table 4 Classification of atmospheric vertical structures and statistics regarding freezing-rain and ice-pellet precipitation

垂直结构(自上而下)		全国	西南	新疆	华中	华东	东北	华北	西北
融化机制	暖—冷	2/53	0/46	0/0	1/1	1/6	0/0	0/0	0/0
	冷—暖—冷	18/35	5/29	0/0	3/3	9/2	1/1	0/0	0/0
暖雨机制	冷	38/48	1/37	0/0	9/4	27/7	0/0	0/0	1/0
其他机制	冷—暖	30/2	0/0	0/1	7/0	23/0	0/1	0/0	0/0
	冷—暖—冷—暖	11/0	1/0	0/0	4/0	6/0	0/0	0/0	0/0
总计		99/138	7/112	0/1	24/8	66/15	2/2	0/0	1/0

注:/前数值为冰粒,/后数值为冻雨.

文基于地面观测分析得到的全国冰粒和冻雨分布特征基本一致。

融化机制下冰粒和冻雨暖层厚度和暖层最高温度、冷层厚度和冷层最低温度对比如图6所示。探空资料只包括标准等压面高度和特定高度上的数据,实际暖层最高温度和冷层最低温度可能没有列出。由图6可见,暖层厚度与暖层最高温度相关性较强(冰粒的相关系数为0.8,冻雨的相关系数为0.95)。Zerr(1997)和Roberts and Stewart(2008)也发现有类似的结果(相关系数为0.85和0.93)。冷层厚度和冷层最低温度相关性较弱(-0.52),与Zerr(1997)和Roberts and Stewart(2008)得到冷层厚度和冷层最低温度相关性较弱(-0.71和-0.49)的结果类似。如果区分冰粒和冻雨情况,冰粒的冷层厚度和冷层最低温度相关系数为-0.78,冻雨的冷层厚度和冷层最低温度相关系数为-0.35。

因此,融化层的特征对决定地面的降水相态更关键。由于暖层厚度与暖层最高温度相关性较强,

使用暖层厚度或暖层最高温度均可大致代表融化层特征。由于冷层厚度和冷层最低温度相关性相对较弱,对冷层使用冷层厚度和冷层最低温度可能无法准确表示其真实特征。故引入1.2节的融化参数和冻结参数来辅助表征暖冷层的强弱。

在融化机制下能形成冰粒或冻雨。但是形成冰粒和冻雨所需的冷层和暖层环境配置是不同的。如图7a所示,冰粒发生时暖层比冻雨的暖层要弱,冰粒发生时冷层比冻雨的冷层要强。冰粒发生时暖层厚度最大不超过1250m(平均为539m),而冻雨发生时暖层厚度最大可达1600m(平均为654m)。冰粒发生时冷层平均厚度为1714m,而冻雨发生时冷层平均厚度为1320m。

但是,在冷层较薄、暖层较厚的情况下也有发生冰粒的情况(图7中的1和2)。此时,高空的冷层非常强,此时高空冷层形成的雪或冰晶,经过暖层时部分融化,后在经过低空的弱冷层后降落到地面。此时冰粒的融化参数小于冻结参数(如图7b中1和

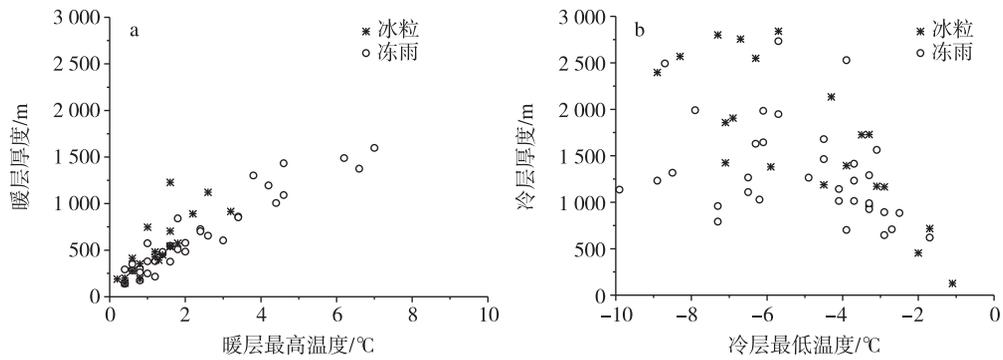


图6 冰粒和冻雨的暖层厚度和暖层最高温度(a)和冷层厚度和冷层最低温度(b)对比
 Fig.6 The (a) depths of the melting layer and maximum temperature and (b) depths of the lower sub-freezing layer and the minimum temperature when ice pellets and freezing rain were observed

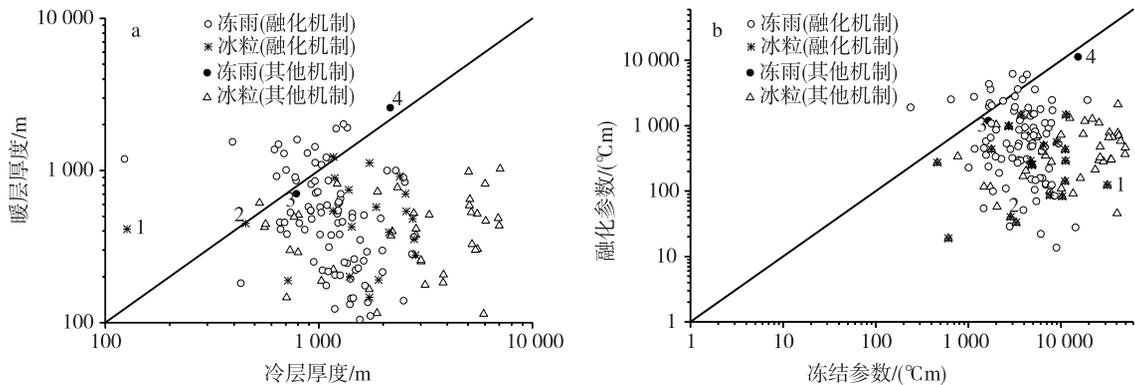


图7 冰粒和冻雨的暖层和冷层对比(实线为融化参数与冻结参数等值线) a.厚度对比;b.融化参数与冻结参数对比

Fig.7 The characteristics of the melting layer and sub-freezing layer when ice pellets and freezing rain were observed: (a) depth of the melting layer vs. depth of the sub-freezing layer; (b) melting parameter vs. freezing parameter (the line mean the melting parameter equals the freezing parameter)

2所示)。这种情况在 Zerr (1997) 和 Roberts and Stewart (2008) 的研究中也观测到类似情况。

在融化机制下,冻雨和冰粒的冻结参数(平均分别为 4 172 和 5 527 °C·m)大于融化参数(平均为 1 147 和 434 °C·m),并且冻雨的融化参数大于冰粒的融化参数,此时高空形成的冰晶或雪花能充分融化变为雨,在经过低空的冷层过冷却成冻雨。

在其他机制下,冻雨的冻结参数也大于融化参数(差值为 450 和 3 920 °C·m,如图 7b 中的 3 和 4)。但,此机制下冰粒的冻结参数(平均为 15 805 °C·m)远大于融化参数(平均为 470 °C·m)。在冷层形成的冰粒在经过暖层时只能部分融化,仍能以冰粒的形式降落到地面。

总体而言,冰粒的融化参数一般小于冻雨的融化参数,但冰粒的冻结参数一般大于冻雨的冻结参数。

2.3 冰粒过程的气象要素变化

通过判断冰粒发生前 12 h 内的温度与冰粒开始时温度的正负(或冰粒结束后 12 h 内的温度与冰粒结束时温度的正负),比较冰粒发生前后温度的变化趋势(压强、湿度、风等各气象要素采用类似方法)。统计各要素的变化趋势如图 8 所示。由图 8 可见,在冰粒天气发生之前一般温度逐渐降低,表明大多数的冰粒天气都伴随冷锋的活动。在冰粒天气发生之前气压一般逐渐升高,冰粒发生前后湿度一般比较大,在冰粒发生期间风速变化比较小。

在冰粒天气发生前 12 ~ 4 h 有一半以上(50.3%)温度是降低的,温度升高的不到 20%。在持续时间超过 1 h 的冰粒天气中,冰粒开始和结束时温度对比是降低的有 25 例(占总数的 53.2%)。在发生前 12 h 内温度增温最大可达 7 °C(平均 4.3 °C),而在发生前 12 h 内降温最大可达 -10 °C(平均可达 -8.2 °C)。在冰粒发生前后 2 h 左右温度变化

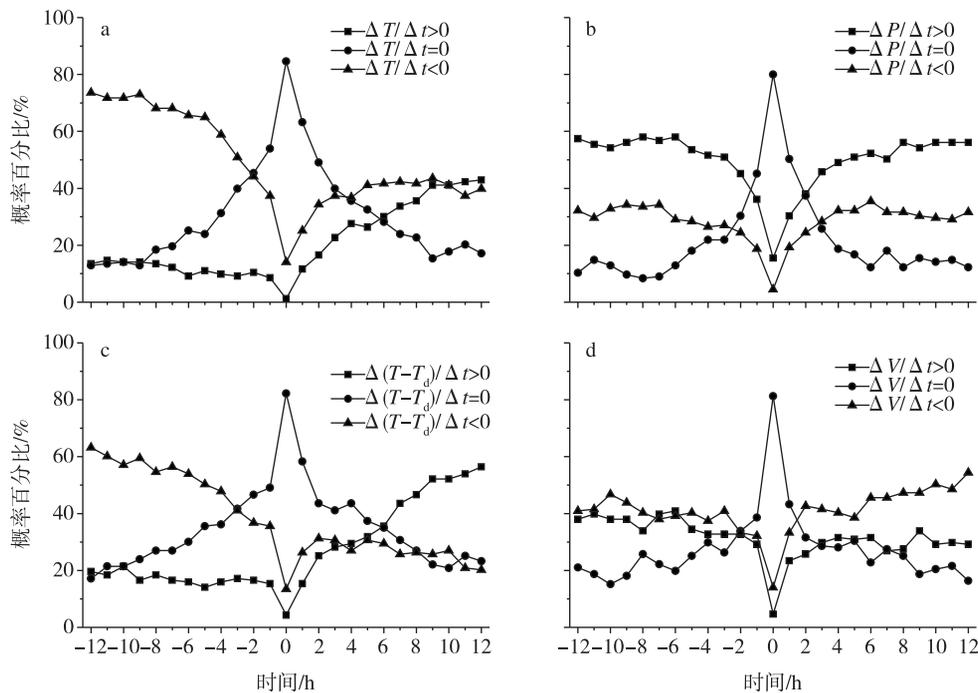


图 8 冰粒发生前后 12 h 的气象要素变化趋势 a.温度;b.气压;c.温度露点差;d.风速(>表示趋势升高,=0表示趋势不变,<0表示趋势降低)

Fig.8 The trend of (a) temperature, (b) pressure, (c) depression of dew point, and (d) wind speed, in the 12 h before and after an observation of ice pellets (>0 indicates an upward trend; =0 indicates no change; <0 indicates a downward trend)

比较少,在冰粒发生期间温度保持不变的达 82.2%。在冰粒发生 4 h 后,会有一定幅度的降温或升温。

气压的变化趋势与温度类似。在冰粒天气发生之前气压一直降低,在冰粒发生前后 2 h 左右气压变化比较少,在冰粒发生期间气压保持不变。在持续时间超过 1 h 的冰粒天气中,冰粒开始和结束时气压对比是降低的有 28 例(占总数的 59.6%)。在冰粒发生后 2 h 气压仍以继续升高为主。

温度露点差在冰粒天气发生之前以减少为主,在冰粒天气前 3 h 温度露点差中值为 3 °C(平均值为 3.1 °C),空气已接近饱和状态。在冰粒发生期间温度露点差保持不变,中值为 1 °C(平均值为 2.0 °C),在冰粒结束后温度露点差逐渐变大,但到冰粒发生 12 h 后,温度露点差慢慢恢复到中值为 3 °C(平均值为 3.4 °C)。

风速在冰粒天气来临之前变化不定,风速平均为 4.3 m/s,最大可达 12 m/s;在冰粒发生时风速变化较小,风速平均为 4.2 m/s,风速中值为 4 m/s;冰粒结束后风速减弱的占多数,风速平均为 3.7 m/s,风速中值为 3 m/s,风速最大可达 12 m/s。

冰粒发生前后 12 h 的天气变化趋势如图 9 所

示。冰粒发生前 12~3 h 以晴空为主,如果伴随其他天气则以轻雾、雨和雪为主(累计占 51.0%~88.1%)。在冰粒发生前 2~1 h,出现轻雾、雨和雪三种天气的比例达 93.8%~99.2%。冰粒结束后 4 h,以晴空的的比例最高。冰粒结束后 12 h,天气转晴空的的比例占 66.7%。

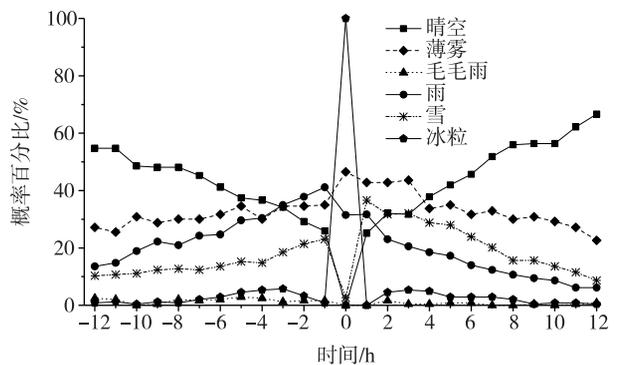


图 9 冰粒发生前后的天气变化概率

Fig.9 Frequency of precipitation types associated with ice pellets in the 12 h before and after an event

冰粒发生期间常伴随其他天气(有 388 例,占 67.5%),仅有冰粒而不伴随其他天气的有 187 例(占 32.5%)。并且冰粒常伴随轻雾(45.4%)或雨

(34.1%)。伴随雪的仅占2.1%。

冰粒发生前12 h内任一时间内出现雪的次数共有79例(32.4%),但冰粒发生期间伴随雪的很少(2.1%),在冰粒发生后12 h内任一时间出现雪的次数共有127例(52.0%),表明有近一半的冰粒转为雪。

在冰粒发生前后的降水变化非常复杂,可以从晴空变为冰粒,后变为雪。也可能从薄雾、雨或雪变为冰粒,后在几小时内可能再次转变。表明不同冰粒天气事件之间地面降水的变化也是不同的。

3 结论与讨论

本文利用我国民航机场观测资料以及探空资料,对冰粒地面环境特征,垂直特征以及气象要素在冰粒天气过程中的变化特征进行分析,得到以下结论:

1)冰粒天气的分布与纬度有明显的关系。冰粒天气集中分布在中纬度的黄河下游和长江中下游地区。在冰粒的发生次数与其持续时间相关性不强,在少发区,其持续时间也可能较长。我国冰粒天气在1—2月比较常见,但冰粒天气发生的月份在我

国各地区差别比较显著。单次冰粒天气过程的持续时间比较短,一般不超过1 h。

2)冰粒天气大多发生在地面温度 $-4\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围,其中 $0\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围更常见,在 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 发生的频次最大。冰粒天气常发生在露点温度 $-5\sim 2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围内,露点温度在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时最容易发生冰粒。温度露点差在 $0\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围是容易发生冰粒天气,温度露点差在 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时最容易发生冰粒天气。冰粒发生时的平均风速在 $2\sim 7.9\text{ m/s}$ 、 $4\sim 5.9\text{ m/s}$ 出现的比例最大。我国冰粒天气发生时,同时常会有轻雾或无其他天气情况。一般很少伴随有雪。

3)我国冰粒天气以融化机制和暖雨机制为主。在低空为弱暖层的情况下也能形成冰粒,在这种温度结构下,空中形成雪和冰粒,冰粒子在下落时经过低空的暖层,部分融化,以冰粒的形式最终降落到地面。总体而言,冰粒的融化参数一般小于冻雨的融化参数,但冰粒冻结参数一般大于冻雨的冻结参数。

4)在冰粒天气发生之前一般温度逐渐降低。在冰粒天气发生之前气压一般逐渐升高,冰粒发生前后湿度一般比较大,在冰粒发生期间风速变化比较小。在冰粒发生前后的降水变化复杂多变。

参考文献(References)

- Bernstein B. 2000. Regional and local influences on freezing drizzle, freezing rain, and ice pellets[J]. *Wea Forecasting*, 15: 485-508.
- Cortinas J R. 2000. A climatology of freezing rain over the Great Lakes region of North America[J]. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3574-3588.
- Cortinas J R, Bemstein B C, Robbins C C, et al. 2004. An analysis of freezing rain, freezing drizzle, and ice pellets across the United States and Canada: 1976—90[J]. *Wea Forecasting*, 19: 377-390.
- 崔锦, 周晓珊, 陈力强, 等. 2011. 利用WRF模式制作东北地区冬季降水相态预报[J]. *气象与环境学报*, 27(6): 1-6. Cui J, Zhou X S, Chen L Q, et al. 2011. Forecasting of winter precipitation phase state in Northeast China based on WRF mesoscale model[J]. *Journal of Meteorology and Environment*, 27(6): 1-6. (in Chinese).
- Department of Transportation; Federal Aviation Administration. 2005. FAA notice N 8000. 309. USA[Z].
- Gibson S R, Stewart R E. 2007. Observations of ice pellets during a winter storm[J]. *Atmos Res*, 85: 64-76.
- 黄荣辉, 顾雷, 陈际龙, 等. 2008. 东亚季风系统的时空变化及其对我国气候异常影响的最近研究进展[J]. *大气科学*, 32(4): 619-719. Huang R H, Gu L, Chen J L, et al. 2008. Recent progresses in studies of the temporal-spatial variations of the east asian monsoon system and their impacts on climate anomalies in China[J]. *Chin J Atmos Sci*, 32(4): 691-719. (in Chinese).
- Hanesiak J, Stewart R E. 1995. The mesoscale and microscale structure of a severe ice pellet storm[J]. *Mon Wea Rev*, 123: 3144-3162.
- Huffman G J, Norman G A. 1988. The super cooled warm rain process and the specification of freezing precipitation[J]. *Mon Wea Rev*, 116(11): 2172-2182.
- Kajikawa M, Kikuchi K Y, Asuma Y, et al. 2000. Supercooled drizzle formed by condensation coalescence in the mid-winter season of the Canadian Arctic [J]. *Atmos Res*, 52: 293-301.
- 李伟, 李书严, 王建凯, 等. 2010. 中国地区高空气象探测气球空间漂移分析[J]. *气象学报*, 68(3): 421-427. Li W, Li S Y, Wang J K, et al. 2010. The analysis of upper-air meteorological balloon floating in China[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3): 421-427. (in Chinese).
- 龙利民, 黄治勇, 苏磊, 等. 2010. 2008年初湖北省低温雨雪冰冻天气温度平流配置分析[J]. *大气科学学报*, 33(6): 745-750. Long L M, Huang Z Y, Su L, et al. 2010. Temperature advection structure of low temperature process with freezing rain and snow in Hubei Province in 2008[J]. *Trans Atmos Sci*, 33(6): 745-750. (in Chinese).
- 苗春生, 赵瑜, 王坚红. 2010. 080125南方低温雨雪冰冻天气持续降水的数值模拟[J]. *大气科学学报*, 33(1): 25-33. Miao C S, Zhao Y, Wang J H. 2010. 080125 cold air freezing rain and snow in southern China[J]. *Trans Atmos Sci*, 33(6): 25-33. (in Chinese).

- 彭艳,王钊,刘安麟,等.2010.2008年1月中国南部低温雨雪冰冻天气特征及其与东亚大气环流异常探讨[J].大气科学学报,33(5):634-637.
- Peng Y, Wang Z, Liu A L, et al.2010.Characteristics of the freezing rain/heavy snow process in south China and the anomalies of atmospheric circulation over East Asia in January 2008[J].Trans Atmos Sci,33(5):634-637.(in Chinese).
- Poore K D, Wang J H, Rossow W B.1995.Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations[J].J Climate,8(3):550-568.
- 漆梁波.2012.我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制及预报着眼点[J].气象,38(7):769-778. Qi L B.2012.Formation mechanism and forecast on freezing rain and ice pellet in winter of China[J].Meteor Mon,38(7):769-778.(in Chinese).
- Rauber R M, Olthoff L, Ramamurthy M, et al.2000.The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events[J].J Appl Meteor,39:1185-1195.
- Reeves H D, Elmore K L, Alexander R, et al.2014.Sources of uncertainty in precipitation type forecasting[J].Wea Forecasting,29:936-953.
- Robbins C C, Cortinas J V.2002.Local and synoptic environments associated with freezing rain in the contiguous United States[J].Wea Forecasting,17:47-65.
- Roberts E, Stewart R E.2008.On the occurrence of freezing rain and ice pellets over the eastern Canadian[J].Arctic Atmospheric Research,89:93-109.
- Stewart R E.1992.Precipitation types in the transition region of winter storms[J].Bull Amer Meteorol Soc,73:287-296.
- Sun Y, Zhang X, Zwiers F W, et al.2014.Rapid increase in the risk of extreme summer heat in Eastern China[J].Nature Climate Change,4(12):1082-1085.
- 陶诗言,卫捷.2008.2008年1月我国南方严重冰雪灾害过程分析[J].气候与环境研究,13(4):337-350. Tao S Y, Wei J.2008.Severe snow and freezing-rain in January 2008 in the Southern China[J].Climatic Environ Res,13(4):337-350.(in Chinese).
- Transport Canada.2007.[2014-9-5][OL].http://www.tc.gc.ca/eng/civilaviation/publications/tp14052-chapter12-309.htm.
- 汪洁.2011.衢州冰粒的天气气候特征分析[J].浙江农业科学,4:927-929. Wang J.2011.Weather and climatic characteristics of ice pellets in Quzhou[J].Journal of Zhejiang Agricultural Sciences,4:927-929.(in Chinese).
- Zerr R J.1997.Freezing rain:An observational and theoretical study[J].J Appl Meteor,36(12):1647-1661.
- 张韧,洪梅,刘科峰,等.2012.2007/2008年冬季雨雪冰冻灾害的副热带高压环流背景与变异特征[J].大气科学学报,35(1):1-9. Zhang R, Hong M, Liu K F, et al.2012.Subtropical high circulation background and its variation characters in a serious cold rain-snow frost disaster in winter of 2007/2008[J].Trans Atmos Sci,35(1):1-9.(in Chinese).
- 赵德龙,金莲姬,覃军,等.2011.污染大气对冻雨过程影响的数值模拟[J].大气科学学报,34(4):490-496. Zhao D L, Jin L J, Qin J, et al.2011.The effect of polluted aerosol on freezing rain process:A numerical study[J].Trans Atmos Sci,34(4):490-496.(in Chinese).
- 中国民用航空局空管行业管理办公室.2007.民用航空气象地面观测规范(AP-117-TM-02-R1)[Z]. Industry Management Office of Civil Aviation ATM industry management.2007.Civil aviation meteorological surface observation specification (AP-117-TM-02-R1)[Z].(in Chinese).
- 周毓荃,欧建军.2010.利用探空数据分析云垂直结构的方法及其应用研究[J].气象,36(11):50-58. Zhou Y Q, Ou J J.2010.The method of cloud vertical structure analysis using rawinsonde observation and its applied research[J].Meteor Mon,36(11):50-58.(in Chinese).
- 周中意,陈海辉,曾健兵,等.2012.乳源冰粒的天气气候特征[J].广东气象,34(5):27-28. Zhou Z Y, Chen H H, Zeng J B, et al.2012.Weather and climatic characteristics of ice pellets in Ruyuan[J].Guangdong Meteorology,34(5):27-28.(in Chinese).
- 宗志平,马杰,张恒德,等.2013.近几十年来冻雨时空分布特征分析[J].气象,39(7):813-820. Zong Z P, Ma J, Zhang H D, et al.2013.Analysis on the spatial-temporal characteristics of freezing rain in recent decades[J].Meteor Mon,39(7):813-820.(in Chinese).

Statistical analysis of observed properties of ice-pellet precipitation in China

LI Jie^{1,2,3}, GUO Xuliang^{1,4}, SHENG Rifeng⁵, LI Xingyu¹

¹Laboratory of Cloud and Precipitation and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

²University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

³Nanjing University of Aeronautics and Astronautics, College of Civil Aviation, Nanjing 211106, China;

⁴Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

⁵Shandong Weather Modification Office, Jinan 250031, China

By studying the characteristics of ice pellets, it is possible to understand freezing weather more comprehensively. Such research also contributes to freezing-weather warning and forecasting capabilities. However, due to a lack of observational data, among other concerns and reasons, there has been little relevant research on ice particles in China. Accordingly, in the present study, a comprehensive analysis of the characteristics of the spatiotempo-

ral distribution and duration of ice-pellet precipitation, along with associated ground-level meteorological variables, was conducted using data from hourly or half-hourly surface observations and special observations of Chinese civil airports during the years 2011—2013. By matching the airport ground observations from airports with radiosonde data during the study period, the characteristics of the vertical atmospheric environment were analyzed.

It was found that latitude had a very important influence on the distribution of ice pellets. Ice pellets were mostly distributed in midlatitude areas, including the lower reaches of the Yellow River and the middle and lower reaches of the Yangtze River. There was no substantial correlation between the occurrence and duration of ice pellets. Events may last for a relatively long time where ice-pellet precipitation is rare. Ice-pellet precipitation occurred most often from January to February, and regional differences were found to exist. Ice pellets occurred frequently in January in southern and southwestern regions; and in February in midlatitudes. In the northeast, the peak month for ice pellets was April, while it was March in the north.

The duration of a single ice-pellet event was relatively short—mostly less than 2 hours. In the observation data, the number of single ice-pellet events that lasted less than 2 hours was 196, which was 87.50% of the total; Meanwhile, the number that lasted less than 1 hour was 152, which was 67.86% of the total. In addition, the number of single ice-pellet events that lasted more than 2 hours decreased exponentially; the number lasting more than 4 hours was 9 (less than 5% of the total); the number lasting more than 6 hours was only 2 (less than 2% of the total).

Ice pellets mostly occurred within the surface temperature range of $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Therein, their occurrence was most common at $0\text{--}3\text{ }^{\circ}\text{C}$ and within that range, most often at $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ice pellets often occurred at the dew-point temperature within the range of $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ and most often at the dew-point temperature of $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. When the range of the depression of dew point dropped to $0\text{--}3\text{ }^{\circ}\text{C}$, conditions were highly conducive to the occurrence of ice pellets; and when the depression was $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ they occurred most frequently.

Ice-pellet precipitation in China is often mixed with mist (45% in total), rain (34% in total), and seldom with snow (only 2% in total). However, freezing rain in China is often mixed with snow (17% of the total). The weather phenomenon of ice pellets in China is significantly different from that in the USA and Canada, in which the proportion of snow (37%) is significantly different. In China, ice-pellet precipitation is mostly caused by the melting mechanism and the warm-rain mechanism. Ice pellets can form if there is only partial melting of snow or ice pellets in the lower weak melting layer, allowing precipitation to eventually fall to the ground in the form of ice pellets. Overall, the melting parameter of ice pellets is less than that for freezing rain, while the freezing parameter of ice pellets is more than that for freezing rain. The temperature decreases, while pressure increases, before the occurrence of ice pellets. The wind speed changes were found to be small throughout ice-pellet events, and accompanied by nearly saturated conditions before and after the event. The evolution of precipitation types during ice-pellet events was found to be variable and complex.

ice pellet; sounding data; meteorological conditions; formation mechanism; China

doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20140418032

(责任编辑:张福颖)