

漆梁波. 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, 2012, 38(7): 769-778.

# 我国冬季冻雨和冰粒天气的形成机制 及预报着眼点<sup>\* 1</sup>

漆梁波

上海中心气象台, 上海 200030

**提 要:** 利用探空和地面观测资料, 通过对 2001 年冬季至 2010 年冬季我国不同区域(分为 4 个区域: 北方、江南、华南、西南)的冻雨和冰粒天气形成的物理过程进行分析发现: (1) 除北方区域外, 我国其他区域的冻雨主要以暖雨机制为主。北方区域的融化类冻雨比例也仅为 39%, 但纬度越高, 出现融化类冻雨的几率高于上述比例。暖层出现是冻雨天气的重要特征, 但暖层作用主要是输送水汽和维持锋面系统, 以保证降水的发生和持续, 低层及地面气温普遍低于 0℃可能是最重要的原因。(2) 我国冰粒天气的形成机制主要以融化机制为主。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, 这主要是由于弱暖层只是部分融化冰晶和雪花, 使其重新冻结成为可能。冰粒天气的 700 hPa 风速值普遍小于冻雨天气, 这一方面说明冰粒天气对水汽输送条件要低一些, 另一方面也反映了冰粒天气暖层较弱的特点。(3) 云顶高度、暖层强度和厚度、低层冷层温度露点差、700 hPa 风速以及地面气温是甄别冻雨和冰粒天气的特征量, 但不同区域, 这些特征量的有效性不一样。西南区域冻雨和冰粒天气的主要差别在地面气温, 其他特征量或差别不明显, 或代表性不足, 只可以作为辅助判断的因子。

**关键词:** 冻雨, 冰粒, 探空资料, 物理过程

## Formation Mechanism and Forecast on Freezing Rain and Ice Pellet in Winter of China

QI Liangbo

Shanghai Meteorological Centre, Shanghai 200030

**Abstract:** Based on upper-air sounding and surface observations in winter of 2001—2010, the formation physical process of freezing rain and ice pellet at different regions are investigated. It is found that: (1) Except northern China region, the formation mechanism of freezing rain in China is mostly due to a warm-rain process. In northern China region, freezing rain with melting process only accounts for 39%, but the higher latitudes, the higher ratio of melting process freezing rain. Warm layer aloft is an important characteristic of freezing rain weather. And its main functions are water vapor supply and frontal system maintaining, thus help to produce precipitation. Negative temperatures at low levels and surface could be the up-most factor for freezing rain. (2) Melting process is the main formation mechanism of ice pellet in China. Generally, cloud top of ice pellet is higher than that of freezing rain. Warm layer's thickness and intensity of ice pellet are weaker than those of freezing rain. That is because weaker warm layer only partly makes ice crystal and snow aloft melt, thus ensure their refreezing within low levels. Wind speed at 700 hPa of ice pellet is commonly smaller than that of freezing rain, which, on the one hand, reflects the lower requirement of water vapor supply for ice pellet, and weaker warm layer aloft on the other hand. Cloud top,

<sup>\*</sup> 2012 年中国气象局城市气象防灾减灾专项“上海大城市积涝风险等级预报服务系统”资助  
2011 年 10 月 29 日收稿; 2011 年 12 月 27 日收修定稿  
作者: 漆梁波, 主要从事天气预报和相关技术研究. Email: qlb1999@hotmail.com

warm layer thickness and intensity, low-level dew point depression, wind speed at 700 hPa and surface temperature are good factors to discriminate freezing rain from ice pellet, but in different regions, the effectiveness of these factors is different. The main difference of freezing rain and ice pellet in Southwest China is the surface temperature, and other factors play a secondary role due to unobvious difference of them.

**Key words:** freezing rain, ice pellet, sounding data, physical process

## 引 言

低于  $0^{\circ}\text{C}$  的雨滴在温度略低于  $0^{\circ}\text{C}$  的空气中能够保持过冷状态,其外观同一般雨滴相同,当它落到温度为  $0^{\circ}\text{C}$  以下的物体上时,立刻冻结成外表光滑而透明的冰层,称为冻雨或雨凇。冰粒则是指透明的丸状或不规则的固态降水,较硬,着硬地一般反弹,直径常小于 5 mm。有时冰粒内部还有未冻结的水,如被碰碎,则只剩下破碎的冰壳<sup>[1]</sup>。冻雨和冰粒天气是冬季降水的重要组成部分,尤其是在我国南方地区。冻雨或冰粒天气的长时间维持,往往给农业、交通、电力、供水等行业带来严重不利影响<sup>[2-3]</sup>。关于冻雨的形成机理问题,Ohtake<sup>[4]</sup>、Bocchiari<sup>[5]</sup>、Huffman 等<sup>[6]</sup>总结出两种机制,一种为暖雨机制(雨滴的形成过程中,基本无冰相粒子参与),主要是指云滴通过碰并过程增长成雨滴,雨滴下落到过冷层后,成为过冷水滴,落到地面冻结。一种是经典的融化机制,云中的雪花和冰晶形成(云顶伸展到  $-10^{\circ}\text{C}$  层以上)后,先下落到中层融化层变为雨滴,然后下落到过冷层成为过冷水滴,最后落到地面冻结,即所谓的“冰晶层—暖层—冷层”模式。对我国冻雨天气的形成机制研究,过去 20 年也有很多成果。陈天锡等<sup>[7]</sup>、吴兑<sup>[8]</sup>、李登文等<sup>[9]</sup>、王华军等<sup>[10]</sup>、杜小玲等<sup>[11]</sup>的研究表明,我国冻雨的形成机制,也存在上述两种机制,尤其是在西南地区<sup>[9,11]</sup>。欧建军等<sup>[12]</sup>利用 2008 年 1 月至 2010 年 4 月全国常规地面观测资料和探空资料,研究了冻雨温湿结构特征和形成的物理机制类型,发现我国北方地区的冻雨形成机制以经典的融化机制为主,而南方地区则两种机制均存在,其中高海拔地区以暖雨机制为主。关于冰粒的形成机理,国外也得出两种机制,一种是经典的融化机制,类似于冻雨的形成过程,主要区别在于融化层较弱,雪花或冰晶只能部分融化,进入冷层后重新冻结,最后以固态粒子落到地

面<sup>[13-14]</sup>)。另一种是暖雨直接冻结机制,即在云中无雪花或冰晶产生的情况下,由毛毛雨直接在冷层中冻结为冰粒后落到地面<sup>[15]</sup>。经典的融化机制中,也有少数个例的融化层较强,雪花完全融化,进入深厚冷层后重新冻结<sup>[14]</sup>。国内对冰粒形成机制的研究较少,只有少数研究者对冰粒天气的天气气候特点进行了统计分析<sup>[16]</sup>。

本文的工作则是利用时序更长的地面观测和探空资料(2001—2010 年),对我国不同区域(分为 4 个区域:北方、江南、华南、西南)的冻雨和冰粒天气形成的物理过程进行分析和比较,以得到不同区域这两种冬季降水天气形成的基本类型,进而得到一些预报关注点(例如,云顶高度、关键气层的冷暖和干湿程度、各层风速等方面),为提高这两类天气的业务预报能力提供有益的参考。

## 1 资料和方法

### 1.1 资料和基本统计事实

本文使用资料的时间跨度为 2001 年冬季至 2010 年冬季(某一年冬季指某一年的 12 月至次年的 2 月),具体资料为中国大陆 120 个探空站的 08 时、20 时探空资料以及约 2500 个地面观测站的资料(观测间隔为 3 小时,依据站点的级别,不同观测时刻的站点总数略有不同)。

首先对所有地面观测站资料进行统计,以得到我国冻雨和冰粒天气的基本分布特点,有利于后期进行有针对性的区域划分。图 1 是 2001 年冬季至 2010 年冬季我国大陆冻雨和冰粒天气分布的点聚图(每站在任意观测时刻出现一次冻雨或冰粒记录,则在该站点附近标注一次)。尽管由于各地区测站密度和观测频次不同,各地区冻雨天气次数不方便直接比较,但从图 1 还是可以看出:冻雨天气主要分布在我国西南地区东部(主要是贵州省)、江南中西

部和江淮西部，华南北部、华北地区、东北地区、西北地区东部以及新疆的西北部也有少量冻雨发生，这与欧建军等<sup>[12]</sup>和赵姗姗等<sup>[17]</sup>的统计结果类似。与冻雨天气比较，我国大陆冰粒天气的分布范围要更广一些，冰粒主要分布区位于贵州东部、江南大部

江淮地区，较冻雨的主要分布区明显偏东一些。这种分布态势的变化主要是由于冰粒和冻雨天气对暖湿气流的要求不同所致（冰粒天气的产生不需要暖层很暖<sup>[14]</sup>）。针对这一点，后文中还会详细分析。

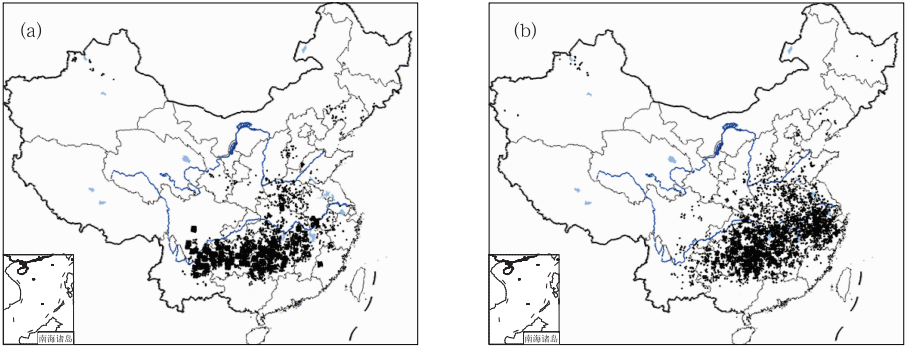


图 1 2001 年冬季至 2010 年冬季我国大陆冻雨和冰粒天气的点聚分布图  
(a) 冻雨，(b) 冰粒  
Fig. 1 Distribution map of freezing rain and ice pellet appearance in winter of 2001–2010 in mainland China  
(a) freezing rain, (b) ice pellet

为讨论我国各地区冻雨和冰粒天气形成的物理过程，下文将对这两种天气发生时刻的探空资料进行分析。探空资料的观测时间一般只有 08 时和 20 时（北京时，下同），其空间分布也较地面站更为稀疏。考虑到探空观测和地面观测在时间上有偏离<sup>[12]</sup>，此外，探空观测还有空间上的漂移<sup>[18]</sup>，在对探空资料和地面观测进行匹配时，对同一观测时刻（08 时或 20 时），如果高空观测站周边 35 km 范围内有地面测站出现冻雨或冰粒，则认为此高空观测数据可以用于分析相应的天气现象（冻雨或冰粒）。35 km 阈值的选取，主要是参考李伟等<sup>[18]</sup>的研究结果：我国大陆冬季的探空平均漂移距离在 300 hPa 处约为 35 km（冬季降水云的云顶高度一般都在 300 hPa 以下）。按上述匹配方法，普查 2001 年冬季至 2010 年冬季的高空和地面观测，得到冻雨样本 548 个，冰粒样本 180 个。为了得到不同区域冻雨和冰粒天气有针对性的概念模型，以中国二级气象地理区划为基础<sup>[19]</sup>，兼顾地形差异和各区域内的样本数（最少 5 个样本，样本数太少将使得分析结论缺少代表性），将我国大陆出现冻雨和冰粒天气较多的区域划分为 4 个区域，分别为北方（包括二级气象地理区划中的东北、华北、黄淮、江淮、江汉和西北地区东部等地区，这一区域主要是蒙古高原和黄土高原

以南和以东的平原地区）、江南、华南和西南。各区域的代表高空站点分布见图 2（共 36 站）。各区域所包含的代表站及冻雨和冰粒样本数见表 1（未包括新疆和西北山区的少量样本）。

从各区域的样本分布来看（表 1），江南地区和西南地区是冻雨多发地，北方地区和华南地区的样本数则较少，冰粒多发地则主要在北方地区和江南地区，西南和华南地区的观测较少。

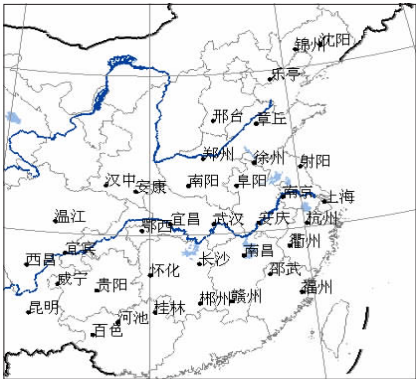


图 2 我国大陆冻雨和冰粒天气的代表高空站分布图  
Fig. 2 Distribution map of representative sounding stations in mainland China

表 1 各区域代表站及冻雨和冰粒的样本数  
Table 1 Samples of freezing rain and ice pellet in different regions

区域名称	代表站	样本数	
		冻雨/个	冰粒/个
北方	沈阳、锦州、乐亭、邢台、章丘、郑州、徐州、南阳、阜阳、射阳、安庆、武汉、宜昌、安康、汉中	13	41
江南	南京、上海、杭州、衢州、南昌、赣州、长沙、怀化、郴州、鄂西、邵武	81	113
华南	福州、桂林、河池、百色	10	13
西南	贵阳、威宁、宜宾、西昌、温江、昆明	441	10

1.2 探空资料处理和云顶确定方法

根据上述区域划分方法,将各区域内的冻雨和冰粒的探空资料进行平均处理,以得到各区域内的特征性探空分析图。平均处理时,首先将区域内的每个探空数据分别进行插值(除特性层之外,以 50 hPa 为间隔),然后进行平均(剔除最小的 20%样本和最大的 20%样本之后,实质上是众数平均),最后得到各区域冻雨和冰粒的平均探空廓线,供后续分析(其中风廓线的平均方法采用先将风矢量分解为  $U$  和  $V$  分量,进行标量众数平均,然后合成得到平均风速和风向,从普查的情况看,由于冻雨和冰粒天气时,一般均有锋面系统维持,各层风向变化幅度并不大,众数平均值的代表性很好,只是在地面,风力较小且受测站小气候影响,风向平均的代表性差一些,但变化幅度也不大,在偏北风和东北风之间)。如引言所述,冻雨和冰粒的分析中,云顶高度是非常重要的因素<sup>[6,12,14-15]</sup>。精确确定云层厚度和云顶高度是很复杂的工作,比较常用的是温度露点差、湿度以及二者的结合<sup>[20]</sup>,本文采用的是 Poore 等<sup>[21]</sup> 的温度露点差判断方法,该方法简单实用,在科研中也有广泛应用。具体如下:温度 $\geq 0^{\circ}\text{C}$ 时,温度露点差 $\leq 2^{\circ}\text{C}$ 认为是云内;当温度 $< 0^{\circ}\text{C}$ 且 $\geq -20^{\circ}\text{C}$ 时,温度露点差 $\leq 4^{\circ}\text{C}$ 认为是云内;当温度 $< -20^{\circ}\text{C}$ 时,温度露点差 $\leq 6^{\circ}\text{C}$ 认为是云内。

2 冻雨和冰粒天气的探空特征

2.1 冻雨天气的探空特征

图 3 是北方(a)、江南(b)、华南(c)和西南(d)区域冻雨天气的平均温度和露点廓线图,其中纵坐标最低一层表示地面,竖实线和竖虚线分别表示等  $0^{\circ}\text{C}$  线和等  $-10^{\circ}\text{C}$  线,以帮助更好地分析冻雨形成的物理过程。表 2 则是各区域平均温度和露点温度廓

线的一些特征量,包括云顶高度、 $-10^{\circ}\text{C}$  线高度、暖层位置、暖层最高温度、有暖层的样本比例、地面气温等。关于冻雨天气的分类方法,依据 Huffman 等<sup>[6]</sup> 的研究,主要参考云顶高度与  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度的相对高度和中空是否有暖层,一般来说,通过对冰核观测,发现在温度 $> -10^{\circ}\text{C}$  的时候,很少有冰核活化,即云顶温度 $> -10^{\circ}\text{C}$  的时候,云中水滴基本维持过冷却水的状态<sup>[22]</sup>。因此  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度是区分云中是否有冰晶的关键阈值。云中是否有暖层则是区分融化机制和暖雨机制的重要参考。依据上述标准,将冻雨天气的探空分为 4 类,具体见表 3,这一分类方法与 Rauber 等<sup>[23]</sup> 和欧建军等<sup>[12]</sup> 有所区别,Rauber 等尽管将冻雨天气分为 6 类,但实际上未包含无暖层,但云顶高度超过  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度的边缘类型。

分析图 3 和表 2 可以发现,从云顶高度和  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度的比较来看,只有北方区域的云顶高度与  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度较接近,其他区域,云顶高度远远低于  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度。这说明,除北方区域外,我国其他区域的冻雨主要以暖雨机制为主(无冰晶层的参与)。上述结论只是平均概念,统计各区域内的所有样本云顶高度、 $-10^{\circ}\text{C}$  线高度和暖层情况,将云顶高度达到或超过  $-10^{\circ}\text{C}$  线高度且存在暖层的样本归类为融化类冻雨,则北方区域的融化类冻雨比例约为 39%,江南区域的比例则为 21%,华南区域的比例为 20%,西南区域比例仅为 4%(见表 3)。由于本文划定的北方区域范围大,且样本并不多(13 个),站点的空间分布也不均匀,融化类冻雨比例的代表性可能并不足。对北方区域的冻雨样本进行了普查,发现纬度越高,云顶会更高,出现融化类冻雨的几率也高于平均情况,纬度越低,云顶会更低,出现暖雨类冻雨的几率也要低一些。

从暖层的特征看(表 2)。自北向南,暖层逐渐深厚,暖层的最高温度也升高,有暖层的样本比例也增加,华南区域的冻雨样本甚至 100% 有暖层。西

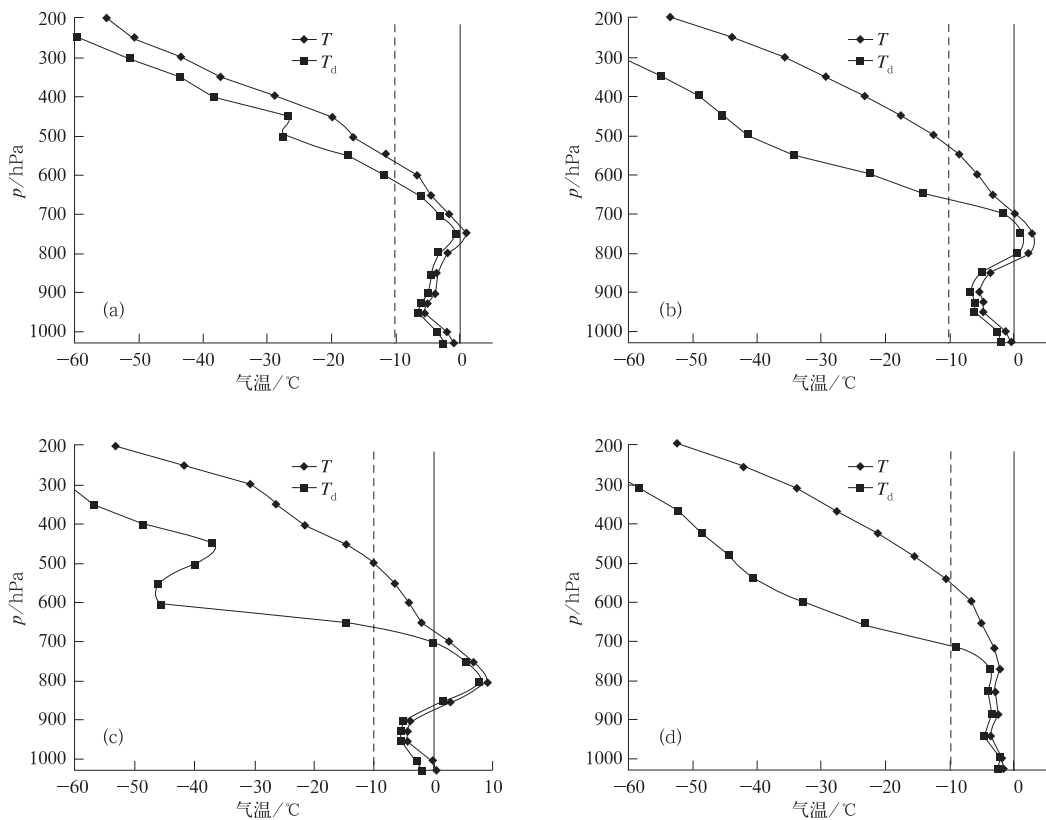


图 3 我国北方(a)、江南(b)、华南(c)和西南(d)区域冻雨天气的平均温度和露点廓线  
Fig. 3 Average temperature and dew point profiles of freezing rain in northern China (a), Jiangnan (b), South China (c), and Southwest China (d)

表 2 各区域冻雨天气平均温度和露点廓线的特征量

Table 2 Characteristics of freezing rain’s average temperature and dew point profiles in different regions

区域名称	云顶高度/hPa	-10℃线高度/hPa	暖层位置/hPa	暖层最高气温/℃	有暖层的样本比例/%	地面气温/℃
北方	600	575	750	1.0	77	-1.1
江南	675	525	700~825	2.7	96	-0.6
华南	675	500	675~875	8.8	100	0.3
西南	675	500	—	—	52	-2.1

表 3 冻雨天气大气垂直结构分类及各类型所占比例 (单位:%)

Table 3 Classification of atmospheric vertical structures and their ratios in freezing rain (unit: %)

区域名称	融化类 有暖层	暖雨类 1 有暖层	暖雨类 2 无暖层	边缘类 无暖层
	云顶高度≥-10℃线	云顶高度<-10℃线	云顶高度<-10℃线	云顶高度≥-10℃线
北方	39	38	23	—
江南	27	69	3	1
华南	20	80	—	—
西南	4	48	42	6

南地区比较特别,平均来看,无中层暖层出现,这是由两个原因导致的:第一,由于有暖层的样本和无暖层的样本数目相当,彼此抵消;第二,从普查的情况看,西南区域冻雨天气出现暖层时,其所在高度变化较大,经过平均后,无法得到明显的“暖层”。从表 3

看,大部分情况下,我国冻雨天气的形成机制为暖雨机制,而其中出现暖层的比例是很高的(见表 2,西南区域略低一些)。从我国冻雨形成的天气形势看,冻雨发生期间,江南一带往往有冷锋或静止锋存在,暖层的形成主要是因为暖湿空气在冷垫上爬升而形

成的。暖层的存在一方面指示暖湿气流(急流),另一方面也导致逆温层的形成,对云中雨滴的增长比较有利<sup>[11-15,24-27]</sup>。从图 3 不难看出,逆温层的厚度自北向南逐渐变薄,但强度逐渐变强,这大致说明冻雨期间,北方的锋区较厚但强度弱,南方的锋区较浅但强度强(西南地区由于地形复杂,各样本的逆温层高度不一,平均图的代表性不好,见图 3d)。从前文的分析可知,我国冻雨天气的暖层主要表征水汽输送和锋面系统维持,使得降水发生和持续。暖雨机制降水最终导致冻雨的发生,暖层出现是重要的特征,但低层及地面气温普遍低于 0℃可能是最重要的原因(见图 3 和表 2)。另一个值得注意的是,暖层出现的高度很多时候在 700~850 hPa 之间(西南区域除外,位置变化较大),而业务预报中经常分析的特性层是 500、700 和 850 hPa,因此,冻雨天气的预报,实况探空和模式预报探空的分析非常重要。

在江南和西南区域也出现了少数的边缘类型冻雨(见表 3),即中层无暖层,但云顶高度超过 -10℃线,这类边缘类型冻雨主要由 3 个原因导致:第一,探空观测和地面观测时空上不匹配,导致探空资料形态发生相应变化时,地面天气现象未能与探空资料的特征对应;第二,关于冰晶层的划分标准,不同季节,不同区域有所不同,也有研究者用低于 -15℃甚至 -20℃作为冰晶显著出现的阈值<sup>[28-31]</sup>,因此,实际大气中,云中气温低于 -10℃也不一定保证冰晶

的大量出现,即仍是暖雨机制冻雨。最后,观测瑕疵也可能导致中层暖层实际存在但未被观测到(探空观测的垂直空间分辨率不足、温度观测误差等),也会增加边缘类型冻雨的数目。

从各区域的平均风廓线看(图 4),风速自地面随高度逐渐增大,北方区域和华南区域在 925 hPa 附近平均达到 10~12 m·s<sup>-1</sup>,江南区域和西南区域的风速增大略弱,低层风速大值区一般在 5 m·s<sup>-1</sup>,从低层风速大值区再往上,风速开始逐渐减小,到 850 hPa 附近(西南区域在 750 hPa 附近),风速达到最小,此后风速急剧增大,到 700 hPa 时,风速一般到达 18~22 m·s<sup>-1</sup>,江南和华南的风速要大于北方,表明西南气流向北输送过程中,有所减弱。西南区域的 700 hPa 风速只有 12 m·s<sup>-1</sup>,这可能与西南地区的地形有关。对于北方、江南和华南而言,风向则一般先随高度缓慢顺转,低层风速大值区的风向为东北风,达到 900 hPa 之后,急剧顺转,到 700 hPa,风向基本维持西到西南风。西南区域的风向也是随高度先缓慢顺转,到达低层风速大值区(850 hPa 附近)时,风向为东到东北风,之后风向缓慢逆转,750~800 hPa 附近,风向为北到东北风,再往上,风向急剧顺转,到 700 hPa,风向转为西到西南风。比较风廓线和温度廓线(图 3 和图 4)可知,西南区域风向“缓慢顺转→缓慢逆转→急剧顺转”的特点可能与该区域冻雨天气的低层冷空气来源有

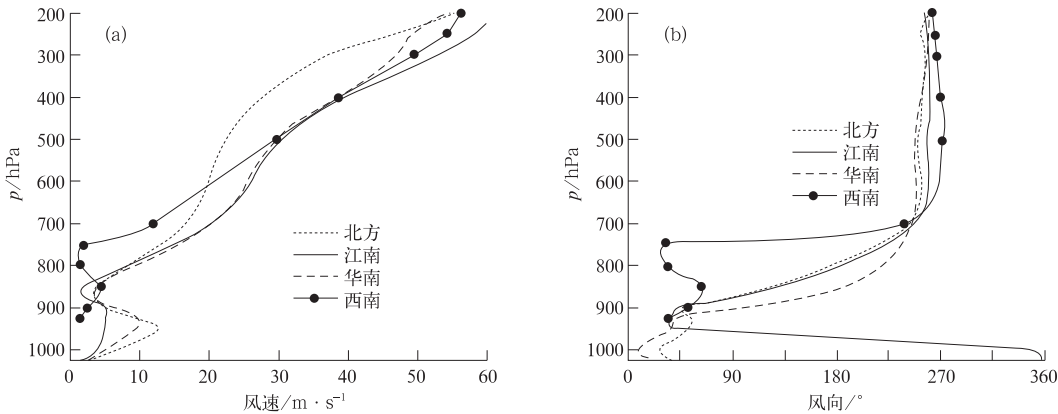


图 4 我国不同区域冻雨天气的平均风速和风向廓线  
Fig. 4 Average wind profiles of freezing rain in different regions

关。850 hPa 的东北到东风和 750~800 hPa 的北到东北风可能分别指示来自洞庭湖平原方向和四川盆地方向的冷空气。其他区域低层风为北到东北风,表明冻雨天气时,冷空气路径主要为东路和中路。

2.2 冰粒天气的探空特征

图 5 是北方(a)、江南(b)、华南(c)和西南(d)区域的冰粒天气平均温度和露点廓线图,其中纵坐标



最低一层表示地面,竖实线和竖虚线分别表示等 0℃线和等-10℃线。表 4 则是各区域冰粒天气平均温度和露点温度廓线的一些特征量,构成与表 2 类似。

关于冰粒天气的分类方法,参照上述冻雨天气的分类逻辑也分为 4 类,具体见表 4。

从图 5 和表 4 中可以发现,冰粒天气的云顶高度普遍高于冻雨天气。从云顶高度和-10℃线高度的比较来看,只有西南区域的云顶高度低于-10℃线高度,其他区域的云顶高度均超过-10℃线高度,尤其是华南区域。这说明我国冰粒天气的形成机制主要以融化机制为主(有冰晶层的参与)。上述结论只是大致概念,从表 5 中可以看出,北方区域的融化

类冰粒约为 54%,其他区域的比例要高一些,江南和华南区域的比例均超过 80%。

从暖层的特征看(表 4)。自北向南,暖层逐渐明显,暖层的最高温度也略升高,有暖层的样本比例也增加,这一点与冻雨天气的分布特征类似。冰粒天气的暖层厚度和强度均小于冻雨天气,这主要是由于弱暖层只是部分融化冰晶和雪花,从而有利于其在过冷层中完全冻结,并以固态落到地面。平均来看,西南地区也有微弱的暖层,但有暖层的样本比例达到 80%,冰粒天气的形成也以融化类居多(见表 5)。北方区域和西南区域的暖雨类冰粒比例还是较高的,分别达到 19%和 30%。从前人的研究看<sup>[15]</sup>,这类冰粒主要由云中的小雨滴或毛毛雨直接

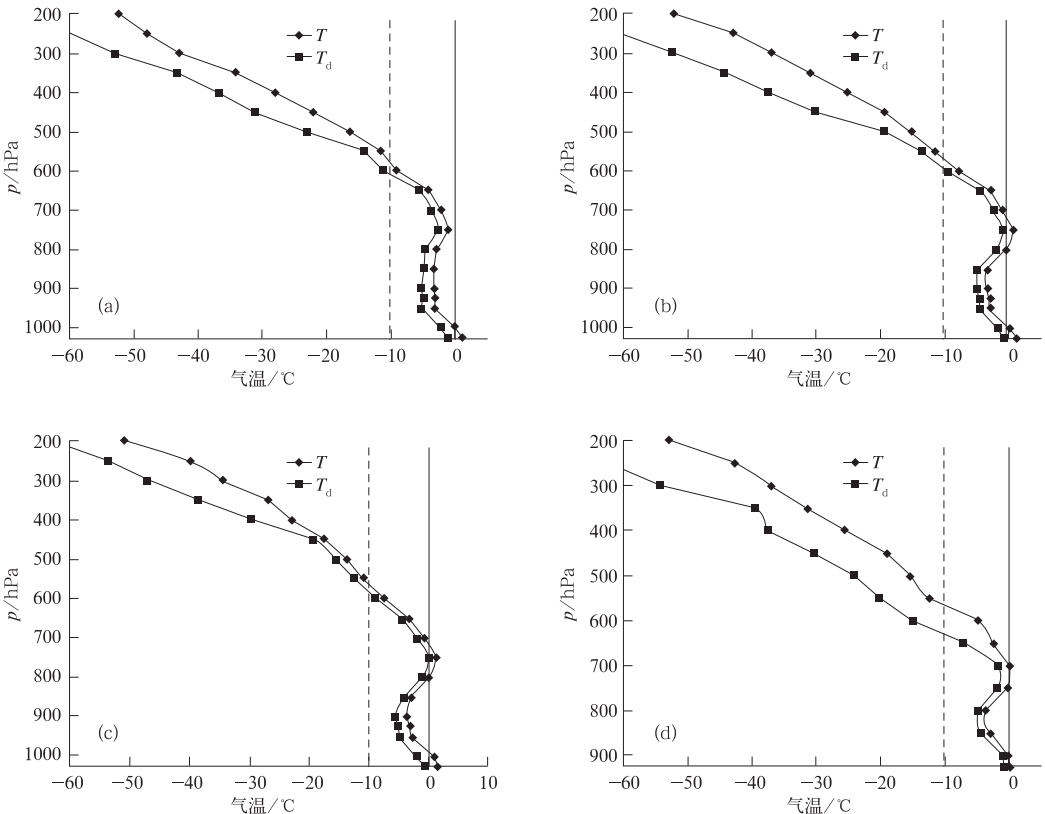


图 5 我国北方(a)、江南(b)、华南(c)和西南(d)区域冰粒天气的平均温度和露点廓线

Fig. 5 Average temperature and dew point profiles of ice pellet in northern China (a), Jiangnan (b), South China (c) and Southwest China (d)

表 4 各区域冰粒天气平均温度和露点廓线的特征量

Table 4 Characteristics of ice pellet's average temperature and dew point profile in different regions

区域名称	云顶高度/hPa	-10℃线高度/hPa	暖层位置/hPa	暖层最高气温/℃	有暖层的样本比例/%	地面气温/℃
北方	525	575	—	—	63	1.1
江南	500	575	750	0.4	85	1.3
华南	425	550	725~800	1.3	92	1.7
西南	650	575	700	0.0	80	0.0

表 5 冰粒天气大气垂直结构分类及各类型所占比例 (单位: %)

Table 5 Classification of atmospheric vertical structures and their ratios in ice pellet (unit: %)

区域名称	融化类 有暖层	暖雨类 1 有暖层	暖雨类 2 无暖层	边缘类 无暖层
	云顶高度 $\geq -10^{\circ}\text{C}$ 线	云顶高度 $< -10^{\circ}\text{C}$ 线	云顶高度 $< -10^{\circ}\text{C}$ 线	云顶高度 $\geq -10^{\circ}\text{C}$ 线
北方	54	9	10	27
江南	80	5	1	14
华南	85	7	—	8
西南	70	10	20	—

冻结而成,形成的冰粒一般直径较小。和冻雨天气一样,冰粒天气暖层出现的高度大部分情况在 700~800 hPa 之间,实况探空和模式预报探空的分析非常重要。从地面气温(表 4)看,自北向南,气温逐渐升高,且均高于 0℃(西南地区接近 0℃),这与冻雨天气的差别是较大的(见表 2)。

冰粒的边缘类比例在北方、江南和华南都不少,尤其是北方区域,达到 27%。边缘类冰粒的标准是:云中有冰晶生成,但无暖层融化作用(有过冷水层),地面观测到冰粒。如前文所分析,造成这一现象除了探空观测与地面观测匹配、冰晶层划分标准以及观测瑕疵之外,还有一个很重要的原因是地面观测规范所致。一般而言,边缘类冰粒探空所反映的层结,与降雪的层结很类似(冰晶或雪花未经过融化,下落到过冷水层中,导致过冷水滴破碎,生成大量冰晶或雪花)。普查边缘类冰粒样本资料发现,观测时间前后或者观测站附近,几乎都有降雪发生,这说明边缘类冰粒探空往往反映冰粒夹雪天气,而冰粒夹雪天气中冰粒的形成可以由冰晶或雪花的直接增长导致,与前文所述冰粒形成的两种机制有不同。在地面观测规范中,冰粒夹雪的发生,在电文中记录为冰粒(因为冰粒的电码更优先)。因此,由于地面观测规范的原因,本研究中的边缘类冰粒中,其实包

含了较多的冰粒夹雪个例。

从各区域的平均风廓线看(图 6),风速自地面随高度逐渐增大,多数区域在 925 hPa 附近有一个风速大值区(离地表约 500~1000 m),西南区域未发现明显的低层大风速区,这主要是由于西南区域的所有样本在 700~850 hPa 之间均无观测数据(在西南地区,此高度层离地表约 500~1000 m),从冻雨天气的分析看(图 4),这一层次之间也可能存在一个风速大值区。从低层风速大值区再往上,风速开始逐渐减小,到 850 hPa 附近(西南区域样本在对应高度无观测),风速达到最小,此后风速急剧增大,到 700 hPa 时,风速一般到达 14~20 m·s<sup>-1</sup>,江南和华南的风速要大于北方,表明西南气流向北输送过程中,有所减弱。此外,这一风速值也普遍略小于冻雨天气(图 4),这一方面说明冰粒天气对水汽输送条件要低一些,另一方面也反映了冰粒天气暖层较弱的特点。风向的演变与冻雨类似,对于北方、江南和华南而言,风向则一般先随高度缓慢顺转,低层风速大值区的风向为东北风,达到 900 hPa 之后,急剧顺转,到 700 hPa,风向基本维持西到西南风。西南区域的风向也是随高度先缓慢顺转,到达低层风速大值区(900 hPa 附近)时,风向为东到东北风,之后风向缓慢逆转,在 850 hPa 附近,风向为东北风,

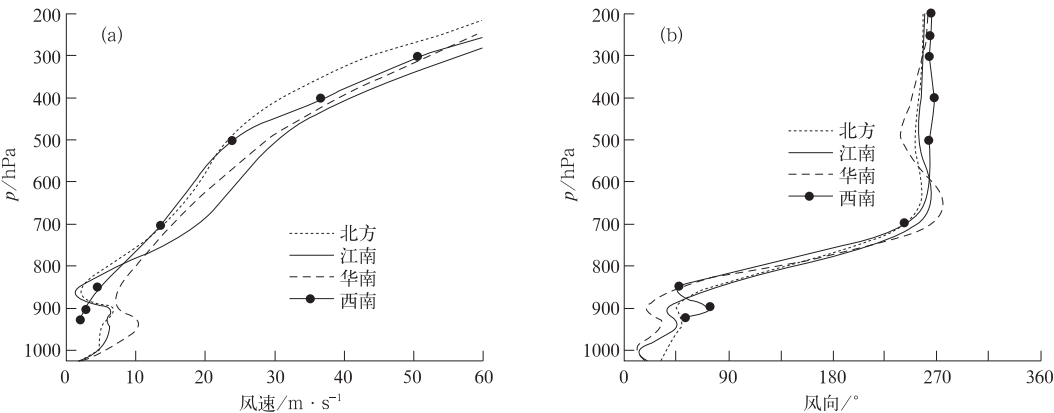


图 6 我国不同区域冰粒天气的平均风速和风向廓线  
Fig. 6 Average wind profiles of ice pellet in different regions



此后风向急剧顺转,到 700 hPa,风向转为西到西南风。由于缺少观测数据,无法判断 700~850 hPa 之间是否还存在一层北到东北风,从而推定冰粒天气也有两条低层冷空气路径,但从风向的演变趋势看,存在两条低层冷空气路径的可能性还是很大的(与冻雨类似)。

### 3 不同区域冻雨及冰粒天气的预报着眼点

从第 2 节分析可知,总体而言,我国冻雨天气以暖雨机制为主,冰粒天气则以融化机制居多。在不同区域,这两种机制的所占比例有所不同,冻雨和冰

粒天气形成的环境条件也有不同特点。依据上述分析,将不同区域冻雨及冰粒天气探空资料的一些特征量进行对比,可以帮助预报员更好地了解 and 甄别这两类天气。这些特征量除了前文分析中提到的云顶高度、暖层情况、地面气温,中层风速之外,还包括了低层冷层温度露点差(见表 6)。

经过比较发现,在不同区域,冻雨和冰粒天气在很多特征量上是有区别的(表 6),有些特征量的差别还比较显著(在表 6 中用下划线标注),可以作为预报关注点。对北方区域而言,低层冷层温度露点差、700 hPa 风速以及地面气温是甄别冻雨和冰粒天气的特征量。总体而言,冰粒天气的低层大气普遍要比冻雨时更干,但北方区域二者的差别最显

表 6 各区域冻雨和冰粒天气的探空资料特征量比较  
Table 6 Characteristic comparison of freezing rain and ice pellet in different regions

区域 名称	云顶高度/hPa		暖层最高气温/℃		暖层厚度/hPa		冷层温度露点差 /℃		700 hPa 风速 /m·s <sup>-1</sup>		地面气温/℃	
	冻雨	冰粒	冻雨	冰粒	冻雨	冰粒	冻雨	冰粒	冻雨	冰粒	冻雨	冰粒
北方	600	525	1.0	—	50	—	<u>1.2</u>	<u>2.0</u>	<u>18</u>	<u>14</u>	<u>-1.1</u>	<u>1.1</u>
江南	675	<u>500</u>	<u>2.7</u>	<u>0.4</u>	<u>125</u>	<u>75</u>	1.4	1.6	21	20	<u>-0.6</u>	<u>1.3</u>
华南	675	425	<u>8.8</u>	<u>1.3</u>	<u>200</u>	<u>75</u>	1.5	1.9	<u>22</u>	<u>16</u>	<u>0.3</u>	<u>1.7</u>
西南	675	650	—	0.0	—	25	0.9	1.2	12	14	<u>-2.1</u>	<u>0.0</u>

注:区别较大的特征量用下划线标出  
Factors with obvious difference are underlined

著。云顶高度、暖层强度和厚度、地面气温则是区分江南区域冻雨和冰粒天气的特征量。对华南区域而言,云顶高度、暖层强度和厚度、700 hPa 风速及地面气温在预报中可以着重分析。冻雨和冰粒的这些特征量区别是比较大的,尤其是云顶高度和暖层方面。西南区域冻雨和冰粒天气的主要差别在地面气温,冰粒的地面气温在 0℃ 附近,而冻雨的地面气温为 -2.1℃,其他特征量的差别不明显,即使同一天气类型中,样本之间的差异也较大(比如暖层是否存在,暖层高度等等),只可以作为辅助判断的因子。

### 4 结论与讨论

利用探空和地面观测资料,通过对 2001 年冬至 2010 年冬季我国不同区域冻雨和冰粒天气形成的物理过程进行分析和比较,得到不同区域这两种冬季降水天气形成的基本类型,并得到一些预报关注点。

(1) 除北方区域外,我国其他区域的冻雨主要以暖雨机制为主。北方区域的融化类冻雨比例也仅为 39%,但纬度越高,出现融化类冻雨的几率高于上述比例。从暖层的特征看,自北向南,暖层逐渐深厚,暖层的最高温度也升高,有暖层的样本比例也增

加,华南区域的冻雨样本甚至 100% 有暖层。暖层主要表征水汽输送和锋面系统维持,使得降水发生和持续。暖雨机制降水最终导致冻雨的发生,暖层出现是重要的特征,但低层及地面气温普遍低于 0℃ 可能是最重要的原因。西南区域风向随高度“缓慢顺转→缓慢逆转→急剧顺转”的特点可能与该区域冻雨天气的低层冷空气来源有关,其 850 hPa 的东北到东风和 750~800 hPa 的北到东北风可能分别指示来自洞庭湖平原方向和四川盆地方向的冷空气。

(2) 我国冰粒天气的形成机制主要以融化机制为主,冰粒天气的云顶高度普遍高于冻雨天气。北方区域的融化类冰粒约为 54%,其他区域的比例要高一些,江南和华南区域的比例均超过 80%。冰粒天气的暖层厚度和强度均小于冻雨天气,这主要是由于弱暖层只是部分融化冰晶和雪花,从而有利于其在过冷层中完全冻结,并以固态落到地面。冰粒的边缘类比例在北方、江南和华南都不少,尤其是北方区域,达到 27%。造成这一现象除了探空观测与地面观测匹配、冰晶层标准以及观测瑕疵之外,还有一个很重要的原因是地面观测规范中,当冰粒和雪同时出现时,冰粒电码优先,导致边缘类样本中有很多冰粒夹雪样本。冰粒天气的 700 hPa 风速值普遍小于冻雨天气,这一方面说明冰粒天气对水汽输送

条件要低一些,另一方面也反映了冰粒天气暖层较弱的特点。

(3) 对北方区域而言,低层冷层温度露点差、700 hPa 风速以及地面气温是甄别冻雨和冰粒天气的特征量。总体而言,冰粒天气的低层大气普遍要比冻雨时更干,但北方区域二者的差别最显著。云顶高度、暖层强度和厚度、地面气温则是区分江南区域冻雨和冰粒天气的特征量。对华南区域而言,云顶高度、暖层强度和厚度、700 hPa 风速及地面气温在预报中可以着重分析。冻雨和冰粒的这些特征量区别是比较大的,尤其是云顶高度和暖层方面。西南区域冻雨和冰粒天气的主要差别在地面气温,冰粒的地面气温在  $0^{\circ}\text{C}$  附近,而冻雨的地面气温为  $-2.1^{\circ}\text{C}$ 。其他特征量或差别不明显,或代表性不足,只可以作为辅助判断的因子。

从预报技术发展方向看,随着数值预报模式分辨率的提高,模式探空预报的准确率也逐渐提高,将有助于预报员对大气垂直分层结构进行细致分析。而本文对实测探空的统计分析表明,大气垂直分层结构对冬季降水类型的形成是非常重要的。因此,对模式探空预报的应用和经验积累是今后预报业务中值得重视的方向。此外,本文关于各区域冻雨和冰粒的预报关注点的总结,是基于平均状况而言,对区域内的各站而言,可依据上述关注点,制作单站的相关阈值统计图表,则更有利于精确地预报冬季降水类型。

## 参考文献

- [1] 《大气科学辞典》编委会. 大气科学辞典[M]. 北京:气象出版社,1994:156,774.
- [2] 马宗晋. 2008 年华南雪雨冰冻巨灾的反思[J]. 自然灾害学报,2009,18(2):1-3.
- [3] 胡爱军. 论气象灾害综合风险防范模式——2008 年中国南方低温雨雪冰冻灾害的反思[J]. 地理科学进展,2010,29(2):159-165.
- [4] Ohtake T. Hemispheric investigation of warm rain by radio-sonde data[J]. J Appl Meteor,1963,2(5):594-607.
- [5] Bocchieri J R. The objective use of upper air soundings to specify precipitation type[J]. Mon Wea Rev,1980,108(5):596-603.
- [6] Huffman G J, Norman G A. The supercooled warm rain process and the specification of freezing precipitation[J]. Mon Wea Rev,1988,116(11):2172-2182.
- [7] 陈天锡,陈贵发,穆晓涛. 驻马店地区冻雨天气特征的分析预报[J]. 气象,1993,19(2):35-38.
- [8] 吴兑. 关于冻雨和雨淞、雾淞之我见[J]. 广东气象,2008,30(1):12-14.
- [9] 李登文,乔琪,魏涛. 2008 年初我国南方冻雨雪天气环流及垂直结构分析[J]. 高原气象,2009,28(5):1140-1148.
- [10] 王华军,刘熙明,吴琼,等. 基于探空资料的江西典型冻雨天气过程垂直结构分析[J]. 气象与减灾研究,2010,32(1):40-45.
- [11] 杜小玲,彭芳,武文辉. 贵州冻雨频发地带分布特征及成因分析[J]. 气象,2010,36(5):92-97.
- [12] 欧建军,周毓荃,杨棋,等. 我国冻雨时空分布及温湿结构特征分析[J]. 高原气象,2011,30(3):692-699.
- [13] Hanesiak J M, Stewart R E. The mesoscale and microscale structure of a severe ice pellet storm[J]. Mon Wea Rev,1995,123(11):3144-3162.
- [14] Zerr R J. Freezing rain: An observational and theoretical study[J]. J Appl Meteor,1997,36(12):1647-1661.
- [15] Kajikawa M, Andrew J. Heymsfield, aggregation of ice crystals in cirrus[J]. J Atmos Sci,1989,46(20):3108-3121.
- [16] 汪洁. 衢州冰粒的天气气候特征分析[J]. 浙江农业科学,2011,(4):927-929.
- [17] 赵珊珊,高歌,张强,等. 中国冰冻天气的气候特征[J]. 气象,2010,36(3):34-38.
- [18] 李伟,李书严,王建凯,等. 中国地区高空气象探测气球空间漂移分析[J]. 气象学报,2010,68(3):421-427.
- [19] 中国气象局预测减灾司. 中国气象局国家气象中心,中国气象地理区划手册[M]. 北京:气象出版社,2006.
- [20] 周毓荃,欧建军. 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,2010,36(11):50-58.
- [21] Poore K D, Wang Junhong, Rossow W B. Cloud layer thicknesses from a combination of surface and upper-air observations[J]. J Climate,1995,8(3):550-568.
- [22] Hobbs P V, Rangno A L. Ice particle concentrations in clouds[J]. J Atmos Sci,1985,42(23):2523-2539.
- [23] Rauber R M, Dithoff L S, Ramamurthy M K, et al. The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events[J]. J Appl Meteor,2000,39(7):1185-1195.
- [24] 曾明剑,陆维松,梁信忠,等. 地形对 2008 年初中国南方持续性冰冻灾害分布影响的数值模拟[J]. 高原气象,2009,28(6):1376-1386.
- [25] 郑劲光,吴琼,刘熙明. 江西省冻雨气候概况和环流特征[J]. 气象与减灾研究,2009,32(4):45-49.
- [26] 徐辉,金荣花. 地形对 2008 年初湖南雨雪冰冻天气的影响分析[J]. 高原气象,2010,29(4):957-967.
- [27] 黎惠金,李江南,林文实,等. 2008 年初南方冻雨云物理过程的模拟研究[J]. 高原气象,2011,30(4):942-950.
- [28] 顾震潮. 云雾降水物理基础[M]. 北京:科学出版社,1980:173-179.
- [29] Rangno A L, Hobbs P V. Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and possible mechanisms for the production of high ice concentrations[J]. J Geophys Res,2001,106:15065-15075.
- [30] 胡朝霞,雷恒池,郭学良,等. 降水性层状云系结构和降水过程的观测个例与模拟研究[J]. 大气科学,2007,31(3):425-439.
- [31] 侯团结,胡朝霞,雷恒池. 吉林一次降水层状云的结构和物理过程研究[J]. 气象学报,2011,69(3):508-520.