

隋玉秀, 杨景泰, 王健, 等. 2015. 大连地区冬季降水相态的预报方法初探. 气象, 41(4): 464-473.

# 大连地区冬季降水相态的预报方法初探<sup>\* 1</sup>

隋玉秀<sup>1</sup> 杨景泰<sup>1</sup> 王 健<sup>1</sup> 周美娥<sup>1</sup> 肖 剑<sup>2</sup> 王丽娜<sup>1</sup> 卞若玟<sup>1</sup>

1 大连市气象局, 大连 116001

2 空军航空大学, 锦州 121000

**提 要:** 应用大连本站 2003—2012 年冬季降水过程的地面与探空资料, 提出将判断降水相态的因子分别取其过程最大值和过程最小值并归为最大类与最小类, 对降水过程动态地进行研究分析。在探讨各个因子对大连本站冬季降水相态影响的过程中, 应用多层平均气温的方法来进行相态研究, 并与单层气温和气层厚度的方法进行了对比, 综合各项因子评价结果发现: 平均气温类别的因子对降水相态的区分效果要好于其他类别的因子。规定等压面平均气温, 不但表现优秀而且容易计算, 非常适合应用于实际预报工作。设计“逐步排除法”, 利用 2013 年大连本站的地面和探空数据对大连冬季降水进行检验, 以及使用 2013 年日本全球数值预报模式格点资料进行模拟预报, 均取得了理想的结果。

**关键词:** 冬季降水, 相态识别, 平均气温, 预报方法

**中图分类号:** P457

**文献标志码:** A

**doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 04. 009

## Preliminary Study About the Forecasting of Winter Precipitation Types in Dalian

SUI Yuxiu<sup>1</sup> YANG Jingtai<sup>1</sup> WANG Jian<sup>1</sup> ZHOU Meie<sup>1</sup>

XIAO Jian<sup>2</sup> WANG Lina<sup>1</sup> BIAN Ruobin<sup>1</sup>

1 Dalian Meteorological Office of Liaoning, Dalian 116001

2 Aviation University of Air Force, Jinzhou 121000

**Abstract:** Using the surface and air sounding observation data of winter precipitation in Dalian from 2003 to 2012, we obtained the maximum and minimum factors which were used to judge the precipitation types and classified as “MAX class” and “MIN class” to analyse and discuss the precipitation process dynamically. During the process of discussing the factors which affect the precipitation types in winter of Dalian, the method of the mean temperature of layers was used to research the precipitation types. Comparing it with the method before, which use the temperature of single layer or the thickness of layer, we considered the evaluation results of all factors, and found using the factors which belong to the category of mean temperature are better than the factors of other categories. The mean temperature of the conventional isobaric surfaces is easy to compute, suitable for the operation of weather forecasting. In addition, we also designed a “step-expel method” and use it to validate the winter precipitation types in Dalian 2013, on the basis of the surface and air sounding data of Dalian, and have obtained ideal results. Then we used the GSM grid data of Japanese mathematical forecast in 2013 to simulate the weather prediction, getting good results.

**Key words:** winter precipitation, type identification, mean temperature, forecasting method

\* 大连市气象局科学技术研究项目(DLQK201306)资助

2014 年 7 月 8 日收稿; 2014 年 12 月 16 日收修定稿

第一作者: 隋玉秀, 主要从事天气预报研究与气象服务工作. Email: xiuxiu5241@163.com

## 引言

交通不畅已经成为城市发展之痛,尤其是入冬后遇到降雪天气。同样的降水量级、降水相态的不同对城市交通和社会生活可能产生完全不同的影响,一旦相态预报错误,就会使得除雪等应急工作变得十分被动。因此,降水相态的判定往往是冬季降水预报成败的关键。

冬季的降水相态由于其多变性,一直被从事气象预报的人员所重视,很多学者从不同角度或使用不同个例,进行了相关机制的讨论与分析(孙晶等,2007;董全等,2013;于晓晶等,2013;张备等,2014;杨成芳等,2013;杨晓亮等,2014),也有一些学者提出了适用于当地的预报因子和方法(Ralph et al, 1995;王清川等,2012;尤凤春等,2013)。在降水相态的识别研究方面,国内学者主要使用某一层或二层规定层气温值做判别预报(许爱华等,2006;梁红等,2010;李江波等,2009);而国外学者更侧重于用气层位势厚度(简称厚度)或温度垂直廓线的方法进行判别(Lowndes et al, 1974; Heppner, 1992; Czys et al, 1996)。由于在对某一层大气的冷暖进行表征时,位势厚度要比使用单层的气温更能表征出整层的冷暖状况,因此后一种研究方法也开始被国内的学者青睐。漆梁波等(2012)通过统计分析,发现综合考虑温度因子和厚度因子的识别判据表现更好,并在此基础上得出了中国东部地区冬季降水相态的识别判据。廖晓农等(2013)通过分析北京地区一次降水过程经历的雨、雨夹雪、雪三个阶段温度的垂直分布,得出了降雪阶段冰雪层(包含冰雪和过冷水混合层)的厚度较降雨阶段增厚,并且其下边界距离地面更近。张琳娜等(2013)对2000年冬季至2009年冬季北京地区雨雪转换过渡季节的降水过程和临界值降水过程进行了分析,得到与雨雪转换关系密切的6种物理量: $T_{850}$ 、 $T_{925}$ 、 $T_{1000}$ 、 $H_{1000\sim 700}$ 、 $H_{1000\sim 850}$ 和地面(2 m 温度、2 m 相对湿度的结合量),以及对应3种不同降水相态的不同阈值范围。

## 1 大连地区冬季降水气候概况

冬季降水相态的识别判据有着明显的地域性,由于各地气候条件等的差异,不同地区的判据往往也不尽相同,因此研究的判据往往都不具有较好的

普适性。针对大连地区来说,虽然地处北半球暖温带地区,属暖温带大陆性季风气候,但因其三面环海的特殊地理条件,使得气候受海洋影响较大,还兼具海洋性特点,导致冬季气温并不太低,因此降水相态相比同纬度其他地区更为复杂,雨、雪、“雨或雪”(含单独的雨夹雪过程,以及雨、雪、雨夹雪中两种或两种以上相态转换过程,下同)、冻雨、冰粒等均有出现,其中前三种是主要的降水相态,所占比例较高。在大连本站的历史上,最早能够观测到降雪的记录出现在10月,最晚够观测到降雪的记录出现在4月,但在历年10月至次年4月的任意一个月中,还没有一个月的观测记录完全是单纯降雪。通过对常年(1981—2010年)10月至次年4月的降水相态进行统计表明(表1),大连本站最冷月份是1月,非雪相态的降水出现比例能够达到26.9%,次冷的2和12月这一比例更是高达50%左右(表1)。

表1 大连本站常年(1981—2010年)10月至次年4月不同降水相态比例(单位:%)

Table 1 Different precipitation type proportions from October to April of 1981—2010 at Dalian Station (unit: %)

月份	雪	雨	雨或雪
10	1.2	95.8	3
11	19.3	64	16.7
12	49	25.5	25.5
1	73.1	7.5	19.4
2	54.8	23.8	21.4
3	21.5	47.7	30.8
4	0	97.6	2.4

## 2 原理分析

冬季降水粒子在高空通常以雪花或雪晶的形式存在,在下降过程中,如果遇到 $0^{\circ}\text{C}$ 以上的气层时便开始融化,完全融化则需要一定的时间,即需要一定厚度的空间来融化。近些年通过雷达探测等技术手段,越来越多的研究证实了雪花融化需要一定的气层厚度这一事实(施红蓉等,2014;李峰等,2014;黄钰等,2013)。环境温度是决定融化空间距离的最关键因素(释森,1978),温度高则融化快,经过的空间距离就短,反之空间距离就长。

由于降水的发生是一个时间过程,而不是一个时间点,因而仅研究某一固定时次的因子是无法体现出整个过程的。例如一场持续时间超过12小时

的雨转雪过程,如果用 08 时的资料,假如正好下雨则判断为降雨过程,如果用 20 时的资料,假设因气温下降已转为降雪则判断为降雪过程,如果仅片面地选取某个时次的资料进行研究分析,就会出现同一降水过程由于使用了不同时次的资料,而出现不同结论的情况,也无法反映出过程的气温变化情况。而大连地区的冬季降水也经常出现在两个时次之间,在实际预报过程中,无论取哪个时次,其代表性都不尽合理。要想深入地了解降水性质及其是否会发生相态转变,应该动态地研究其整个过程。而如果使用过程开始到结束时,能表征出动态变化的指标进行降水相态的判别,这样应该更具合理性。

为此,本文将每个降水过程中(包括从开始到结束过程相邻时段),同一影响因子不同时次的数值进行比较,求出该因子的最大值和最小值,其数值的大小不仅可以表征出整个降水过程整体的冷暖等情况,也能反映出在降水过程中各影响因子可能的转化程度。而不同降水过程的最大值、最小值可能出现在过程中或过程前后的不同时段,如果从数据定量分析的角度出发,认为当因子的最小值都大于某一阈值(如某因子的降雨阈值),或最大值都小于某一阈值(如某因子的降雪阈值)时,那么整个降水过程其降水相态一般就不会改变。因此将历次过程所有因子的最大值归为最大类(MAX)、最小值归为最小类(MIN)。归类后,不仅可以省去探讨影响因子在降水过程中是由大变小还是由小变大的问题,更便于从集合的角度、定量研究其对降水相态的影响,通过研究不同相态中各类因子的具体数值指标和差异,得出各影响因子对各种相态的预报阈值。本文讨论的多数因子其最大值、最小值的差异,不仅能很好地反映出过程前后冷暖空气的强弱或锋区密集的程度,还可以在客观上起到对天气形势分型的作用。

### 3 资料选取与因子设定

#### 3.1 资料选取

选取了大连本站 2003—2012 年冬季 1—3 月和 11、12 月(因 4 和 10 月降雪个例极少,为了更好地区分降水相态故将其剔除)降水日的地面观测资料和探空资料,将降水过程按天(20 时至次日 20 时)为单位逐日统计降水过程,10 年里共计出现冬季降水 329 d,其中雪 167 d,“雨或雪”相态 41 d,雨

121 d。根据统计,出现冬季降水过程的平均地面气压(08 和 20 时两个时次的平均值)为 1010 hPa。对每个降水过程,采用 2 个或 2 个以上时次的高空资料进行分析求解因子的最大值和最小值:降水开始时间在 05 时之前且在 08 时或之前结束,选取前一天 20 时和当天 08 时的资料;降水开始时间在 05 时之前且在 08 时之后结束,选取前一天 20 时、当天 08 和 20 时的资料;降水开始时间在 05 时之后,取当天 08 和 20 两个时次的资料。

#### 3.2 探空气温资料的再处理

由于中、低层大气对降水的相态影响较大,本文将整层大气按不同间隔进行细分研究。为了兼顾与规定等压面相衔接,将 850 hPa 以下按 5 hPa 间隔(以 850 hPa 为参照值向下依次为:850、845、840、…、1025、1030 hPa 气压高度层),850~600 hPa 按 10 hPa 间隔(从 850 hPa 向上设,依次为 840、830、…、600 hPa),600 hPa 以上按 50 hPa 间隔(设定方法同上),建立逐层气温资料数据库。各层气温以各规定等压面和相邻特性层气温值内插求得。

#### 3.3 因子的设定和计算方法

分析的因子涉及 55 组,在取其最大值、最小值分类后,共计 110 个,主要分为三类:一是单层类,包括各规定等压面气温: $T_{dm}$ (地面气温)、 $T_{1000}$ 、 $T_{925}$ 、 $T_{850}$ 、 $T_{700}$ 、 $0^{\circ}\text{C}$ 层气压和  $0^{\circ}\text{C}$ 层高度;二是厚度类,即各规定等压面间的位势高度差;三是平均气温类,包括几层规定等压面气温的算术平均值(简称规定等压面平均气温)和离地面一定高度内的等气压间隔气层平均气温(简称气层平均气温)。

其中,气层平均气温能够更好地表征气层的整体冷暖情况,其因子的计算以逐层气温资料数据库为依据,设定方法如下:每次降水过程取小于实际地面气压 5 的最大整数倍,作为因子计算时使用的地面气压的起点(例如实际地面气压 1012 hPa,则地面起点气压取 1010 hPa);空中距离起点 15~110 hPa 按照 5 hPa 等间隔设定因子,标记为  $t_{15}$ 、 $t_{20}$ 、 $t_{25}$ 、…、 $t_{110}$ ;距离起点 110~160 hPa 按照 10 hPa 等间隔设定因子,标记为  $t_{110}$ 、 $t_{120}$ 、…、 $t_{160}$ ;距起点 160~300 hPa 按照 20 hPa 等间隔设定因子,标记为  $t_{160}$ 、 $t_{180}$ 、…、 $t_{300}$ 。各因子值为该气层向下至地面各层气温(包括地面气温)的算术平均值。表 2 中列举了当实际地面气压为 1012 hPa(起点气压 1010 hPa)时,细

表 2 距离起点各气层对应高度与相应的气层平均气温

Table 2 The heights of layers away from the near ground origin and their mean temperatures

因子	距起点高度/hPa	对应高度/hPa	因子值计算
$t_{15}$	15	995	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + T_{995})/5$
$t_{20}$	20	990	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + T_{995} + T_{990})/6$
$t_{25}$	25	985	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + T_{995} + T_{990} + T_{985})/7$
$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$
$t_{110}$	110	900	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + \dots + T_{905} + T_{900})/24$
$t_{120}$	120	890	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + \dots + T_{905} + T_{900} + T_{895} + T_{890})/26$
$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$
$t_{160}$	160	850	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + \dots + T_{860} + T_{855} + T_{850})/34$
$t_{180}$	180	830	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + \dots + T_{855} + T_{850} + T_{840} + T_{830})/36$
$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$	$\vdots$
$t_{300}$	300	710	$(T_{dm} + T_{1010} + T_{1005} + T_{1000} + \dots + T_{855} + T_{850} + T_{840} + T_{830} + \dots + T_{720} + T_{710})/48$

分后的各气层所对应的高度与相应的气层平均气温。

### 4 因子分析

由于箱线图比较直观,本文主要用该方法及图表进行比较分析。在进行因子的计算分析时,对于降水过程地面气压低于 1000 hPa 的情况作如下处理:1000 hPa 的气温用地面气温代替;1000 hPa 的厚度则每低于 1 hPa 按 10 gpm 修正为负值。

#### 4.1 单层气温的统计分布特征

使用单层气温对降水相态进行判断,普遍认为 925 hPa 高度层的气温比较关键或优于 850 hPa 及其以上高度(许爱华等,2006;李江波等,2009),本文从各角度分析也得出了相同的结论(表 3)。对大连本站的  $T_{925}$  (925 hPa 的单层温度,下同)最大类(MAX)和最小类(MIN)箱线图进行分析(图 1),可以看出单独的雪和雨之间都能达到 90%分位到 10%分位无重合,其中  $T_{925 MAX}$ 对雪的区分较好,“雨或雪”的下分位在一  $-3.1^{\circ}\text{C}$ ,与雪的上分位有少部分

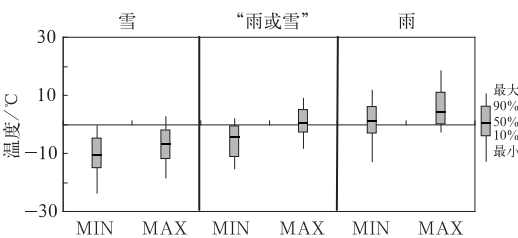


图 1 不同降水相态  $T_{925}$  的最小类和最大类箱线图

Fig. 1 The box plots of different precipitation types discriminated by  $T_{925 MIN}$  and  $T_{925 MAX}$

重合,占雪主体部分的 11.8%;在雨的区分上  $T_{925 MIN}$ 虽然相对  $T_{925 MAX}$ 要好,但“雨或雪”和雨两者 90%~10%的重合比例仍占了雨主体部分的 40%,区分效果并不理想。

#### 4.2 气层厚度的统计分布特征

同样,在厚度类因子中选取了比较有代表性的  $H_{850\sim1000}$  (1000~850 hPa 气层厚度,下同)进行分析讨论(图 2)。可以看出,“雨或雪”和雨的  $H_{850\sim1000 MAX}$ 分布十分接近,两者的 90%~10%分位与雪的差别较大,其中雪的 90%分位 1293 gpm,同雨的 10%分位 1299 gpm 无重合,与“雨或雪”的 10%分位 1288 gpm 重合部分占雪主体部分的 9.6%。而 MIN 类对三种降水相态的区分效果则不明显,虽然雨的 10%分位 1287 gpm 与雪的 90%分位 1278 gpm 未重合,但“雨或雪”与两者主体的重合较多。因此,对于  $H_{850\sim1000}$ 来说,使用最大类因子对雪的区分效果比较理想,而且区分效果好于使用单层气温。

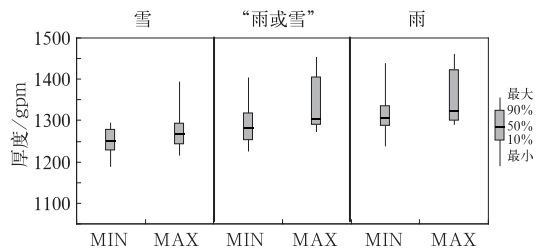


图 2 不同降水相态  $H_{850\sim1000}$  的最小类与最大类箱线图

Fig. 2 The box plots of different precipitation types discriminated by  $H_{850\sim1000 MIN}$  and  $H_{850\sim1000 MAX}$

### 4.3 平均气温类因子的统计分布特征

#### 4.3.1 规定等压面的平均气温

考虑到单独某层的气温并不能准确地代表某高度空间的整体冷暖程度,因而图 3 选取了不同规定等压面的温度进行了平均,用以探讨雪片自 850 hPa 下落到地面所经过的整层大气的平均温度对最终降水相态的影响。可以看出  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850}$  [ $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850} = (T_{dm} + T_{1000} + T_{925} + T_{850})/4$ ,为地面与 1000、925 和 850 hPa 的平均气温,下同]对雨和雪之间的识别效果也很理想,两者最大类和最小类 90%~10% 之间均无重合。虽然雪的  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MAX}}$  与“雨或雪”(10%分位 -2.1℃)、雨的  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MIN}}$  与“雨或雪”(90%分位 0.2℃)都有少部分重合,但重合率均小于使用单层气温(图 1)和厚度(图 2),重合部分占雪和雨的主体比例分别为 8.5%和 23.2%。

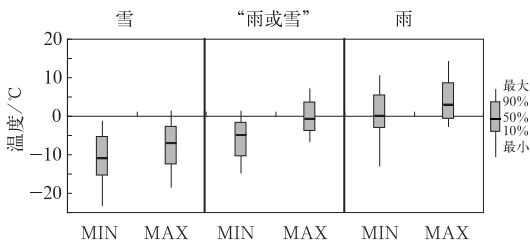


图 3 不同降水相态  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850}$  的最小类和最大类箱线图

Fig. 3 The box plots of different precipitation types discriminated by  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MIN}}$  and  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MAX}}$

#### 4.3.2 距地面等间隔气层平均气温

在对探空资料进行多层细分之后,按不同气层高度和间隔设立了多组气层平均气温因子,选取比较有代表性的  $t_{220}$  进行讨论(图 4)。可以看出,在

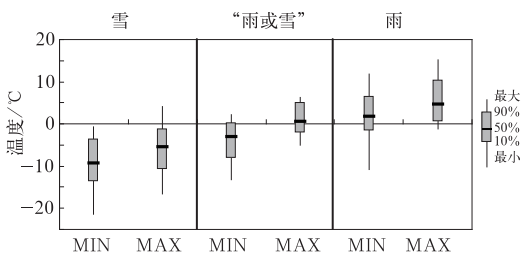


图 4 不同降水相态  $t_{220}$  的最小类和最大类箱线图

Fig. 4 The box plots of different precipitation types discriminated by  $t_{220\text{ MIN}}$  and  $t_{220\text{ MAX}}$

$t_{220}$  的最大、最小类中,雪和雨的 90%~10% 分位间都是完全独立的,雪的  $t_{220\text{ MAX}}$  和雨的  $t_{220\text{ MIN}}$  分别和“雨或雪”的最大、最小类主体部分存在少量重合。其中 MAX 类对雪的区分效果较好,雪和“雨或雪”的主体重合部分占雪主体的 13.9%;MIN 类对雨的区分效果相比上述因子更好一些,雨和“雨或雪”的主体重合部分占雨主体的 18.8%。

### 4.4 因子综合比较

出于将分析结果应用到实际预报的目的,对各类因子的好坏评价采用两种原则:一是无空报,要求某因子在某阈值范围内能够完全正确地(100%)判断出某类降水相态,以个例数目表示;二是不漏报,评价采用 TS 评分法(李延香,1995), $TS = H/(F + O - H)$ , $F$  为预报的某种相态的降水次数, $O$  为观测到的某相态降水次数, $H$  为预报该相态降水且报对了的次数,如果以不漏报为原则,那么  $O = H$ ,则  $TS = H/F$ ,作为特例,记为  $TS_0$ 。表 3 列出了几个具有代表性的因子依据这两个原则对降水相态区分的评价结果,其具体数据是依据表 4 中相应因子的阈值计算得出的。表 3 中综合  $TS_0$  为三种相态的  $TS_0$  算数平均值。

综合表 3 的数据可以得出,同一因子在预报不同降水相态的能力上具有明显差异,使用不同的评价原则,表现也不完全一致。表 3 中所列因子大部分对雨、雪相态的区分效果较好,在某阈值范围内都具有一定的不空报能力,但对“雨或雪”的区分能力都较弱,不过平均气温类因子的最大类区分效果要明显好于其他因子,“雨或雪”的  $TS_0$  得分普遍在 0.2 以上,相对较高。总体来看,单层类因子和厚度类因子的综合  $TS_0$  得分基本在 0.5 以下,不如所选的平均气温类因子,且单层类因子和厚度类因子对雨的不空报能力弱,尤其是后者能够 100% 报出降雨的个例数很少。从以上两个评价原则的结果来看,单一因子预报降水相态效果最好的均为平均气温类因子。

以各相态不漏报为原则,气层平均类因子中  $t_{220\text{ MAX}}$  综合  $TS_0$  得分最高,其多个相近高度的等间隔气层平均气温表现也很好,但表 3 中未逐一列出。而以不宜报为原则, $t_{60}$  在气层平均类因子中表现最优,尤其  $t_{60\text{ MIN}}$  对雨的不空报能力是所有 110 个因子中最好的。距起点 220 hPa 以上气层和距起点 60 hPa 以下气层,其预报相态的能力逐渐出现下降。

$T_{dm\sim 1000\sim 925\text{ MAX}}$  和  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MAX}}$  的综合  $TS_0$  得分也较高,而且两者其能够 100% 区分出雪和雨的一个例数还多于  $t_{220\text{ MAX}}$ , 不空报能力更强,且容易计算。

表 3 各类别的部分因子降水相态预报效果评价

Table 3 Forecasting results of different precipitation types by part factors of different categories

因子	预报降雪 $TS_0$	预报“雨或雪” $TS_0$	预报降雨 $TS_0$	综合 $TS_0$	100% 报出降雪 个例数	100% 报出降雨 个例数
$T_{925\text{ MAX}}$	0.70	0.19	0.66	0.52	100	18
$T_{925\text{ MIN}}$	0.70	0.18	0.43	0.44	56	49
$T_{850\text{ MAX}}$	0.67	0.17	0.58	0.47	89	3
$T_{850\text{ MIN}}$	0.62	0.15	0.44	0.40	42	17
$H_{850\sim 1000\text{ MAX}}$	0.55	0.15	0.69	0.46	104	6
$H_{850\sim 1000\text{ MIN}}$	0.76	0.15	0.43	0.45	53	8
$H_{700\sim 850\text{ MAX}}$	0.61	0.16	0.59	0.45	75	4
$H_{700\sim 850\text{ MIN}}$	0.57	0.18	0.41	0.39	84	12
$T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MAX}}$	0.65	0.23	0.70	0.53	110	38
$T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MIN}}$	0.74	0.18	0.44	0.45	44	56
$T_{dm\sim 1000\sim 925\text{ MAX}}$	0.60	0.23	0.68	0.50	117	37
$T_{dm\sim 1000\sim 925\text{ MIN}}$	0.71	0.16	0.46	0.44	16	58
$t_{15\text{ MAX}}$	0.58	0.18	0.61	0.46	65	39
$t_{15\text{ MIN}}$	0.71	0.15	0.48	0.45	8	47
$t_{60\text{ MAX}}$	0.60	0.23	0.65	0.49	114	38
$t_{60\text{ MIN}}$	0.71	0.16	0.47	0.45	8	61
$t_{140\text{ MAX}}$	0.66	0.21	0.70	0.52	111	27
$t_{140\text{ MIN}}$	0.78	0.17	0.45	0.47	40	48
$t_{220\text{ MAX}}$	0.69	0.20	0.72	0.54	106	21
$t_{220\text{ MIN}}$	0.70	0.18	0.44	0.44	52	49
$t_{300\text{ MAX}}$	0.70	0.20	0.67	0.52	105	20
$t_{300\text{ MIN}}$	0.65	0.18	0.43	0.42	58	48

表 4 部分因子划分不同降水相态的阈值

Table 4 The thresholds of part factors divided into different precipitation types

因子	降雪阈值	“雨或雪”阈值	降雨阈值	降雪不空报阈值	降雨不空报阈值
$T_{925\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 2.5$	$[-5.7, 9.1]$	$\geq -2.7$	$< -5.7$	$> 9.1$
$T_{925\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq -0.6$	$[-12.5, 1.9]$	$\geq -12.9$	$< -12.9$	$> 1.9$
$T_{850\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 0.4$	$[-9.6, 9.8]$	$\geq -7.3$	$< -9.6$	$> 9.8$
$T_{850\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq -1.3$	$[-17.5, 3.8]$	$\geq -16.4$	$< -17.5$	$> 3.8$
$H_{850\sim 1000\text{ MAX}}/\text{gpm}$	$\leq 1374$	$[1274, 1414]$	$\geq 1291$	$< 1274$	$> 1414$
$H_{850\sim 1000\text{ MIN}}/\text{gpm}$	$\leq 1293$	$[1240, 1346]$	$\geq 1239$	$< 1239$	$> 1346$
$H_{700\sim 850\text{ MAX}}/\text{gpm}$	$\leq 1547$	$[1475, 1586]$	$\geq 1496$	$< 1475$	$> 1586$
$H_{700\sim 850\text{ MIN}}/\text{gpm}$	$\leq 1542$	$[1455, 1563]$	$\geq 1434$	$< 1434$	$> 1563$
$T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 4.1$	$[-4.0, 6.2]$	$\geq -1.1$	$< -4.0$	$> 6.2$
$T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq -0.6$	$[-11.6, 2.2]$	$\geq -10.9$	$< -11.6$	$> 2.2$
$T_{dm\sim 1000\sim 925\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 6.4$	$[-2.1, 8.0]$	$\geq -0.1$	$< -2.1$	$> 8.0$
$T_{dm\sim 1000\sim 925\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq 1.0$	$[-12.4, 3.4]$	$\geq -9.0$	$< -12.4$	$> 3.4$
$t_{15\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 8.1$	$[-3.8, 8.9]$	$\geq -0.2$	$< -3.8$	$> 8.9$
$t_{15\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq 1.8$	$[-12.6, 4.8]$	$\geq -7.1$	$< -12.6$	$> 4.8$
$t_{60\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 6.5$	$[-2.2, 7.6]$	$\geq -0.7$	$< -2.2$	$> 7.6$
$t_{60\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq 0.6$	$[-14.1, 3.3]$	$\geq -8.7$	$< -14.1$	$> 3.3$
$t_{140\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 3.4$	$[-4.5, 7.3]$	$\geq -1.4$	$< -4.5$	$> 7.3$
$t_{140\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq -1.6$	$[-12.2, 2.4]$	$\geq -11.4$	$< -12.2$	$> 2.4$
$t_{220\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq 1.3$	$[-6.5, 7.0]$	$\geq -2.5$	$< -6.5$	$> 7.0$
$t_{220\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq -1.3$	$[-12.9, 1.4]$	$\geq -12.8$	$< -12.9$	$> 1.4$
$t_{300\text{ MAX}}/^\circ\text{C}$	$\leq -0.3$	$[-7.4, 5.7]$	$\geq -4.5$	$< -7.4$	$> 5.7$
$t_{300\text{ MIN}}/^\circ\text{C}$	$\leq -1.6$	$[-13.7, 0.2]$	$\geq -14.4$	$< -14.4$	$> 0.2$

### 5 预报方法及验证

从本文研究的影响相态因子的数值分布来看,单一因子在某阈值范围内,雪、“雨或雪”和雨混合的个例非常多,因此使用单一因子很难理想地对降水相态进行判别区分。而致灾的降雪过程,其过程往往会发生相态转变,如何预报这类相态的转变也正是实际预报工作的难点和关键。从图 1~4 和表 3~4 中可以看出,各因子在小于或大于某值的区间,都可做到对雪、雨相态不空报,MAX 类因子对雪不空报能力强,MIN 类因子则对雨的不空报能力强,但所有因子对“雨或雪”的判别能力都比较弱,即在一定阈值区间内,三种相态混合程度高、不容易被区分。本文使用的“逐步排除法”就是根据各因子对雪、雨相态在某阈值区间可以做到不空报或少空报的特点而设计的,其方法是以某些因子在一定阈值区间内的不空报能力,最大限度地先对雪、雨相态进行识别,进而将其排除,对于剩余的相态混合情况,再利用其他因子继续排除雪和雨,也可利用更多因子重复上述过程不断排除雪、雨,直至做出结论。

#### 5.1 预报方法的设计与步骤

气层平均气温在降水相态的识别方面表现突出,但考虑实际预报应用的可能性,尤其是数值预报产品的应用,需要采用容易获得的因子作为判据,规定等压面上相应数据组合的各因子显然获得更方便。从因子综合比较效果来看(表 3), $T_{dm\sim 1000\sim 925}$ 和 $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850}$ 对降水相态的区分效果都不错,尤其是不空报的能力都很强,但由于后者考虑的层次更多(且与综合  $TS_0$  得分最高的因子  $t_{220}$  高度范围相近),故而稳定性要好于前者,尤其对降水过程地面气压不足 1000 hPa 的情况,其优势更为突出。而厚度类因子其数值的大小不仅与气层的冷暖密切相关,也与气层的空气密度、空气湿度密切相关,与温度类因子具有很好的互补性,符合统计预报因子的筛选原则,其中  $H_{850\sim 1000}$  不但在厚度类因子中评价效果好,而且便于实际应用。以  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850}$  和  $H_{850\sim 1000}$  两组因子作为排除因子设计“逐步排除法”,流程见图 5。

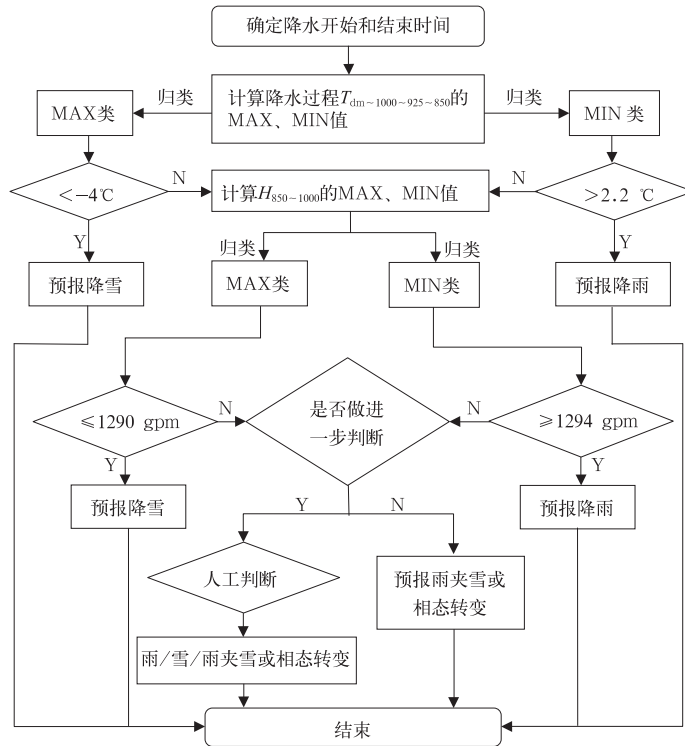


图 5 逐步排除法流程图  
Fig. 5 The flow chart of step-expel method



具体操作步骤是:

(1) 以雪、雨完全不空报为第一次判断原则,用  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850}$  作为第一次划界,以不包含雨和“雨或雪”的  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850MAX}$  将雪先排除,认为只要低于某值则 100% 下雪,这个值即“雨或雪”的最小值 ( $-4.0^{\circ}C$ ),低于  $-4.0^{\circ}C$  的降雪个例 110 个占总降雪个例的 65.9%,占整个冬季降水比例 33.4%;以不包含雪和“雨或雪”的  $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850MIN}$  将雨再排除,认为只要高于某值则 100% 下雨,这个值是“雨或雪”的最大值 ( $2.2^{\circ}C$ ),高于  $2.2^{\circ}C$  的降雨个例 56 个占总降雨个例的 46.3%,占整个冬季降水比例 17.0%。经第一步排除后,还剩下 163 个个例。

(2) 用  $H_{850\sim 1000}$  组因子作第二次判断:用剩余个例再生成新的数据表,对各因子逐一按对雪、雨的不空报能力进行了检验对比,得出  $H_{850\sim 1000}$  因子最优。以  $H_{850\sim 1000MAX} = 1290$  gpm 作为排除雪的临界值,其值确定的原则是  $H_{850\sim 1000MAX} \leq 1290$  gpm 时只有雪和“雨或雪”,因此认为雪的可能性大,依然报雪(排除 44 例,含 7 例“雨或雪”,无雨);而  $H_{850\sim 1000MIN} = 1294$  gpm 作为排除雨的临界值,确定原则是  $H_{850\sim 1000MIN} \geq 1294$  gpm 时只有雨和“雨或雪”,因此认为雨的可能性大,继续报雨(排除 52 例,含 12 例“雨或雪”,无雪)。剩余 67 例(含 22 例“雨或雪”),如果只进行两步排除不再继续,则历史拟合率为 80.5%。如果再继续排除则需要用其他因子再排除雪和雨。

(3) 如果进行人工排除,可结合天气形势和其他要素指标进一步对雪和雨排除:大连地区出现冷涡、经向度大的冷槽以及气温直减率大的天气形势均利于降雪;对于锋区密集的过程则注意分析本站降水落区位于的锋区位置,位于暖区有利于降雨,位于冷区有利于降雪等; $H_{850\sim 1000MAX}$  接近 1290 gpm 时有利于降雪, $H_{850\sim 1000MIN}$  接近 1294 gpm 时有利于降雨。

(4) 经过多次排除后,余下部分即预报发生雨夹雪或相态转换。

## 5.2 大连历史资料预报检验

采用 2013 年冬季(1—3、11 和 12 月)大连本站的降水实况进行验证,降水日数共计 45 d,以 100% 判断出某种相态为原则,对其进行第一次排除:其中

$T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850MAX} < -4^{\circ}C$  的个例共计 16 个,全部为雪,100% 正确; $T_{dm\sim 1000\sim 925\sim 850MIN} > 2.2^{\circ}C$  的个例共计 6 个,全部为雨,100% 正确。应用排除法第一步排除 22 个,剩下 23 个应用排除法第二步判据进行第二次排除: $H_{850\sim 1000MAX} \leq 1290$  gpm 的个例共计 8 个,全部为雪,100% 正确; $H_{850\sim 1000MIN} \geq 1294$  gpm 的个例共计 4 个,全部为雨,100% 正确。最后余下 11 个个例,需要再进一步结合天气形势等进行判断,其中有 4 次发生了相态转换,准确率为 84.4%,如果再进一步进行人工排除,准确率还可有所提升。

## 5.3 数值模式预报检验

在实际工作中,一些因子的最大类、最小类数据很容易通过数值预报产品不同时次的数据来获取,这也是本文选取预报因子的直接原因,数值模式产品对降水相态预报具有良好的可行性。选用 MI-CAPS 平台下日本全球数值预报模式(GSM)格点资料进行拟合检验,格距为  $1.25 \times 1.25$ ,资料经处理推送后,可读范围  $0^{\circ} \sim 60^{\circ}N$ 、 $60^{\circ}E \sim 160^{\circ}W$ 。该模式的预报时效可达 84 h,在实际降水相态预报工作中可实现 48 h 内逐 6 h 的预报需要,若应用 2 个相邻时次的格点数据则可实现 72 h 内逐 6 h 的预报需要。采用 2013 年 2 月 28 日至 4 月 10 日和 2013 年 11 月 1 日至 12 月 31 日期间(2013 年 2 月 28 日之前的数据未收集,2013 年 10 月无降雪,4 月 9 日降雪,4 月 10 日降雨,为了检验该方法对 10 和 4 月的适用好坏,将检验时间延至 4 月 10 日),用每天 02 和 08 时两个时次的 GSM 资料对大连本站未来 24 h(20 时至次日 20 时,下同)降水进行模拟试报检验,共涉及大连本站降水日数 35 d,其中雪 16 d,雨 15 d,“雨或雪”4 d(均为相态转变过程)。

使用 02 时数据预报 24 h 内降水相态,只有 5 d 预报结论与实况不同,其余 30 d 均预报正确,准确率达到 85.7%。其中 4 d“雨或雪”相态转变的过程不但预报正确,而且与 6 h 时段间隔内各相态对应完全一致。有 3 天雪和 2 天雨得出的预报结论是发生相态变化,与实况有出入,但均未出现雨、雪相态反相的结论,且降水持续时间均不长,3 次无降水量 2 次量很小;其中预报相态转换的两次降雨(4 月 2 日和 11 月 25 日)只有大连本站观测为雨,附近大连市属区(县)站出现降水的测站观测记录均与预报



结论相符。使用 08 时数据预报 24 h 内降水相态,与使用 02 时数据预报结论完全一致,说明稳定性好。

对所有错报的个例反查后发现,其各项因子虽在划定的临界值之外,但均与临界值十分接近,所以,在实际预报中遇到临界值附近相差很小的情况时,不能完全简单地以大于或小于临界值作为判断降水相态的依据,还需结合具体天气形势和层结进一步分析。今后可以通过对临界值的进一步研究调整以及增加新的因子和排除步骤来提高准确率。对上述验证个例提前到 48 h 预报,其预报正确的个例数量与提前 24 h 是一样的,虽准确率相同,但不如提前 24 h 预报贴合实际。由于数值产品的格点值与实况并不完全一致,本文还对所取格点按大连实际探空资料进行了订正验证:对每日 08 时的初始格点值按大连本站 08 时实况进行订正并得到差值,14 时的预报值则按 08 时的差值进行订正,20 时的初始值和 02 时的预报值进行同理订正。订正后对上述 35 个个例按逐步排除法进行拟合检验,其准确率与使用 02 和 08 时的预报准确率相同,未见提高,这可能与个例数偏少有关,但也说明日本全球模式与实际接近程度好。所以实际工作中,使用日本全球模式资料对大连地区的降水相态进行预报是可行的。

## 6 结论与讨论

(1) 以动态的观点来研究降水相态更符合降水发生的实际,而将影响因子分为最大类(MAX)和最小类(MIN)则能较好地揭示出冷暖空气的变化对相态转变的影响,其物理意义更明确和易理解,对各种天气形势适应好,因此可极大地消除人为对天气形势分型的主观影响。

(2) 通过对影响大连本站冬季降水的各因子进行分析,发现同一因子在不同的评价体系内表现并不完全一致,对各相态的预报能力也有明显的差异。综合评价:厚度类好于单层气温,平均气温类好于厚度类。

(3) 以不空报作为评价因子好坏的原则,最大类因子对降雪识别效果好,而最小类因子对降雨识别效果好;以不漏报为原则评价因子好坏,则最小类

因子对降雪的识别效果好,而最大类因子对降雨的识别效果好。

(4) 从各个距地面等间隔气层的平均气温对相态的识别情况来看,距地面 60~220 hPa 的高度层最为重要,是影响降水相态变化的关键层。

(5) 逐步排除法简单易实现,从对大连本站冬季降水过程相态预报的结果来看,效果很理想,尤其是对难把握的相态转变降水过程预报效果更好。使用日本全球数值预报模式产品进行相态预报,其准确率不但高于历史拟合率,而且还表现出了较好的稳定性,并可进行逐 6 h 相态预报。

(6) 每种影响降水相态的因子都存在一个相态转换的临界值,在该值附近引起很小的变化就可能引起相态的转变,但由于该值是从众多过程中统计出来的,在实际预报中遇到临界值附近相差很小的情况时,不能简单地以大于或小于临界值作为判断降水相态的依据,还需结合具体天气形势和层结等进一步分析。

(7) 临界值与天气形势、上升速度以及地域等因素都密切相关,很难统一给出一定的值。

(8) 上述许多结论是从统计事实中得出的,由于统计比较的信息量大,不便逐一列出,一些统计得出的事实其物理意义还有待今后进一步探讨。而在因子选择上,对相态变化有影响的空气湿度,尤其是中层大气的空气湿度本文暂未做研究,今后有待进一步补充。同时,逐步排除法有进一步补充完善的必要。

## 参考文献

- 董全,黄小玉,宗志平. 2013. 人工神经网络法和线性回归法对降水相态的预报效果对比. 气象,39(3):324-332.
- 黄钰,阮征,葛润生,等. 2013. 2010 年夏季北京零度层亮带特征统计. 气象,39(6):704-709.
- 李峰,施红蓉. 2014. 一次多相态天气过程的风廓线雷达探测资料特征分析. 气象,40(8):992-999.
- 李江波,李根娥,裴雨杰,等. 2009. 一次春季强寒潮的降水相态变化分析. 气象,35(7):87-94.
- 李延香. 1995. 1993 年 LAFS 数值降水预报产品评价. 应用气象学报,6(3):281-288.
- 梁红,马福全,李大为,等. 2010. “2009. 2”沈阳暴雪天气诊断与预报误差分析. 气象与环境学报,26(4):22-27.
- 廖晓农,张琳娜,何娜,等. 2013. 2012 年 3 月 17 日北京降水相态转变的机制讨论. 气象,39(1):28-38.

- 漆梁波,张瑛. 2012. 中国东部地区冬季降水相态的识别判据研究. 气象, 38(1):96-102.
- 施红蓉,李峰,吴蕾,等. 2014. 风廓线雷达对降水相态变化的观测分析. 气象, 40(10):1259-1265.
- 孙晶,王鹏云,李想,等. 2007. 北方两次不同类型降雪过程的微物理模拟研究. 气象学报, 65(1):29-44.
- 王清川,寿绍文,许敏,等. 2012. 河北省廊坊市初冬雨雪相变特征及预报指标初探. 干旱气象, 30(2):276-282.
- 许爱华,乔林,詹丰兴,等. 2006. 2005年3月一次寒潮天气过程的诊断分析. 气象, 32(3):49-55.
- 杨成芳,姜鹏,张少林,等. 2013. 山东冬半年降水相态的温度特征统计分析. 气象, 39(3):355-361.
- 杨晓亮,王咏青,杨敏,等. 2014. 一次暴雨与特大暴雪并存的华北强降水过程分析. 气象, 40(12):1446-1454.
- 尤凤春,郭丽霞,史印山,等. 2013. 北京降水相态判别指标及检验. 气象与环境学报, 29(5):49-54.
- 于晓晶,辜旭赞,李红莉. 2013. 山东半岛一次冷流暴雪过程的中尺度模拟与云微物理特征分析. 气象, 39(8):955-964.
- 张备,尹东屏,孙燕,等. 2014. 一次寒潮过程的多种相态降水机理分析. 高原气象, 33(1):190-198.
- 张琳娜,郭锐,曾剑,等. 2013. 北京地区冬季降水相态的识别判据研究. 高原气象, 32(6):1780-1786.
- 梅森 B. J. 1978. 云物理学. 北京:科学教育出版社,482-483.
- Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. 1996. A physically based on nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. Wea Forecasting, 11(4): 591-598.
- Heppner P O G. 1992. Snow versus rain: looking beyond the "Meric" number. Wea Forecasting, 7(4): 683-691.
- Lowndes C A S, Beyon A, Hawson C L. 1974. An assessment of some snow predictors. Meteor Mag, 103:341-358.
- Ralph F M, Naiman P J, Van de Kamp D W, et al. 1995. Using spectral moment data from NOAA's 404-MHz radar wind profilers to observe precipitation. Bull Amer Meteor Soc, 76(10): 1717-1739.