

余金龙,朱红芳,邱学兴,等,2017.安徽冬季地面降水相态的判别研究[J].气象,43(9):1052-1063.

安徽冬季地面降水相态的判别研究^{*}

余金龙 朱红芳 邱学兴 曹卫卫

安徽省气象台,合肥 230031

提 要: 文章对安徽省 2000—2009 年 11 月至次年 4 月的雨、雨夹雪、雪和冻雨四类降水相态样本的温度、相对湿度和假相当位温分布特征进行了分析。从地面到 500 hPa,气温、相对湿度和假相当位温对平原、山区的地面降水相态的区分能力均逐渐减弱,且相对湿度对降水相态的区分能力远弱于气温和假相当位温。在同一气压层上,假相当位温与气温对平原地区地面降水相态的区分能力相当,而假相当位温在某些气压层上对山区降水相态的区分能力略优于气温。在不同气压层上,平原地区各降水相态的气温和假相当位温均接近正态分布,山区假相当位温相对于气温更接近正态分布。因此假相当位温更适合作为地面降水相态的判别因子。选取地面到 500 hPa 共 6 个气压层(山区 5 个)的假相当位温作为地面降水相态的判别因子建立多级判别方程,利用 2010 年的降水相态样本对所建立的多级判别方程进行独立性检验。结果表明:多级判别方程对雨、雨夹雪或雪、冻雨的区分能力较好,对雨夹雪与雪的区分能力相对较弱。利用 T639 模式资料对两个降水相态复杂个例进行预报检验,多级判别方程能较好地预报雨雪转换的时间及区域,对降水相态的预报具有较高的参考价值。

关键词: 降水相态,气温,相对湿度,假相当位温

中图分类号: P457

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.09.003

A Method to Determine Winter Precipitation Type in Anhui

YU Jinlong ZHU Hongfang QIU Xuexin CAO Weiwei

Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031

Abstract: Using the observation data from November to the next April in 2000—2009, the temperature, relative humidity and pseudo-equivalent potential temperature profile characteristics associated with different precipitation types in winter including rain, snow, sleet and freezing rain were analyzed. The results demonstrated that the distinguishing ability for temperature, relative humidity and pseudo-equivalent potential temperature profile decreases with altitude from surface to 500 hPa in plain and mountainous areas. In addition, the distinguishing ability for relative humidity in different precipitation types is much weaker than the other two. At the same pressure level, the distinguishing ability of temperature and pseudo-equivalent potential temperature is comparative for precipitation type in plain areas, and the distinguishing ability of the latter is better in mountainous areas at some pressure levels. At different pressure levels, the temperature and pseudo-equivalent potential temperature are close to normal distribution for different precipitation types in plain areas, and the latter is closer to normal distribution than the former in mountainous areas. Therefore, pseudo-equivalent potential temperature is more suitable for the factors to distinguish precipitation types. The multilevel discriminating equation was set up based on pseudo-equivalent potential temperature at 6 levels (5 levels in mountainous areas) from surface to 500 hPa. In addition, the independent tests were conducted using the sample of precipitation type in 2010. The results indicated that the discriminating equation could distinguish rain, sleet or snow, freezing rain, but it is poor when

^{*} 安徽省气象局面上项目(KM2011022)和公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006001)共同资助

2016 年 1 月 11 日收稿; 2017 年 5 月 27 日收修定稿

第一作者:余金龙,主要从事天气预报模式解释和天气预报技术研究. Email:daver_yu@sohu.com

distinguishing sleet and snow. The forecast verification based on T639 model data demonstrated that the equation can forecast the change time and region between rain and snow better. It is worth applying to operational prediction of winter precipitation type, and has been used in operations at Anhui Meteorological Observatory since 2011.

Key words: precipitation type, temperature, relative humidity, pseudo-equivalent potential temperature

引言

大范围的暴雪和冻雨天气是我国冬季重大灾害性天气之一,直接对工农业生产、交通和人民生活造成严重危害和影响。如2008年1月中下旬至2月初,我国南方遭受连续雨雪冰冻天气袭击;据国家民政部统计,此次灾害受灾人口达1亿多人,直接经济损失达到了500多亿元。降水相态预报一直是天气预报关注的重点之一。降水相态不仅取决于大气温度的垂直廓线,而且受到大气湿度及其分布等环境条件的影响(Matsuo and Sasyo, 1981),即使温度廓线的微小变化($\pm 0.5^\circ\text{C}$)也对地面降水相态产生很大影响(Thériault et al, 2010)。Bourgouin(2000)总结了国外5种较具代表性的降水相态判别方法:(1) Derouin 使用3个冻结层的高度来预报降水相态。如果大气层结中只有一个冻结层,则其高度 $< 610\text{ m}$ 时考虑为雨夹雪, $> 610\text{ m}$ 时为雨,但若大气层结有一个以上的冻结层,则使用相邻冻结层之间的高度作为预报因子。该方法缺陷是仅考虑冻结层的高度,而没有考虑温度的垂直分布。(2) Cantin 和 Bachand 利用 $1000\sim 850\text{ hPa}$ 和 $850\sim 700\text{ hPa}$ 的厚度判别降水相态,该方法依赖于预报员对垂直运动或冷平流等参数强度的主观判断,属于主客观相结合的方法。(3) Ramer 通过在不同气压层上的温度、相对湿度和湿球温度来诊断降水相态。但在做诊断前要做两个检测,第一,如果地面湿球温度高于 2°C ,则判断为雨。第二,如果所有气压层的湿球温度均小于某一值,则判断为雪。(4) Baldwin 和 Contorno 利用温度露点差、干球温度和湿球温度判断降水相态。这种方法首先判断是否有冰晶形成(若温度露点差 $< 2^\circ\text{C}$,干球温度 $< -4^\circ\text{C}$ 时有冰晶产生);如果有,则依据冰晶穿过大气层降至地面的湿球温度廓线和靠近地面层的干球温度来决定降水相态的变化;如果没有冰晶形成则定为液态降水,但若最低层足够冷则形成冻雨。(5) 利用温熵图计算降水粒子经过大气的融化或冻结的能量值,来决定降

水粒子的相态,该方法考虑了降水粒子经过的大气温度和高度,但没有考虑相对湿度对降水相态的影响。

2010年以前,国内对于降水相态的研究多数集中于过程分析和个例的数值模拟,区分的降水相态较简单,基本为雨、雪或雨夹雪。如:许爱华等(2006)对2005年3月10—13日一次全国性寒潮天气过程进行研究,认为: 925 hPa 温度 $\leq -2^\circ\text{C}$ 可以作为固态降水(雪)的预报判据。周雪松和谈哲敏(2008)对2004年11月华北暴雪个例进行了研究,对流层底层($1000\sim 975\text{ hPa}$)温度接近或小于 0°C 是产生降雪的必要条件。李江波等(2009)对我国东部7次雨转雪过程进行对比分析,提出 0°C 层高度下降到 950 hPa 以下、地面气温在 0°C 上下,并且 925 hPa 温度 $\leq -2^\circ\text{C}$ 时雨转为雪, 850 hPa 温度对降水相态影响不大。

2010年以后,我国气象工作者对降水相态进行了长时间序列、多个气压层、多降水相态的统计分析工作,得到了一些降水相态的判据,并取得较好的效果。如:董全等(2011)运用中国地区2001—2010年125个高空观测站及与之对应的地面站观测资料,对我国各站点不同降水相态与各层温度的对应关系进行了分析。结果表明:地面 2 m 和近地层的温度对雨雪转换更敏感,这种敏感度随高度降低;同时,我国北方温度敏感度高,可建立雨雪状态转换温度阈值指标,但在南方地面温度的敏感度则较低,尤其是在贵州和青藏高原发生雨夹雪频次很高的区域,地面 2 m 和近地层的温度对降水相态的敏感度最低。漆梁波和张瑛(2012)利用2005—2009年冬季地面观测和探空资料,对从地面到 700 hPa 的大气温度垂直结构进行分析,建立了一组判别雨、雨夹雪、雪和冻雨(冰粒)的判据,取得了较好的应用效果;且认为仅用特征层温度指标很难区分地面冬季的降水相态。另外,张琳娜等(2013)、杨成芳等(2013)、孙燕等(2013)、尤凤春等(2013)、隋玉秀等(2015)、许美玲等(2015)和欧建军等(2011)应用不同层次的温度、厚度等指标判别降水相态,均取得了

较好的结果。至于客观计算方法的研究,到目前为止,国内尚未形成较典型(广泛应用)的计算方法。

在降水相态判别指标研究方面,国内外学者大多将温度、相对湿度和气压层间厚度作为单独指标,较少尝试把这些参量融合到一个物理参数中作为判别降水相态的因子,且主要考虑气温和气压层间厚度对降水相态的影响,而往往忽视了相对湿度的作用。本文在分析地面到 500 hPa 的温度、相对湿度对冬季的雪、雨夹雪、雨和冻雨四类降水相态影响的基础上,分析假相当位温(其是温度、湿度和气压的函数)对降水相态的区分能力,以假相当位温作为地面降水相态的判别因子建立多级判别方程。

1 资料和降水相态样本的建立

1.1 使用的资料

本文所用资料包括 2000—2010 年 11 月至次年 4 月安徽省常规地面观测资料和阜阳、安庆、南京、徐州、衢州、郑州和武汉等探空站探空资料。地面常规观测资料为 02、05、08、11、14、17、20 和 23 时(北京时,下同)共 8 个观测时次;探空资料为 08 和 20 时两个观测时次。将 2000—2009 年资料作为统计分析样本,2010 年资料作为判别方程的检验样本。

1.2 地面降水相态分类及地域分类

现行预报观测业务中,规定了雨、雨夹雪、雪或阵雪、雨淞或冻雨、冰粒共 5 种地面降水相态。本文仅对雨、雨夹雪、雪和冻雨 4 大类降水相态进行分析辨别,将冰粒相态归入雪类型之中[虽然从降水相态的气温层结上看,冰粒产生时的大气温度层结更接近于冻雨(漆梁波和张瑛,2012);但从落地后的状态看,冻雨落地后,附着在地面或物体表面,形成光滑的镜面,造成的危害远高于冰粒和雪]。

地域上按地形分为两类:山区类样本和平原地区类样本。将安徽的大别山区和皖南山区测站(金寨、霍山、岳西、石台、九华山、祁门、黟县、黄山区、旌德、绩溪、歙县、休宁、屯溪 13 个测站)样本归入为山区类;安徽其他地区测站(66 个站)样本归入平原地区类。

1.3 地面层温湿样本的建立

地面层温湿样本包括出现雨、雨夹雪、雪和冻雨

时测站的地面温度、露点温度、相对湿度、本站气压、海拔高度等要素。平原地区类:雨样本有 30960 个,雨夹雪样本有 792 个,雪样本有 6962 个,冻雨的样本有 70 个。山区类:雨样本有 5257 个,雨夹雪样本有 70 个,雪样本有 666 个,冻雨样本有 67 个。

1.4 垂直温湿样本的建立

垂直温湿样本包括地面、1000、925、850、700 和 500 hPa 的温度、露点温度、相对湿度、位势高度(地面为海拔高度)和假相当位温等要素。由于地面气压通常都接近或者小于 1000 hPa 的等压面,山区类样本要素不包括 1000 hPa 的物理量数据。

平原地区类:雨样本选安庆和阜阳两个测站资料作代表样本;雪样本选安庆、阜阳、萧县(探空资料采用距离 50 km 内的徐州探空站资料)和马鞍山(探空资料采用距离 50 km 内的南京探空站资料)4 个测站资料;雨夹雪和冻雨样本选平原地区所有测站资料作为分析样本。当测站附近 50 km 内没有探空资料时,利用周边探空站资料使用三角插值法计算高空各层的要素值。平原区共选出降雨样本 479 个,降雪样本 188 个,雨夹雪样本 440 个,冻雨样本 38 个。

山区类样本:雨样本选岳西、黄山市 2 个站点数据;雪样本选取岳西、九华山、黄山市和旌德 4 个测站数据;雨夹雪和冻雨选取所有山区测站数据(除黄山光明顶站外)。各类降水相态样本的高空数据均利用周边探空站使用三角插值法计算得到。山区共选取降雨样本 390 个,降雪样本 221 个,雨夹雪样本 40 个,冻雨样本 39 个。

2 各类降水相态的大气温度、相对湿度和假相当位温分析

2.1 各气压层大气温度和相对湿度对降水相态影响的定性分析

分析平原地区地面到 500 hPa 的温度和相对湿度的散点图(图略),表明:(1) 大气温度对降水相态有一定的区分能力,且区分能力随着高度的升高而逐渐降低。尤其在 500 hPa 几乎不能区分降水相态。(2) 相对湿度对降水相态的区分能力弱于温度的区分能力,且也随着高度的升高而减弱。雨、雨夹雪和雪出现时,在 500 hPa 以下有部分样本的相对

湿度 < 70% ;但是冻雨出现时 1000~700 hPa 的相对湿度均在 70%~90% ;而在 500 hPa 上,各种降水相态基本均匀分布于 0~90% 。这说明相对湿度对降水相态的影响也随着高度的升高而减弱,且区分能力弱。(3) 在 700 hPa 温度 > 0℃ 且 < 2℃ 时出现雪、雨夹雪、雨或冻雨,这表明 700 hPa 出现融化层时,不一定都产生冻雨,也可能出现雪、雨夹雪或雨。这些温度的特征与董全等(2011)、漆梁波和张瑛(2012)、张琳娜等(2013)和杨成芳等(2013)研究的结论基本一致。而相对湿度对降水相态的影响,国内研究讨论较少。

山区各气压层温度与相对湿度的散点图(图略),表明:(1) 气温对降水相态的区分能力与平原地区相似。对降水相态有一定的区分能力,且也随高度的增加区分能力逐渐减弱。(2) 在各气压层上,相对湿度对降水相态的区分能力也均弱于气温,且随着高度的升高而减弱,尤其在 500 hPa 上,在 0~100% 的相对湿度范围内雨、雨夹雪、雪和冻雨等均有可能产生。但产生雨、雨夹雪、雪时,925、850 和 700 hPa 的相对湿度有部分样本在 70% 以下的

区域(这点与平原地区相同);而产生冻雨时的相对湿度均在 80% 以上,比平原地区大。

通过对平原和山区不同气压层的温度和相对湿度对降水相态的区分能力的定性分析,无论是平原地区还是山区,大气温度对降水相态有一定的区分能力,有较大影响;而相对湿度对降水相态的变化也产生影响,但影响远弱于温度。下面再对气温在不同气压层的分布做进一步分析,判断它作为降水相态区分因子的可能性。

2.2 各相态降水出现时各气压层气温的分布特征

2.2.1 平原地区各气压层气温的分布特征

图 1 为各降水相态在不同气压层的气温端须图,各降水相态的温度在各气压层的中位数与其他百分位数的距离大致相等,且中位数与平均数几乎重合,因此它们的分布形态接近于正态分布(除冻雨外的 925、850 和 500 hPa 以外)。各气压层气温可以用作判别降水相态的判据。得到地面至 500 hPa 各气压层上降水相态的判别指标。具体分析如下。

地面上,雨、雨夹雪、雪和冻雨在 10%~90% 区

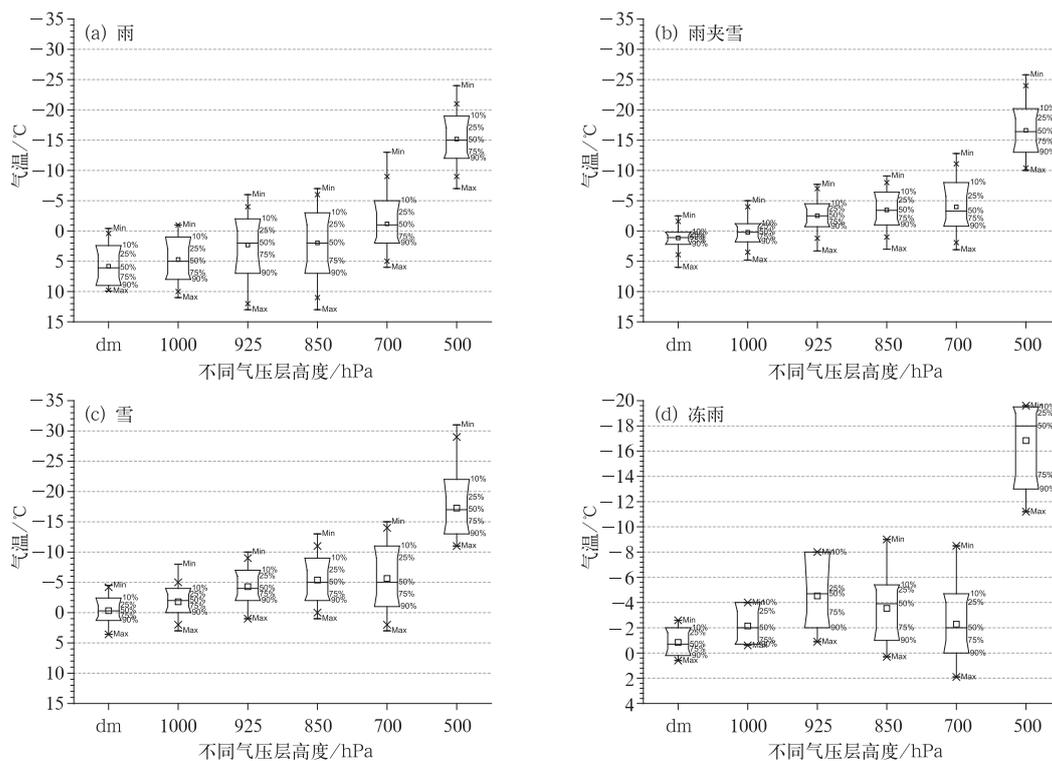


图 1 平原地区各降水相态从地面到 500 hPa 温度端须图

(dm 表示地面层气压,小正方形为平均值,下同)

Fig. 1 Box-whisker plot of temperature from surface to 500 hPa for different precipitation types in plain areas

(The dm represents surface level pressure and the square represents average value)

间气温阈值分别为:2.4~9.0℃、0.2~2.2℃、-2.4~1.3℃、-2~0.2℃。从中可以发现,雨出现的10%~90%的温度区间与雨夹雪、雪、冻雨出现的10%~90%的温度区间没有重叠,区分度好。只是雨夹雪与雪及雪与冻雨出现较大重合,区分能力较弱。因此,地面上取雨夹雪90%的位置(2.2℃)作为区分雨与其他三种降水相态的地面阈值。

在1000 hPa上,从10%~90%的区间看,雨的温度为1~8℃,雨夹雪的温度为-1.2~1.8℃,雪的温度为-4~0℃,冻雨的温度为-4~-0.7℃。而从75%的位置看(雨为25%的位置),雨、雨夹雪、雪和冻雨的温度分别为3.9、1、-1和-0.3℃。可将1℃作为区分雨与雨夹雪、雪和冻雨的阈值,但区分雨夹雪、雪和冻雨的能力较弱。

在925 hPa上,从10%~90%的区间看,各相态降水出现的温度之间均有重叠,不能够作为区分的指标。而从25%~75%的区间看,雨的温度为0~4℃,雨夹雪的温度为-3.6~-1.4℃,雪的温度为-6~-3℃,冻雨的温度为-5.1~-3.2℃。雨、雨夹雪与雪或冻雨间的温度重叠区域较少,而雪与冻雨无法区分。因此,25%~75%的区间只能作为雨、雨夹雪与雪或冻雨在925 hPa气压层的判别指

标。

同样在850 hPa上,10%~90%的区间各降水相态出现的温度区间大多相互重叠,与925 hPa的情况类似。而25%~75%的区间,雨出现时温度为-1.0~5.0℃,雨夹雪出现时温度为-5.0~-2.0℃,雪出现时温度为-7.0~-3.0℃,冻雨出现时温度为-5.0~-2.0℃。能够较好地地区分雨与其他三种相态的降水,可作为区分雨与雨夹雪、雪、冻雨的阈值,但区分雨夹雪、雪、冻雨的能力不强,甚至冻雨与雨夹雪的区域重叠。不能作为区分雨夹雪、雪和冻雨的指标。

而在700和500 hPa上,25%~75%的区间各相态降水出现的温度区域有相当部分的重叠,尤其在500 hPa上各降水相态出现时的温度区域重合较700 hPa进一步扩大,因此它们不能单独作为判别指标,必须与其他层次配合使用。

2.2.2 山区各气压层气温的分布特征

图2为山区各降水相态在不同气压层的温度端须图,分析表明:各相态降水在不同气压层上温度的平均值与中位数大部分比较接近,但是有部分降水相态的中位数并不处于样本数值范围的中间位置(即中位数与25%和75%,以及10%和90%百分位

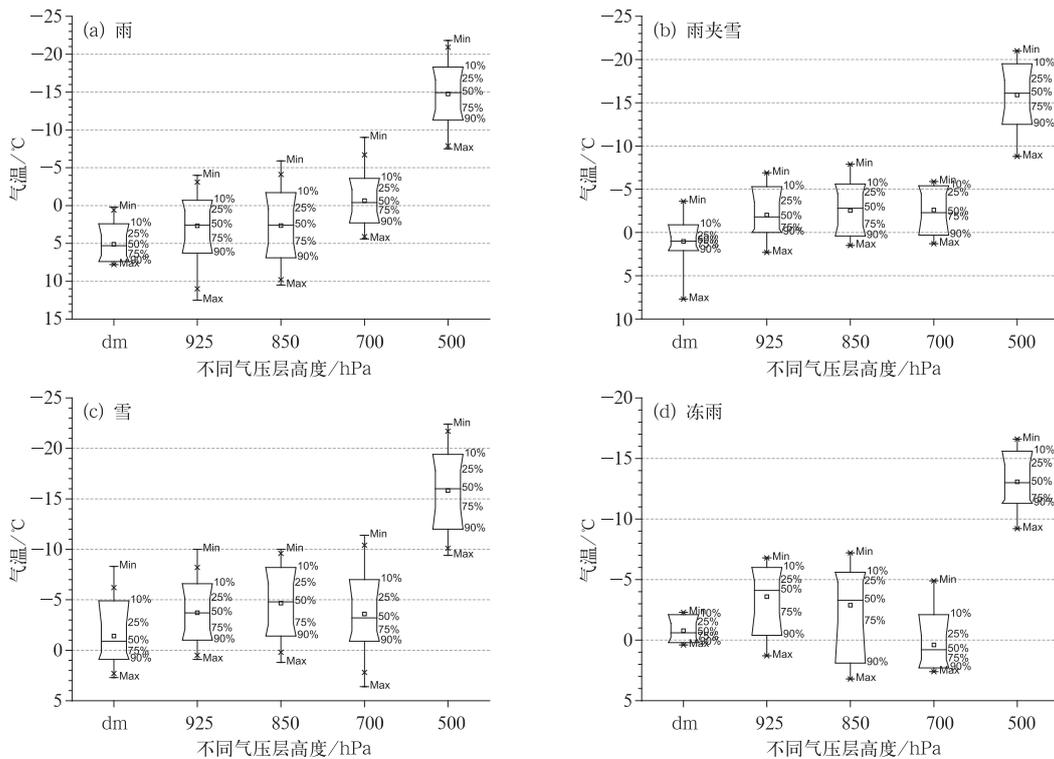


图2 同图1,但为山区(地面、925、850、700和500 hPa)

Fig. 2 Same as Fig. 1, but for mountainous area

数距离不相等),如雨夹雪、雪和冻雨在地面的分布。因此,雨夹雪、冻雨和雪的分布不对称,直接应用于判别降水相态的性能略差。

另外,在 700 hPa 上,冻雨的平均值和中间值分别为 0.4 和 0.8℃。这与平原地区不同,平原地区平均值为-2.3℃,且平原地区仅有约 10%的样本温度>0℃,而山区有约 75%的样本温度>0℃。这表明山区产生冻雨时通常在 700 hPa 附近能看到融化层(即温度>0℃)存在,而平原地区则很难在 700 hPa 上找到融化层。500 hPa 上雨、雨夹雪、冻雨和雪的平均值和中位数分别为-14.7 和-14.9℃、-15.9 和-16.1℃、-13.1 和-13.0℃、-15.8 和-16.0℃;出现冻雨时温度最高。这与平原地区 500 hPa 上的情况不同,平原地区降雨时的温度最高,中位数和平均值分别为-15.0 和-15.2℃。

在平原地区,各降水相态在各气压层的气温分布基本接近正态分布,适合作为降水相态的判别因子;但是在山区,除降雨外,其他降水相态在部分气压层上分布形态不对称,不满足作为判别指标的基本条件。因此还要进一步探讨。

2.3 各相态降水出现时各气压层假相当位温的分布特征

由于降水相态不仅受到温度影响,也受到湿度

的影响。那么能否有一个物理量是温度、湿度的函数,同时对降水相态的区分能力又较强呢。假相当位温既是温度和湿度函数,又在干、湿绝热过程中保持守恒。因此,某气压层的假相当位温能够代表相当厚度的大气温、湿状态。接下来对平原和山区各降水相态出现时的假相当位温进行分析,分析它们是否适合作为判别降水相态的因子。

2.3.1 平原地区各气压层假相当位温的分布特征

对比分析平原各降水相态地面到 500 hPa 的假相当位温端须图(图 3)和温度端须图(图 1),表明:(1)假相当位温在各降水相态的不同气压层上的分布形态与温度的分布形态接近,它们的中位数与平均值相距较近,并且中位数与其他对应的百分位数(10%、90%和 25%、50%)的距离对称,因此假相当位温分布是对称的,接近正态分布,这与气温相同。(2)假相当位温对降水相态的辨别能力与温度的区分能力较为接近。从地面到 1000 hPa,雨与其他三种相态降水在 10%~90%分位的区间几乎没有重合。以 1000 hPa 为例,出现雨、雨夹雪、雪和冻雨 10%~90%分位的区间分别为 11.4~24.1℃、6.3~12.1℃、1.9~9.5℃、2.7~7.8℃;除雨与雨夹雪略有重叠外,雨与雪、冻雨没有交集。925~500 hPa,随着气压层的升高,各相态降水的假相当位温的重叠部分也逐渐增多。(3)产生冻雨时,气温在

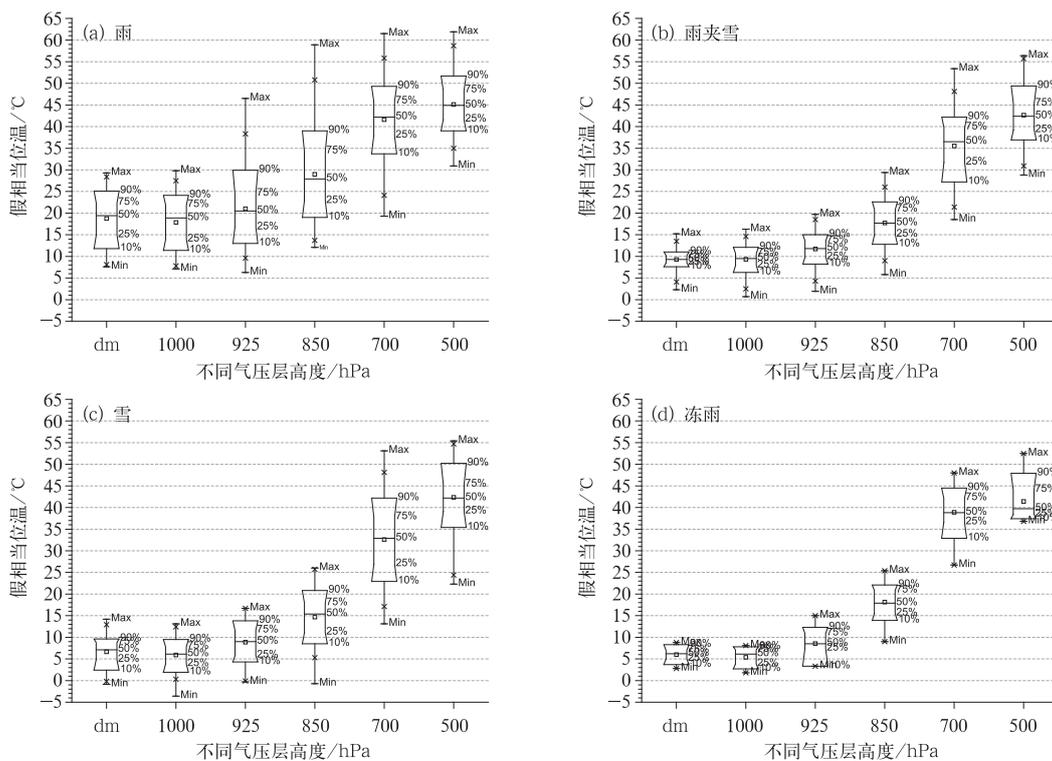


图 3 同图 1, 但为平原假相当位温
Fig. 3 Same as Fig. 1, but for pseudo-equivalent potential temperature in plain area

925~700 hPa 出现逆温层,而假相当位温表现为随高度单向增大;但在 1000 hPa,假相当位温的平均值略低于地面。另外,冻雨的 700 hPa 假相当位温均值(38.5℃)与 500 hPa 的假相当位温均值(42.5℃)较接近,与气温在这两层的均值相差较远不同。

这些表明假相当位温在各气压层的分布基本满足正态分布的要求,区分能力与温度相当,可以用假相当位温作平原地区判别地面的降水相态的指标。

2.3.2 山区各气压层假相当位温的分布特征

分析山区各降水相态在各气压层的假相当位温端须图(图 4),表明:(1) 出现雨、雨夹雪和雪时假相当位温在各气压层上的中位数与平均值接近或相等,且它们大多数都处于 10%~90%和 25%~75%分位的中间值上,这表明各气压层上不同降水相态的假相当位温分布接近正态分布。只有冻雨在地面以上气压层的假相当位温分布形态不对称,不满足正态分布的基本条件。而气温,除降雨时分布接近正态分布外,其他三种降水相态的气温在部分气压层上分布不对称(如雪出现时,气温在地面分布不对称,而假相当位温在这此层次上接近正态分布)。因此,在山区,假相当位温比气温更适合作为降水相态

的判别因子。(2) 比较山区与平原地区(图 4、图 3) 700 和 500 hPa 上假相当位温,在山区,冻雨出现时假相当位温的中位数和平均值最高;而平原地区是降雨时假相当位温的中位数和平均值最大,两者明显不同。平原地区出现冻雨时 700 和 500 hPa 假相当位温中位数和平均值均<45℃,而山区均>45℃;这表明:出现冻雨时山区 700 和 500 hPa 上的大气较平原地区暖湿。(3) 从各降水相态假相当位温在各气压层重叠的区间来看,从地面到 500 hPa 重叠的区域逐渐扩大,假相当位温对降水相态的区分能力逐渐变弱。在地面上,雨与雨夹雪出现时假相当位温的 10%~90%分位分别为 14.7~25℃、7.9~15℃,仅有约 10%的雨与雨夹雪混合;而雨夹雪、雪、冻雨这三种相态出现 50%以上的混合区,区分较为困难。这与地面气温对山区降水相态的区分能力接近。在 925 hPa 上,雨、雨夹雪出现时假相当位温的 10%~90%分位分别为 15.1~28.4℃、7.0~17.1℃,25%~75%分位分别为 17.8~24.5℃、10.4~15.4℃,所以有约 25%的雨夹雪与雨混合,而气温则有超过 25%的雨夹雪与雨相混合(图 2)。同样比较雨与雨夹雪在 850、700 和 500 hPa 上假相当位温和气温的混合区域,它们的混合比例大致相

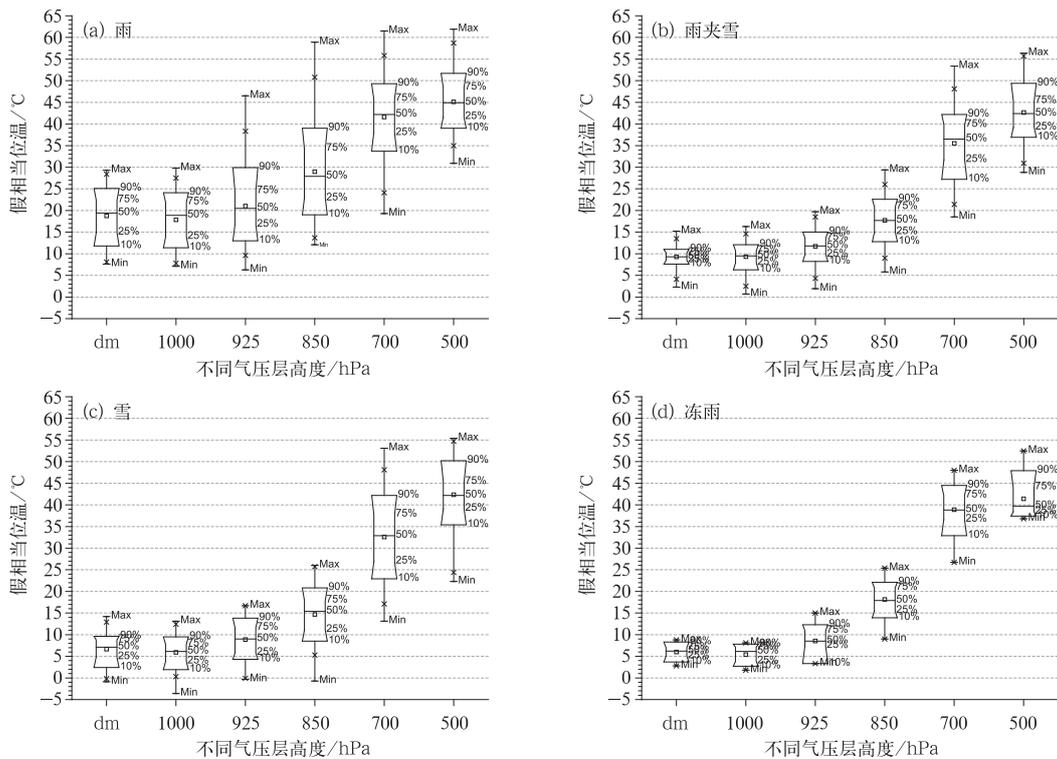


图 4 同图 1,但为山区假相当位温

Fig. 4 Same as Fig. 1, but for pseudo-equivalent potential temperature in mountainous areas

当。这表明在山区,假相当位温对降水相态的区分能力略强于气温。

在山区,假相当位温比气温更适合作为判别降水相态的因子。分布形态上假相当位温在各气压层的分布较气温更接近正态分布。对降水相态的区分能力上,假相当位温的区分能力略强于气温。在平原地区假相当位温在各气压层的分布形态和对降水相态的区分能力上与气温相当。因此,假相当位温更适合作为判别降水相态的因子。

3 地面降水相态判别方程的建立和检验

3.1 判别因子选取

上文分析表明:(1)在区分能力上,从地面到500 hPa,气温、湿度和假相当位温对地面降水相态的区分能力均随高度的升高而逐渐减弱。湿度区分能力最弱。气温与假相当位温在平原地区能力相当;但在山区,假相当位温在某些气压层上对降水相态的区分能力要略优于气温。(2)在分布形态上,平原地区各降水相态的气温和假相当位温在不同气压层上的分布均接近正态分布;但在山区,假相当位温较气温的分布形态更接近正态分布。因此,假相当位温更适合作为地面降水相态的判别因子。

另外,仅考虑地面、1000 hPa(山区除外)、925、850、700和500 hPa上的温度和相对湿度,难以精确判断地面降水相态。为了能够尽量减小垂直分辨率较低造成的不利影响,就必须选择既包含温度、相对湿度又具备一定保守性的物理量作为判别降水相态的物理因子。而假相当位温既是温度和湿度的函数,又在干、湿绝热过程中保持守恒。因此,某气压层的假相当位温能够代表相当厚度的大气温、湿状态。所以本文选择地面、1000 hPa(山区除外)、925、850、700和500 hPa的假相当位温作为地面降水相态判别方程的判别因子。

这与其他主要使用气温和气压层厚度的判别方法(Bourgouin, 2000; 漆梁波等, 2012; 张琳娜等, 2013; 尤凤春等, 2013)相比有三处优点:(1)假相当位温同时考虑了温度和湿度对降水相态的影响。(2)实际大气中温度的垂直递减率往往是非线性的;假相当位温代表相当厚度的大气温、湿度状态。在一定程度上克服了垂直分辨率较低带来的误

差。(3)与其他同时使用温度和气压层厚度的判别方法比较,单用假相当位温的判别方法,构成简单。

3.2 判别方程的建立和检验

3.2.1 判别方程建立的方法

大气温度、相对湿度和假相当位温在每一层上都存在一定的重叠区间,因此使用指标方法判断降水相态,必定存在大量误判。另外,由于现有多数指标判断方法均包含一个假设前提,就是降水粒子自空中垂直、匀速下降至地面。但是实际的大气中的降水粒子运动轨迹非常复杂。因此在现有基础上选择多级判别法建立判别方程是较好的选择。它一定程度上克服了这一假设的不足。

3.2.2 判别方程的建立

使用2000—2009年的样本资料,采用多级判别法建立如下判别方程:

平原地区判别方程:

$$y = v_1 x_1 + v_2 x_2 + v_3 x_3 + v_4 x_4 + v_5 x_5 + v_6 x_6 \quad (1)$$

山区判别方程:

$$y = v_1 x_1 + v_3 x_3 + v_4 x_4 + v_5 x_5 + v_6 x_6 \quad (2)$$

对于平原地区(山区判别方程的建立过程略):

第一步:判别因子的处理。我们对各层的假相当位温(单位:K)开根号处理[开根号处理后,假相当位温的分布更趋对称、集中,形态上更接近正态分布(图略)]。即:令 $x_1 = \sqrt{\theta_{se地面}}$, $x_2 = \sqrt{\theta_{se1000}}$, $x_3 = \sqrt{\theta_{se925}}$, $x_4 = \sqrt{\theta_{se850}}$, $x_5 = \sqrt{\theta_{se700}}$, $x_6 = \sqrt{\theta_{se500}}$ 。式中 $\theta_{se地面}$ 表示为地面上的假相当位温, θ_{se1000} 表示为1000 hPa上的假相当位温,以此类推。计算各组因子的平均值和总平均值(表略)。

第二步:计算总离差交叉积阵 T , 组内离差交叉积阵 W 及组间离差交叉积阵 B (略)。

第三步:求 $W^{-1}B$ 的特征值及特征向量。

$W^{-1}B$ 的特征值: $\lambda_1 = 0.2622998$, $\lambda_2 = 0.8589347$, $\lambda_3 = 0.9401194$ (第四个特征值为复数特征值,剔除)并且通过显著性水平检验,于是得到特征向量组成的矩阵 V 。

形成以下3个判别函数:

$$y_1 = 0.99416x_1 + 0.99416x_2 - 0.01734x_3 + 0.02550x_4 + 0.09510x_5 - 0.03751x_6$$

$$y_2 = 0.33314x_1 - 0.08557x_2 + 0.32593x_3 - 0.29121x_4 - 0.62980x_5 + 0.54222x_6$$

$$y_3 = 0.59526x_1 - 0.79386x_2 + 0.02909x_3 + 0.09893x_4 - 0.04921x_5 + 0.04907x_6$$

说明:上述 3 个判别降水相态的方程构成判别空间,而不是一个方程代表一种降水相态。

第四步:计算每个样本点与各类降水相态判别函数组的重心距离(D)。

$$D = (x - \bar{x})'vv'(x - \bar{x})$$

式中, x 是由每个样本的地面至 500 hPa 的假相当位温经第一步处理后组成的 6×1 列矩阵, \bar{x} 为某一类降水相态的判别因子历史平均值构成的 6×1 列矩阵。本文有 4 类降水相态,也即每个样本可以获得 4 个重心距离(D), v 为第三步中 $W^{-1}B$ 的特征向量组成的矩阵, v' 为 v 转置矩阵。

第五步:取重心距离(D)中值最小的那一类对应的降水相态为判别的降水类型。得到判别函数组的判别准确率和误判率见表 1 和表 2。

表 1 平原地区历史样本判别检验(单位:%)

Table 1 Assessment on the distinguishing ability for historical samples in plain areas (unit: %)

| 实况 | 预报 | | | |
|-----|-------|-------|-------|-------|
| | 雨 | 雪 | 雨夹雪 | 冻雨 |
| 雨 | 78.91 | 1.67 | 14.20 | 5.22 |
| 雪 | 0.53 | 56.91 | 18.09 | 24.47 |
| 雨夹雪 | 0.91 | 24.32 | 57.27 | 17.50 |
| 冻雨 | 0.00 | 5.26 | 5.26 | 89.47 |

表 2 山区历史样本判别检验(单位:%)

Table 2 Assessment on the distinguishing ability for historical samples in mountainous areas (unit: %)

| 实况 | 预报 | | | |
|-----|-------|-------|-------|-------|
| | 雨 | 雪 | 雨夹雪 | 冻雨 |
| 雨 | 80.51 | 1.62 | 12.93 | 4.94 |
| 雪 | 0.50 | 55.45 | 28.47 | 15.59 |
| 雨夹雪 | 5.00 | 5.00 | 67.50 | 22.50 |
| 冻雨 | 0.00 | 5.13 | 23.08 | 71.79 |

从表 1 和表 2 判别的结果看,这种判别方法无论是平原还是山区对雨和冻雨的预报能力均较好,雨的预报准确率在平原和山区分别为 78.91% 和 80.51%,冻雨的预报准确率分别为 89.47% 和 71.79%;相对来说,对雪和雨夹雪的预报能力较弱,雪的预报准确率在平原和山区分别仅有 56.91% 和 55.45%,雨夹雪预报准确率分别为 57.27% 和 67.50%。但是这个方程预报对液态降水(即雨)和固态或混合态降水(即雪、雨夹雪和冻雨)的区分能力较强。

对比平原地区和山区的历史样本判别检验结果的误判率,表明:两个方程组对液态降水和固态或混合态的降水区分能力较强。对雨夹雪、冻雨和雪的区分能力较弱,尤其是雨夹雪与雪的区分能力最弱。具体表现在:实况为雨时误判为雨夹雪的可能性分别为 14.2%(平原地区)和 12.93%(山区),误判为其他降水的可能性很小。当实况为雪时,误判为雨夹雪的概率较高分别为 18.09%(平原地区)和 28.47%(山区),而误判为冻雨的概率分别为 24.47%(平原地区)和 15.59%(山区),平原地区的误判率较高,但误判为雨的可能性很小,仅分别为 0.53%(平原地区)和 0.5%(山区)。当实况出现雨夹雪时,平原地区误判为雪和冻雨的概率较高,分别为 24.3% 和 17.5%;而误判为雨的概率很小,仅为 0.91%;在山区误判为冻雨的概率较高为 22.5%,误判为雨和雪的概率均为 5%。当实况出现冻雨时,山区和平原地区误判为雨的概率均为 0,平原地区误判为雪或雨夹雪的概率均较小,仅为 5.26%;但在山区误判为雨夹雪的概率较高为 23.08%,误判为雪的概率小,为 5.13%。这些特征与各降水相态的假相当位温在各气层均存在重叠区域的特征是一致的,但是相对于利用气温和假相当位温的阈值区分各降水相态的能力强。

3.2.3 判别方程的检验

利用 2010 年 1—3 月以及 10—12 月的样本(平原地区样本:雨 40 个,雪 18 个,雨夹雪 24 个,冻雨 3 个;山区样本:雨 55 个,雪 26 个,雨夹雪 7 个,冻雨 1 个),检验平原地区和山区的降水相态判别方程。其检验结果见表 3 和表 4。

通过对 2010 年样本的判别检验发现,无论是平原地区判别方程还是山区判别方程对降雨的判别能力均较高(正确率:平原地区:87.5%,山区:78.18%),最差的是雨夹雪的判别(正确率:平原地区:20.83%,山区:11.11%)。当实际产生雨夹雪时,误报为降雪的概率非常高(平原 62.5%,山区:66.67%);而降雪的预报准确率大幅提升。这是因为 2010 年出现雨夹雪时从地面到 700 hPa 的温度偏低,500 hPa 温度略偏高,总体上与降雪温度较接近。因此造成雨夹雪时误报为雪的概率较高。以地面为例,2010 年雨夹雪的平均气温为 0.9℃,而历史雨夹雪平均温度为 1.1℃,雪的平均温度为 -0.3℃,冻雨 -0.8℃。由于冻雨的样本数量太少,检验的结果也不具代表性,但是可以看出方程对雨、

表 3 平原地区 2010 年样本判别检验(单位:%)

Table 3 Assessment on the distinguishing ability for the 2010 samples at the plain areas (unit: %)

| 实况 | 预报 | | | |
|-----|-------|-------|-------|-------|
| | 雨 | 雪 | 雨夹雪 | 冻雨 |
| 雨 | 87.50 | 0.00 | 7.80 | 5.00 |
| 雪 | 0.00 | 61.11 | 16.67 | 22.22 |
| 雨夹雪 | 4.17 | 62.50 | 20.83 | 12.50 |
| 冻雨 | 0.00 | 33.33 | 0.00 | 66.67 |

表 4 山区 2010 年样本判别检验(单位:%)

Table 4 Assessment on the distinguish ability for the 2010 samples in mountainous areas (unit: %)

| 实况 | 预报 | | | |
|-----|-------|-------|-------|--------|
| | 雨 | 雪 | 雨夹雪 | 冻雨 |
| 雨 | 78.18 | 0.00 | 12.73 | 9.09 |
| 雪 | 0.00 | 88.46 | 3.85 | 7.69 |
| 雨夹雪 | 0.00 | 66.67 | 11.11 | 22.22 |
| 冻雨 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 100.00 |

雪与冻雨的判别能力比较强。

3.2.4 预报个例检验

使用上述平原和山区的判别方程,将 T639 模式输出的地面到 500 hPa 的温度、相对湿度预报换算为假相当位温预报(水平分辨率 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 时间分辨率:3 h),将各气压层的假相当位温预报插值到安徽 79 个台站(不包括黄山光明顶站),并代入判别方程组,然后利用 T639 的降水预报产品进行消空。最后得到安徽 79 个台站的降水相态预报。下面分别对 2011 年安徽省冬季第一场降雪预报(2011 年 11 月 29—30 日)和 2012 年 1 月 21—22 日的降水相态预报进行检验分析。

3.2.4.1 2011 年 11 月 29—30 日降雪过程

2011 年 11 月 29 日的降雪过程是 2011 年安徽入冬后的第一场降雪。降雪自河南进入安徽省境内,亳州从 29 日 23:51 开始出现雨夹雪(最早),尔后随着地面气温的降低,雪或雨夹雪线逐渐东移南压,至 30 日 20 时雪或雨夹雪线到达江南南部。但是有多个台站的降水相态出现反复。如:合肥在 12:23 出现雨夹雪,14 时地面图上仍为雨夹雪,而到 17 时则又转为雨。

从 2011 年 11 月 28 日 20 时预报看,30 日 02 时亳州、涡阳和砀山站首次预报雨夹雪,此时实况上亳州出现降雪,砀山为降雨(涡阳此时次不观测)。到了 30 日 08 时(图 5),预报亳州、砀山、萧县、淮北市、濉溪、灵璧、宿州、涡阳、界首和临泉等 10 个台站有雨夹雪,其他均为降雨。实际上,仅亳州、灵璧出

现了雪或冰粒,泗县出现雨夹雪(与灵璧相邻,预报降雨),安徽省其他地区均为降雨。因此,从降雪或雨夹雪预报效果看,这次预报的雨夹雪的范围明显大于实况。但是从降水相态转换的角度看,这次预报还是比较有参考价值的。

3.2.4.2 2012 年 1 月 21—22 日降雪过程

2012 年 1 月 21 日 08 时至 22 日 08 时,安徽自南向北相继出现雨夹雪或雪。在沿江江南南部地区有雪转雨夹雪再转雪的情况出现,降水相态转换十分复杂。

以 1 月 21 日 14 时(图 6)的降水相态实况为例分析(这一时次的降水相态最复杂),合肥以南地区均出现降水,其中 9 个测站为雨夹雪,9 个测站为降雨,24 个测站均为降雪。1 月 19 日 20 时起报的降水相态预报,预报的降水范围较实况略小,降水相态分布与实况较相似,但是在绩溪和旌德预报为降雨;而实况上,旌德为雨夹雪,绩溪为雨。比较实测地面气温与预报地面气温,预报的地面气温普遍高于实测地面气温,平均高出 $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$,尤其是江南的温度,部分地区高出 5°C 。因此,导致了实际降水相态与预报相态存在一定的差距。再比较实测降水中不同测站的降水相态,如祁门和黟县,地面气温均为 4°C ,降水相态却分别为雪、雨。从海拔高度看祁门为 139 m,而黟县为 227 m。从降水相态变化的物



图 5 2011 年 11 月 30 日 08 时各测站实际降水相态(天气符号)与 28 日 20 时 36 h 降水相态预报(填色)

Fig. 5 Observation (weather symbols) of precipitation types at 08:00 BT 30 November 2011 and the 36 h prediction (shaded) area of precipitation types at 20:00 BT 28 November 2011

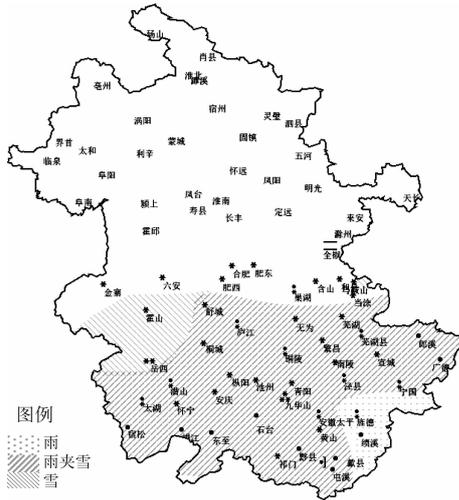


图 6 2012 年 1 月 21 日 14 时各测站实际降水相态(天气符号)与 19 日 20 时 42 h 降水相态预报(填色)

Fig. 6 Observation (weather symbols) of precipitation types at 14:00 BT 21 January 2012 and the 42 h prediction (shaded area) of precipitation types at 20:00 BT 19 January 2012

理过程看,黟县应该更容易出现降雪,但实况中却是祁门出现了降雪,而黟县为降雨。因此,此刻的降水相态非常复杂。出现的降雨也可能随时转为雨夹雪或雪。所以预报为雨夹雪不失为一种较好的预报结论,与实际更为接近(在 21 日 20 时后,其降水相态预报与实况基本一致)。

简单分析造成预报偏差的原因包括:(1) T639 模式提供的时间分辨率(3 h)和水平分辨率($1^{\circ} \times 1^{\circ}$)较小,造成降水相态预报的转换时间和空间上与实况不一致。如:2012 年 1 月 21 日 14 时,祁门站、黟县站,虽然地面实况气温为 4°C ,但是降水相态上祁门站为雨夹雪、黟县站为雨,而预报均为雨夹雪。(2) T639 降水量预报移动速度比实况快。因而造成了预报的降水范围与实况不一致。(3) 模式预报的温度、湿度与实况存在一定的误差。尤其是地面气温比实况显著偏高,如九华山站,实况地面气温为 -2°C 、降雪,而预报为 4°C 、雨夹雪。

4 结 论

通过对 2000—2009 年各降水相态在不同气压层上温度、湿度和假相当位温的分析,选取各层的假

相当位温作为地面降水相态判别因子,建立多级判别方程,并分别对统计样本和 2010 年的独立样本进行判别检验,同时利用 T639 模式预报产品代入判别方程形成降水相态预报的个例进行检验分析。得出以下结论:

(1) 从地面到 500 hPa,气温和相对湿度对地面降水相态均有影响,但是影响随高度的升高而逐渐减弱。无论是平原地区还是山区,温度和相对湿度从地面到 500 hPa,各降水相态混合的比例逐步增大,这表明它们对降水相态的区分能力随高度的升高而逐渐减弱,且相对湿度的影响弱于气温。

(2) 冬季出现冻雨时,平原地区和山区从 925~700 hPa 均有逆温层存在,但是在平原地区仅有约 10%的情况在 700 hPa 上出现融化层,而在山区有将近 75%的情况出现融化层。另外,山区出现冻雨时,700 和 500 hPa 的平均气温要高于雨、雨夹雪和雪的平均温度,但在平原地区,各气压层上,均是降雨的平均气温最高。

(3) 假相当位温较气温更适合作为判别冬季地面降水相态的判别因子。从地面到 500 hPa,假相当位温对地面降水相态的区分能力随着高度的升高而逐渐减弱。在同一气压层上,平原地区假相当位温与气温的区分能力相当,而在山区,假相当位温在某些气压层上对降水相态的区分能力要略优于气温。对比不同气压层上气温、假相当位温的分布形态,在平原地区气温和假相当位温在不同层次,各降水相态上的分布均接近正态分布,但在山区,假相当位温较气温的分布形态更接近正态分布。

(4) 通过对统计样本和历史样本以及预报个例的检验分析表明,判别方程能较好地地区分雨、雨夹雪或雪、冻雨,但对雨夹雪与雪的区分能力较弱。在预报上,能较好地把握雨雪转换的时间及区域,对降水相态的预报具有较高的参考价值。该方法自 2011 年 11 月以来被安徽省气象台采用,并业务运行。

致谢:安徽省气象台王东勇和叶金印对本文的指导,在此诚表谢意。

参考文献

- 董全,黄小玉,宗志平,2011.我国各地区降水相态变化的气温分析[J].天气预报技术总结专刊,3(2):29-35.
- 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[J].气象,35(7):87-94.

- 欧建军,周毓荃,杨棋,等,2011.我国冻雨时空分布及温湿结构特征分析[J].高原气象,30(3):692-699.
- 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[J].气象,38(1):96-102.
- 孙燕,严文莲,尹东屏,等,2013.江苏冬季降水相态气候分布特征及预报方法探讨[J].气象科学,33(3):325-332.
- 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[J].气象,41(4):464-473.
- 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[J].气象,32(3):49-55.
- 许美玲,梁红丽,金少华,等,2015.昆明冬季降水相态识别判据研究[J].气象,41(4):474-479.
- 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[J].气象,39(3):355-361.
- 尤凤春,郭丽霞,史印山,等,2013.北京降水相态判别指标及检验[J].气象与环境学报,29(5):49-54.
- 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[J].高原气象,32(6):1780-1786.
- 周雪松,谈哲敏,2008.华北回流暴雪发展机理个例研究[J].气象,34(1):18-26.
- Bourgouin P, 2000. A method to determine precipitation types[J]. Wea Forecasting, 15(5):583-592.
- Matsuo T, Sasyo Y, 1981. Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements[J]. J Meteor Soc Japan, 59(4):462-476.
- Thériault J M, Stewart R E, Henson W, et al, 2010. On the dependence of winter precipitation type on temperature, precipitation rate, and associated features[J]. J Appl Meteor Clim, 49(7):1429-1442.