

崔锦,周晓珊,阎琦,等,2017.降雪含水比研究进展[J].气象,43(6):735-744.

降雪含水比研究进展*

崔 锦¹ 周晓珊¹ 阎 琦² 张爱忠³ 李得勤² 杨 阳¹

1 中国气象局沈阳大气环境研究所,沈阳 110166

2 辽宁省气象台,沈阳 110166

3 民航东北地区空中交通管理局气象中心,沈阳 110169

提 要:降雪深度预报与定量降水预报(QPF)一样是冬季天气预报最重要的业务之一,而降雪含水比是降雪深度预报中所必须的重要参数,国外一般多将其称为 snow-to-liquid ratio(SLR)。本文回顾了过去几十年来国内外在 SLR 的变化特征、影响因素等方面的主要研究进展,并对其预报技术和方法进行了总结和比较。研究表明:SLR 具有明显的时间变化,并且存在季节和空间分布差异;大气温度和相对湿度是影响 SLR 的两个最重要气象因子,气压、垂直运动等气象因素,以及地表风、积雪自重、太阳辐射和积雪融化也会不同程度地影响 SLR;随着预报技术的发展,SLR 的预报方法可概括为气候学的、统计学的和基于物理基础的三类预报方法,气候学方法过于简单化,统计学方法的应用提高了 SLR 的预报能力,但仍无法摆脱统计方法自身的缺陷,比较而言,基于数值模式的瞬时预报更符合未来雪深预报业务的精细化发展趋势;目前,国内降雪深度观测资料较少、观测频率较低,有效开展地面降雪和探空加密观测,解决观测资料不足是今后 SLR 研究中亟待解决的问题;基于数值天气预报业务模式,探索气象因子对 SLR 的影响机理,建立适合我国冬季天气预报业务需求的降雪预报系统是未来的发展方向。

关键词:降雪深度,降雪含水比,变化特征,影响因子,预报

中图分类号: P456

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.010

Advances in Snow-to-Liquid Ratio

CUI Jin¹ ZHOU Xiaoshan¹ YAN Qi² ZHANG Aizhong³ LI Deqin² YANG Yang¹

1 Shenyang Institute of Atmospheric Environment, CMA, Shenyang 110166

2 Liaoning Meteorological Observatory, Shenyang 110166

3 Air Traffic Management Bureau in Northeast China of CAAC, Shenyang 110169

Abstract: Same as with quantitative precipitation forecast (QPF), snowfall depth forecasting is one important operation of weather forecasting in winter, and the relationship between snowfall depth and precipitation which is called snow-to-liquid ratio (SLR) abroad is an important parameter required to forecast snowfall depth. In this paper, the main research progresses in variations of SLR and its impact factors at home and abroad in recent decades are reviewed, and the SLR forecast techniques and methods are summarized and compared. Studies indicate that SLR changes obviously in temporal scale, and has seasonal and spatial distribution differences. Air temperature and relative humidity are the two most important meteorological factors affecting SLR. In addition, other meteorological factors such as pressure, vertical motion, surface wind, snowfall weight, solar radiation and snow melting also affect SLR in different degrees. With the development of prediction technology, the methods of SLR forecasting can be summarized as three categories, including climatological, statistical and physical methods. The climatological method is too simple, the application of new statistical methods could improve the prediction ability of SLR, but this method still

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306049)资助

2016年7月22日收稿; 2017年3月13日收修定稿

第一作者:崔锦,主要从事数值天气预报业务和研究工作. Email:cuijin6666@sina.com

cannot get rid of the inherent deficiencies of statistics. Comparatively, the method based on the numerical model for predicting instantaneous SLR fits the developing trend toward refinement in snowfall depth forecast in future. At present, observation data of snowfall depth are less and the observation frequency is low in China, thus it is important to effectively carry out the surface snowfall and sounding observation densely, and solve the problem of lack of observation data in the research of SLR. Besides, based on the operational numerical weather prediction model exploring the influence mechanism of meteorological factors on SLR and establishing the forecast operation system suitable for winter snowfall are the developing trend in China.

Key words: snowfall depth, snow-to-liquid ratio, variation characteristics, impact factors, forecasting

引 言

强降雪是我国冬季主要灾害性天气之一,在降雪过程中及过程结束后形成的积雪会给交通运输、畜牧业、工农业和人民生活带来不同程度的不利影响,并且积雪还是雪灾形成的主要致灾因子(李红梅等,2013;时兴合等,2012)。因此,降雪是冬季天气预报和气象服务的重点之一。降水量预报虽然满足了水文等行业对冬季降雪预报的要求,但对于市政除雪作业、农业以及滑雪运动等却是远远不够的,还需要进一步知道降雪可能达到的深度。降雪深度是指从天空降落到地面的雪未经损失而在水平面上积聚的实际深度,单位为 cm。积雪是降雪积聚在地表面所形成的一层固体覆盖物,从积雪表面到地面的垂直深度即为积雪深度,它可以是一次或多次降雪过程降雪深度的累积量(谢静芳等,2001;《大气科学词典》编委会,1994)。因此降雪深度与对应降雪时段内的新增积雪深度一致。在确定降水类型为降雪后,冬季降雪预报一般需要两步完成,首先,需要通过分析当前天气的动力场和热力场特征,并结合数值模式给出定量降水预报(QPF),这里 QPF 表示降雪融化后的等量液体值。其次,为了把 QPF 转换为降雪深度预报,就需要确定雪密度或者能够表征降雪深度与降水量关系的参数值(Roebber et al, 2003; Baxter et al, 2005; Alcott and Steenburgh, 2010)。在预报业务中,这个参数一般使用降雪深度与降水量的比值,国外有的将其称作降雪比(snow ratio)(Roebber et al, 2003),但更多的是降雪含水比(snow-to-liquid ratio, SLR)。

SLR 是新降雪深度与融化后等量液体深度(降水量)的比值,等价于液态水密度与平均雪密度之比(Alcott and Steenburgh, 2010; Milbrandt et al,

2012)。虽然 SLR 值有多种估算方法,但预报员最常使用的仍是“10:1”这个标准经验法则,此时假定平均雪密度为 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$,则 SLR 值为 10(Potter, 1965)。Judson and Doesken(2000)指出“10:1”法则的出现始于对 19 世纪加拿大雪密度数据的研究结果,只代表了降雪事件的平均状态,后来从降雪观测试验中得知,雪密度和 SLR 在不同的降雪事件中甚至是同一个事件中也会随着时间、地点发生变化,通过对大量不同数据集的分析发现,SLR 的变化范围很大,从三到几十,有的地区甚至会高达 100。如果使用错误的 SLR 值,那么即使再精确的 QPF 也无法保证降雪深度预报的准确,因此在降雪深度预报中不分地区和季节地简单使用经验值 10 是缺乏科学性的。尽管使用这种简化方法预报雪深会产生错误,但一些气象台站仍在使用,并且持续了 100 多年。从 20 世纪 50 年代(Diamond and Lowry, 1954; Wilson, 1955)国外研究开始关注 SLR 和雪密度,对于降雪天气预报和雪崩预报(Perla, 1970; LaChapelle, 1980; Ferguson et al, 1990)雪密度都是非常重要的,这一阶段主要以与 SLR 相关的参数变化研究为主。之后的几十年,通过分析影响雪密度的物理过程,指出大气温度是影响雪密度和 SLR 的主要因子,其次是相对湿度(Magono and Lee, 1966)。21 世纪初,随着数值预报技术的发展和观测数据的增多,不仅在 SLR 的区域变化特征(Baxter et al, 2005)、影响因素等方面有了更深入的研究,而且在预报方法上也取得长足的进展。国内对降雪的研究重点关注强降雪天气的成因和气候特征,受降雪深度观测资料缺乏影响,对降雪深度预报研究不足。

本文以降雪深度和降水量关系为重点,回顾了国内外最近几十年在 SLR 的变化特征、影响因素和预报技术等方面取得的研究成果,在此基础上,总结

目前国内在该领域研究的不足和存在的问题,展望未来的研究方向。

1 国外降雪含水比研究

1.1 观测数据质量控制标准

欧美国家具有较长时间的降雪气候观测数据,并且像美国空军和国家气候数据中心(NCDC)提供的数据时间分辨率可以达到 6 h,资料方面的优势使得国外在新降雪的雪密度和 SLR 方面研究起步较早(Currie, 1947; LaChapelle, 1962, ; Power et al, 1964)。由于新增积雪深度的测量会受到积雪变形、压实、吹散、堆积以及测量频率(Doesken and Lefler, 2000; National Weather Service Office, 2012; National Weather Service Office of Climate, Water and Weather Services, 2013)、所用计量器类型不同(Goodison, 1978; Groisman and Legates, 1994)的影响, Baxter et al(2005)就曾指出 24 h 降雪观测数据误差有四个主要来源,前两个都与风有关,并且是起相反作用的双重影响,一方面大风会造成雨量计低估降水量,另一方面由于大风造成雪的沉降和破坏性的变形,从而减小雪深。第三个误差来源是混合性降水或冻雨的计入增加了降水量,第四是观测员在记录雪深时错误地使用了经验值 10。因此为了减小测量上的不精确和其他误差,需要对资料进行质量控制,挑选可用的降雪事件。Judson and Doesken(2000)在研究落基山脉中部地区新降雪密度的分布特征时,选取的降雪事件剔除了风、雨夹雪、冻雨、降雨、外表融化和其他可见的雪融化作用对雪深的影响,并且 24 h 新增雪深不能低于 2.5 cm。Roebber et al(2003)提出了更为严格的质量控制标准,从降雪深度、降水量和地面风速 3 个方面分别定义了阈值判断,首先新雪厚度不能低于 50.8 mm(2 in, 1 in=25.4 mm),其次相应降水量也不能少于 2.8 mm(0.11 in),第三,地面风速不能超过 $9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,选用的降雪事件必须同时满足三个条件。之后的研究(Ware et al, 2006; Baxter et al, 2005; Alcott and Steenburgh, 2010)多数都参照了这个质量控制标准, Baxter et al(2005)同时进一步要求每个测站 30 年间的降雪事件不得少于 15 个, Alcott and Steenburgh(2010)还利用 Bourgooin(2000)的降水相态判别方法,用 650 hPa 温度低于 0°C 剔除

了雨雪相变对 SLR 的影响。

1.2 SLR 的变化特征研究

为了提高降雪预报业务质量,21 世纪初,基于多年降雪气候观测数据,国外对 SLR 的气候变化特征开展了大量研究,从单站和区域变化两方面入手,一类研究主要是针对降雪观测记录保存良好的高山站,另一类是针对像美国本土这样的区域。

高山站海拔较高,降雪期长,因此可用的降雪事件更多。Judson and Doesken(2000)通过对落基山脉中部地区 6 个测量点新降雪密度的研究发现,尽管各测站降雪事件 SLR 出现频率的峰值变化范围在 10~16.7,但总体变化范围为 3.9~100,区间跨度高达九十多。同样 Alcott and Steenburgh(2010)在对犹他州一个高山站 SLR 变化特征的研究中也得出了类似结论,SLR 不仅存在明显的变化,而且不同月份之间的差异也十分显著,其变化范围在 3.6~35.1,比 Judson and Doesken(2000)的变化区间要小。所有降雪事件 SLR 平均值为 14.4,明显高于 10,并且 SLR 值恰好为 10 的概率仅为 3%。另外从雪水当量(SWE)高达 200 mm 以上的一系列连续降雪事件中发现,SLR 的日变化也不容小觑,变化范围会从五点几到二十多,甚至三十多,这就需要更高频率的观测来支持此类变化的研究。

对 SLR 区域变化的现有研究主要是以美国地区为主。Roebber et al(2003)的研究指出,美国 28 个探空站 22 年 1650 个降雪事件的 SLR 变化范围是 1.9~46.8,其平均值和中位数分别为 15.6 和 14.1,但众数为 10,这在一定程度上说明了 10:1 法则的有效性。为了诊断研究需要,按照指定的级别把 SLR 分为 3 类:重的($1 < \text{SLR} < 9$),平均的($9 \leq \text{SLR} \leq 15$)和轻的($\text{SLR} > 15$),这种分类能够反映出雪密度特性的不同,其中有 45%的降雪事件属于轻的,41%属于平均的,而仅有 14%属于重的。Baxter et al(2005)通过对美国 30 年降雪气候资料的研究尝试量化 SLR 的统计特性,研究中最重要的是 SLR 均值高于经常使用的平均值 10,虽然平均 SLR 存在相当大的空间变化,但对于大部分地区 13 更为合适。从平均 SLR 的空间分布来看,在美国西部山区和北部平原地区 SLR 均值会更高一些,常见值能达到 15,而沿太平洋西海岸地区 SLR 平均值会突降至 9~11。另外 Ware et al(2006)在对美国 28 个测站的 SLR 分布特征研究中也发现,

北部测站的 SLR 均值会更高一些。研究认为气象条件的差异是造成 SLR 观测值分布随位置变化的可能原因 (Baxter et al, 2005; Ware et al, 2006)。冬季北部地区空气相对干冷、降雪事件发生次数相对更多,因此 SLR 值更高,而南部或沿海地区空气暖湿,SLR 值更低。Ware et al (2006) 还进一步发现在高 SLR 值降雪事件中,对流层温度相对更冷一些。

无论是单站还是区域 SLR 值都具有明显的时间变化,并且变化区间跨度至少有三十几,同时 SLR 值的季节差异和空间变化也不容忽视,因此 10 : 1 对于所有季节和所有地区并不是一个普适法则。虽然 SLR 在降雪过程中是一个会随着时间变化的瞬时变量,但如果在预报中只能使用固定值时,根据 SLR 的气候变化特征对其进行订正,会在一定程度上减小 SLR 简化所带来的错误。

1.3 SLR 的影响因素研究

新降雪的 SLR 与冰晶结构有关,冰晶间隙内空气量所占体积的相对比例决定了新雪的蓬松程度。从生成到降落到地面的过程中,冰晶的演变经历 3 个重要阶段 (Roebber et al, 2003): (1) 影响冰晶形状和大小增长的云内过程, (2) 当冰晶下落时调整冰晶的云下过程, (3) 由占优势的天气条件和积雪层变形而引起的地表压实过程。了解这些过程如何影响 SLR 是非常困难的,因为直接的云微物理过程观测、热动力廓线和地面测量经常无法得到。

云微物理研究表明许多因素都对最终的冰晶结构有贡献,冰晶形状和大小是影响 SLR 的其中两个因素。晶体形状有很多类型 (片状、柱状、针状、树枝状等),在过饱和环境里初始冰粒会逐渐长成其中的一种 (Magono and Lee, 1966; Ryan et al, 1976; Fukuta and Takahashi, 1999), 大的树枝状晶体会占据更多空的大气空间,而小冰晶聚集在一起会形成一个相对密集的聚合物。冰晶在下落过程中经历不同的热力和湿度环境条件,先前的晶体结构又会不断叠加新的特性,最终在多增长模式下形成一个多晶体 (Pruppacher and Klett, 1996)。可见冰晶的生长环境对冰晶类型、增长过程以及降落到地面后的变化起到决定作用,特别是周围大气温度和冰水饱和度。

1.3.1 温度

决定 SLR 大小首先要考虑冰晶特性 (形状),

Power et al (1964) 发现高 SLR 值 (19~25) 一般对应枝状晶,低 SLR 值 (10~11) 一般对应柱状晶,而决定冰晶特性的最重要环境条件就是温度 (Nakaya, 1954; Magono and Lee, 1966), 环境温度不同冰晶形状也不同,比如 $-4\sim 0^{\circ}\text{C}$ 冰晶主要是片状, $-10\sim -4^{\circ}\text{C}$ 主要是棱状、卷轴状和针状, $-20\sim -10^{\circ}\text{C}$ 则主要是厚片状、扇形状、树枝状,低于 -20°C 后主要是空心柱状晶 (Roebber et al, 2003)。Fukuta and Takahashi (1999) 的划分标准则略有不同,用大约 -4 、 -8 和 -22°C 这三个转换温度将晶体形状划分为基本四类,分别是厚片状 ($> -4^{\circ}\text{C}$)、柱状 ($-8.1\sim -4^{\circ}\text{C}$)、片状 ($-22.4\sim -8.1^{\circ}\text{C}$) 和柱状 ($< -22.4^{\circ}\text{C}$)。虽然枝状晶聚合体的密度变化范围 ($5\sim 100\text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) 很大 (Magono and Nakamura, 1965), 但纯枝状晶降雪的 SLR 值最大; 其次是针状晶,因为在形成阶段相对高的温度条件下针状晶易于聚集; SLR 值最小的是柱晶和片状晶。环境温度不仅对冰晶的初始形状起着决定作用,而且还能影响冰晶大小,影响冰晶增长率的因素能够决定冰晶的最终大小,比如冰晶处在云内的时间和冰过饱和度等。在给定的冰过饱和度条件下,由于蒸汽扩散引起的冰晶增长主要依赖于温度,其次是受气压的影响 (Byers, 1965; Fukuta and Takahashi, 1999)。在 1000 hPa 接近 -14°C 时冰晶增长率最大,而 500 hPa 增长率最大时的温度是 -17°C (Byers, 1965)。一方面,通过冰晶大小的自然变化,云内一些冰晶将会比其附近的冰晶增长更快并开始下落,有利于更小粒子的清除。如果这种清除发生在冰晶云内,聚合作用会促进雪花的形成,那么 SLR 值相对较高。另一方面,冰晶下落过程中通过过冷水滴云,过冷水滴在冰晶表面凝结,随着凇化过程持续,堆积增长形成霰,此时 SLR 值非常低 (Power et al, 1964; Judson and Doesken, 2000), 而当温度高于 -10°C 时云内更有可能出现过冷水滴 (Pruppacher and Klett, 1996)。Fukuta and Takahashi (1999) 进一步指出温度对冰晶凇化程度的影响,发现除了 -5 和 -15°C 以外凇化增长开始,在随后增长过程的 30 分钟内出现类似霰的晶体,特别是在 -10°C 附近,由于较高的下落速度使得等轴冰晶增长更易发生凇化。

在冰晶离开云后,SLR 还会受到融化作用的影响。当冰晶周围大气温度高于 0°C 时冰晶发生融化,而雪花融化过程一般发生在相对较短的垂直距离内,大约 500 m (Houze, 1993), 因此降雪的 SLR

或者雪密度很大程度上与低空大气温度等条件有关。最后当雪降落到地面,地面的主要天气条件决定了冰晶的变化,如地面气温。在降雪持续的几小时内会发生雪的形变,其中来自于冰晶尖锐边角的水升华物和圆润边角的沉积物会使得雪晶体更加圆润和密集,当温度接近冰点时这样的变圆作用会加速(Gray and Male,1981;Roebber et al,2003)。

1.3.2 相对湿度

冰晶的初始特性依赖于其周围温度和冰、水过饱和程度(Magono and Lee,1966),其中温度在区别冰晶的基本特性上起到决定作用,而依据过饱和度能够划定冰晶的特定类型(Pruppacher and Klett,1996),就像 Roebber et al(2003)指出的那样,温度决定冰晶是柱状晶($-10\sim-4^{\circ}\text{C}$)还是片状晶($-20\sim-10^{\circ}\text{C}$)的基本类型,而在各自温度区间,到底是棱状、卷轴状还是针状的柱晶,以及片状、星状或者树枝状的片晶,类型差异则由周围空气的过饱和度决定,因此 Roebber et al(2003)发现相较于温度而言,相对湿度是影响 SLR 的第二重要因素。

同样,相对湿度也能通过影响冰晶增长率进而影响冰晶大小,如果冰晶周围空气过饱和度比较低,那么冰晶便增长很慢,反之则增长较快。如果周围空气呈高度过饱和状态,那么冰晶在增长过程中不仅体积会增大,而且形状也会发生变化,较常见的是由柱状变成针状,片状变成星状,星状变成树枝状(Fukuta and Takahashi,1999)。在冰晶离开云后的云下过程中,升华作用(固态到气态的相变过程)能够进一步影响 SLR,当冰晶周围大气的冰水是不完全饱和的,那么就会发生升华。因此,低空大气的相对湿度与温度一样是决定降雪 SLR 的重要因素。

1.3.3 大风

风对 SLR 的影响主要是负面的。Alcott and Steenburgh(2010)在研究犹他州高山站 SLR 与当地气象条件的关系时发现,SLR 与相关性最大层(650 hPa)的风速呈负相关关系,特别是当风速大于 $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时,SLR 值随着风速增大而减小的趋势更明显。雪一旦降落到地面,所处位置主要天气条件造成的冰晶压实作用以及积雪变形就会随之发生,这其中也包括大风的影响。强风可能会导致冰晶解体,特别是那些具有易碎结构的冰晶,比如树枝晶(Rauber,1987)。Gray and Male(1981)指出风速超过 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大风能够移动地表上的冰晶,导致地表降雪压实,增加实际降雪雪密度,从而造成

SLR 的降低。因此为了排除地面强风对 SLR 的影响,Roebber et al(2003)在制定观测数据质量控制标准时把地面风速作为判断标准之一,将 $9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 作为地面风速的阈值判断。

1.3.4 垂直运动

垂直运动对 SLR 的影响体现在两个重要方面。首先假设在饱和条件下,垂直运动直接与降水量有关,强的上升运动有利于强降雪出现;其次对冰晶形成的影响,当冰晶增长时它会对过饱和状态的持续时间和程度产生影响(Dubè and Rimouski,2003),冰晶最大增长率预计发生在大气上升运动最大层附近,因为那里出现的水汽交换最多(Auer and White,1982),更加有利于过饱和环境的维持。因此 Dubè and Rimouski(2003)在诊断降雪过程中 SLR 的变化时充分考虑了垂直运动的影响,上升运动最大层附近的温度和相对湿度决定了冰晶类型。

1.3.5 其他因素

对降雪 SLR 有影响的其他因素还包括气压,如前面指出在给定冰过饱和度条件下,对于蒸汽扩散引起的冰晶增长,气压是仅次于温度的影响因素(Byers,1965;Fukuta and Takahashi,1999),冰晶增长率最大时 1000 和 500 hPa 的温度明显不同(Byers,1965)。在研究大气条件与 SLR 和雪密度关系时,Dimond and Lowry(1954)早在 1954 年观测到中央山脉雪实验室的雪密度与不同气压层探空温度之间的关系存在显著差异,其中与 500 hPa 温度没有关系,而与 700 hPa 温度的相关系数高达 0.64。同样 Alcott and Steenburgh(2010)的研究也发现,高山站的 SLR 与当地 850~400 hPa 的大气状况有明显相关性,其中 650 hPa 为相关性最大层。Wetzel et al(2004)曾指出相关性最大层附近的温度可能接近冰晶主要增长温度,因为这层通常有强的地形向上垂直运动,过饱和得以维持,所以降雪冰晶类型一般会有相关性最大层的温度特征。

Ware et al(2006)在研究新雪雪深对雪密度的影响时发现,雪水当量大的降雪会受到一定压力作用导致雪密度的增大,因此雪水当量(SWE)是影响 SLR 的另一因素。Roebber et al(2003)指出降雪自重能够进一步加强积雪压实效应,从而减小新降积雪的 SLR,之后的研究结果也进一步证实 SLR 与 SWE 之间呈负相关关系(Ware et al,2006;Alcott and Steenburgh,2010)。

雪深测量应该与降雪时间匹配,但是由于受到

诸多因素限制,同步采样很难得到,所以雪深观测一般都选在每天的几个固定时刻。在降雪和测量的时间段内积雪变形会减小 SLR,这除了受大气因素影响外,还应该考虑太阳短波辐射的作用。Judson and Doesken(2000)发现降雪事件间只有 15% 的雪密度差异是出现在降雪发生在测量周期最后一部分时间和降雪贯穿全部测量周期的情况下。Alcott and Steenburgh(2010)指出如果降雪发生在早晨观测后的几小时,到了下午天空放晴,那么就会得到足够的短波辐射来融化积雪并减少其深度,从而造成错误的低 SLR 值,因此晚间测量时间后 3 h 内的降雪平均 SLR 值要明显高于发生在白天且至少提前晚间测量时间 3 h 结束的降雪平均 SLR,而且 4 月的差异比 12 月更大,充分说明了太阳辐射的重要作用。因此太阳辐射是一个不容忽视的 SLR 非大气影响因素。

1.4 SLR 的预报技术研究

雪形成过程的复杂性及变化过程的不确定性增加了新降雪深度预报的难度,随着预报技术的发展,SLR 的应用经历了从最初简单气候值到瞬时预报值的变化,不同的 SLR 预测方法概况起来可分为三类:气候学、统计学和基于物理的预报方法。

1.4.1 气候学方法

气候学方法是在雪深预报中把 SLR 的气候平均值作为 SLR 瞬时值直接使用,一般是固定不变的常数,最经典的就是“10 : 1”经验法则(Potter, 1965),法则假定平均雪密度为 $100 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$,那么 SLR 值为 10。预报业务中统一应用 SLR 固定值的方法一直使用,然而,现有研究结果已经证明 SLR 在不同的降雪事件之间存在相当大的变化,而且气候平均值也存在明显的地区和季节差异(Judson and Doesken, 2000; Roebber et al, 2003; Baxter et al, 2005; Alcott and Steenburgh, 2010)。在美国国家气象局,根据特定气候站 SLR 的气候平均或中位气候值,标准 10 可以适当调整为 12 或者 20(Roebber et al, 2003)。因此,当需要使用固定值时,适当参考地区和季节差异,能够尽量减小气候学方法过于简单化带来的弊端。

1.4.2 统计学方法

统计学方法是根据 SLR 与大气状况等因素之间关系的统计分析结果,一方面可以对 SLR 极值出现概率、变化范围进行预测,另一方面选出 SLR 的

显著影响因子,利用逐步多元线性回归、逻辑回归和人工神经网络等方法实现 SLR 预报。

雪从生成到落到地面的整个过程中,温度是 SLR 的首要影响因子,并且雪增长区域的大气温度对 SLR 的影响比地面气温更重要,预报员把 $-18 \sim -12^\circ\text{C}$ 的典型温度范围定义为“树状增长带”或者降雪生产带(SPZ),在此区间冰晶增长率达到局部最大值(Nakaya, 1954),所以当高空温度在 $-18 \sim -12^\circ\text{C}$ 时,大气条件更适合伴有高 SLR 值的枝状晶体增长,SLR 值会达到 25 或者更大(Power et al, 1964; Alcott and Steenburgh, 2010)。Alcott and Steenburgh(2010)根据统计结果指出尽管风速在低值时的预报能力有限,但大风速出现高 SLR 值的概率却很低。Ware et al(2006)的研究结果表明当低空大气平均气温高于 -2.7°C 时,SLR 值很少高于 25,而平均气温低于 -10.1°C 时,SLR 值很少会超过 10。甚至有研究在分析 SLR 值的年际变率中发现厄尔尼诺年 SLR 值会更小(Lupo et al, 2005)。因此,这些有价值的统计结果有助于预报员提前确定 SLR 极值的出现概率,进而订正不合理 SLR 预报值,改善降雪预报。美国(Dubè and Rimouski, 2003)和韩国(Byun et al, 2008)等国家气象局还在降雪业务中给出了基于地表温度或者地面气温的 SLR 转换表(如表 1)。

表 1 美国国家气象局使用的 SLR 与地表温度关系换算表

Table 1 Conversion table for the relationship between surface temperature and SLR used by the National Weather Service Forecast Office (2012)

地表温度	SLR
28~34°F(-2~1°C)	10 : 1
20~27°F(-6~-3°C)	15 : 1
15~19°F(-9~-7°C)	20 : 1
10~14°F(-12~-10°C)	30 : 1
0~9°F(-18~-13°C)	40 : 1
-20~-1°F(-29~-18°C)	50 : 1
-40~-21°F(-40~-30°C)	100 : 1

人工神经网络是一种通过模拟人神经元之间反射的相互传导过程,建立自变量(预报因子)与因变量(预报量)之间非线性关系的经验统计方法。目前,人工神经网络方法已广泛应用于气象研究和应用领域中(Hsieh and Tang, 1998; Shank et al, 2008; 张承福, 1994; 孙军波等, 2010)。Roebber et al(2003)使用地面和探空观测资料作为输入数据,

利用一个集合了10个成员的人工神经网络实现了SLR类型预报(重的、平均的和轻的),该方法中考虑了多种气象因素对SLR的影响,7个独立的预报因子包括代表太阳辐射的月指数、大气的中低层温度、中高层温度、中低层相对湿度、中层相对湿度、高层相对湿度和外部压实作用(地表风速和雪水当量),与当时预报技术相比提高了诊断SLR类型的能力。随后, Roebber et al(2007)对2004/2005年和2005/2006年冬季降雪雪深使用人工神经网络方法进行预报,并与基于地表温度换算表和SLR气候值的另外两种方法进行对比,检验结果表明对于个体事件来说人工神经网络方法表现最好,因为由于降水量与SLR的反比关系,在雪深换算时降水量的误差不会像其他方法被放大,反而有助于弥补SLR误差,对雪深预报的总体误差起到限制作用。

Byun et al(2008)通过对朝鲜半岛降雪研究发现,对于湿雪而言,地面气温是SLR的最重要影响因素,而对于干雪,SLR的主要影响因素是降水量,所以对于降雪预报业务来说,干雪SLR作为降水量的函数,选择平均SLR_d是更实际的方法。利用观测的3h降雪量和地面气温数据,建立一个以地面气温作为影响因子的SLR逻辑回归方程,实现了3h降雪深度预报,并根据降水量的各自范围(1~2、2~3、3~4、4~5 mm和>5 mm)求得不同的方程参数,以减少SLR的过大变化。该回归方程的使用主要是因为假定SLR在0和常数的平均SLR_d之间变化,对于湿雪其曲线与数据有很好的拟合程度。在利用独立的观测数据检验后发现,提出的逻辑回归方法能够比其他方法更好地再现观测SLR值。

Alcott and Steenburgh(2010)利用北美区域再分析资料,选择与温度、风向、风速、SWE和相对湿度有关的17个预报因子建立逐步多元线性回归(SMLR)方程,该方程能够解释研究站点所有降雪事件中68%的SLR变化。对于高雪水当量(>25 mm)的降雪事件,建立的SMLR方程只选择与温度、风速、相对湿度等有关的9个预报因子,对SLR变化的预报能力提高到88%。为了进一步检验SMLR方法的预报能力,该方法被应用到来自美国国家环境预报中心保存的Eta/北美区域(Eta/NAM)模式的12~36 h预报中,与现有SLR业务预报方法相比有一定改进。

1.4.3 基于物理的预报方法

SLR主要是温度和湿度的函数。像枝状晶这

样高SLR的降雪容易出现在温度为-18~-12℃的SPZ(snow production zone)内,以及至少存在适当上升气流的过饱和环境下。从本质上说,在任何时间观测到的SLR都是沿着晶体下落轨迹上温度和湿度的自然集成结果,最后观测到的降雪深度就是SLR和降水量随着时间的累积。基于这样的物理基础,Cobb and Waldstreicher(2005)建立一个可以利用数值天气预报数据实现指定时间内SLR逐小时预报的简单雪深算法。该算法模仿自然情况将大气自顶部向下分成多层,每层对SLR的贡献是垂直速度、温度和相对湿度的函数,最后每层贡献之和即为所需的SLR。概况起来可以分为四步。首先,找到包含在多云层内的最大上升垂直速度(UVV),多云是用NWP模式层的相对湿度≥90%来定义的;其次,利用UVV、最大UVV和该层大气厚度来计算每层SLR的权重系数,如式(1)所示,其中 F_w 为权重系数, ω 为该层平均上升垂直速度, Φ 为位势高度;

$$F_w = \omega \left[\frac{\omega}{\omega_{\max}} \right]^2 (\Phi_2 - \Phi_1) \quad (1)$$

再次,利用SLR作为与温度有关的函数关系,根据平均温度计算各模式层的SLR;最后,根据式(2)计算每层SLR的加权贡献,然后所有层求和得到预报时刻所需的SLR。

$$SLR_w = SLR(T) \times \frac{F_w}{\sum F_w} \quad (2)$$

实际上垂直速度最大层对SLR观测值的贡献最大,因此该算法添加的权重系数将会增强向上垂直运动最大层对SLR的影响程度,同时,也不需要像有些方法(Dubè and Rimouski,2003)那样设定垂直运动阈值,相对于整层垂直运动,不管每一层的垂直速度有多大或者多小,它的贡献率都会被考虑进去,检验证明权重系数的使用提高了算法预报SLR极值的能力。在最大UVV分别位于SPZ上部、下部、内部和贯穿其中的四种常见情况下,已证明该算法都能实现合理的SLR预报。值得注意的是,该方法的使用前提条件是需要模式提供相对准确的温度廓线、垂直速度廓线和QPF预报。

前面这些基于使用NWP模式产品的预报方法,其使用模式配置包含的细节无法满足直接预报到达地面降雪SLR的要求。这是因为所用业务模式的水平分辨率相对较粗,并且使用的降水参数化方案通常相对简单。然而,随着计算能力的不断增

强,数值模式水平分辨率朝着更精细化的方向发展,业务中使用的 Bulk 等参数化方案(BMSs)更加适合参数化格点尺度降水,在定量降水预报中发挥着越来越重要的作用。这些参数化方案有多种水汽凝结类型的预报方程,可以实现一个或多个时刻的粒度分布(psd)预报,而且还增加了许多对特定微物理过程的预报方程。Milbrandt et al(2012)研制的降雪 SLR 瞬时值新预报方法中就使用了一个复杂的 Bulk 微物理参数化方案。该方案的预报方程能够预报 6 类水汽凝结类型(云、雨、冰、雪、霰和雹)的混合比和总数浓度。通过利用考虑预报平均粒度和相应实际体积密度的大结晶/聚合(雪)分类的参数化,结合纯冰和霰场,计算出独立于总固体通量的冰相降水(包括雹)的总体积通量。事实上,雪在下落过程中通过融化层造成的部分融化会增大雪密度,因此在计算体积通量时,为了防止出现不切实际的 SLR 瞬时大值,当温度高于 0℃时,还在一定程度上考虑了部分融化的影响。最后瞬时 SLR 由降雪未融化部分与相当液体的体积通量之比计算得出。在加拿大温哥华—惠斯勒区域高分辨率(2.5 或 1 km)数值预报模式系统中,Milbrandt-Yau 微物理方案的双参数版本已经使用这项新技术,用来支持温哥华 2010 年奥运会和残奥会预报。生成的预报场包括瞬时 SLR 和使用新方法直接预报的累积雪深。主观检验表明对于瞬时降雪,模式能够区别雪密度的高低。同时,SLR 预报值与气候观测值的比较结果表明,该方法能够产生逼真的 SLR 概率分布。

2 我国降雪含水比研究

目前我国对降雪的研究,主要集中在利用数值模拟和诊断分析方法,对强降雪天气成因(姚蓉等,2011;易笑园等,2010;段丽等,2011;董林等,2012;赵桂香,2014)及降雪的气候特征(王丽娜等,2014;刘媛普等,2014)进行分析,而对降雪深度预报关注相对较少。对降雪深度与降水量关系的研究,最早出现在 2001 年谢静芳等(2011)对吉林省积雪深度影响条件及预报的研究中,研究首次将新增积雪深度与降雪量的比值定义为雪深系数(等同于 SLR),利用定量统计分析方法,通过对吉林省近 5 年雪深系数的变化特征揭示了不同气象条件、不同气象要素对雪深的影响。马吉晖和李玉香(2012)从天气系统分析入手,建立了通化地区 3 类积雪深度预报天

气学模型。2009 年 11 月我国启动加密降雪观测业务,杨琨和薛建军(2013)利用此后 3 年加密降雪观测资料分析了我国冬季积雪深度和降雪量的关系,结果表明我国冬季新增积雪深度和降雪量的比值大体为 $0.75 \text{ cm} \cdot \text{mm}^{-1}$ (SLR 近似为 13.3),该比值随气温上升呈明显减小趋势,且有明显的地区差异。李德俊等(2014)利用激光雨滴谱仪对鄂西北两次强降雪天气过程中的降雪粒子滴谱演变特征进行了详细研究,发现激光雨滴谱仪可自动识别降水相态和监测强降雪天气滴谱特征演变规律,两次过程中回波强度、降雪粒子水含量等与地面积雪速率有不同程度的正相关关系。通过降雪粒子水含量与地面积雪速率的一阶拟合,建立了地面积雪速率和积雪深度预估方程,该方法能较好地预估地面积雪速率和积雪深度,其结果可以再现地面积雪跃增的主要时段。

崔锦等(2015)利用沈阳站 24 h 积雪深度、降水量和地面平均气温、风速等观测资料以及 NCEP 再分析资料,尝试分析了沈阳站 32 年间 153 个降雪事件 SLR 的气候变化特征和大气影响因子,结果表明沈阳站平均 SLR 值为 11.4,主要集中在 6~12 区间变化,同时平均 SLR 也存在月份间和降雪量级间的差异。500 hPa 温度和 550 hPa 风速是可能影响沈阳站 SLR 的高空大气影响因子。但同时也在研究中也发现相对于降雪事件的持续时间,降雪观测资料的时间分辨率过低,这会增大太阳辐射、地表风和积雪自重等非气象因素对雪深观测准确程度的不利影响,进而影响 SLR 的准确性。

3 结论和展望

定量降水预报是天气预报中最重要的业务之一,也是数值天气预报的难点之一,而冬季降雪深度预报需要在定量降水预报基础上准确估计 SLR,因此对于冬季降雪预报而言更具有挑战性。本文以降雪含水比为重点,系统回顾了几十年国内外在 SLR 的变化特征和影响因素等方面的研究进展,并对 SLR 预报技术和方法进行了比较与评述。结论如下:

(1) 无论是 SLR 值的单站还是区域气候变化特征结果都表明 SLR 具有明显的时间变化,降雪事件间的变化区间跨度至少为三十几,甚至更大,并且 SLR 存在明显的季节和空间分布差异。因此,在降

雪深度预报中,需要谨慎使用 SLR 经验值 10。

(2) SLR 的大小主要由冰晶特性决定,而决定冰晶特性的最重要环境条件是温度,其次是相对湿度,因此大气温度和相对湿度是影响 SLR 的两个最重要气象因素,其他的气象影响因素还包括气压和垂直运动,另外地表风和积雪自身重量等外在机械力作用,以及太阳辐射、积雪融化等非气象因素也会对 SLR 造成不同程度的影响。

(3) 除了精确的定量降水预报,合理的 SLR 预估值也是保证降雪深度预报准确的必要条件之一。随着预报技术的不断发展,SLR 在雪深预报中的应用经历了从简单气候值(如 10:1 经验法则)到利用数值模式实现瞬时预报的变化,采用的预报方法主要包括气候学、统计学和基于物理基础的预报方法。三种方法比较而言,对于变化的降雪事件,气候学方法过于简单化,而统计学方法的应用虽然提高了 SLR 的预报水平,但仍无法摆脱统计方法本身的缺陷,相对来说,具有物理基础的数值模式在降雪深度预报中具有更大的潜力和更广泛的应用。未来随着计算能力的增强和模式参数化方案的逐步完善,基于数值模式的 SLR 瞬时预报的准确程度会越来越高。

总体而言,国外对雪密度和 SLR 的研究较为深入,降雪深度预报方法发展的也较为成熟。与国外相比,我国由于积雪深度观测资料相对较少,观测频率相对较低,并且长期以来对降雪深度预报重视不足等原因,对降雪深度和降水量关系的研究起步较晚,而且也制约了研究的深入开展,因此降雪深度预报业务整体水平不高。中国气象局(2009)下发《关于开展降雪加密观测的紧急通知(2009年第3号)》,降水量和积雪深度的加密观测于2009年11月16日开始启动。在出现降雪天气的地区,积雪深度由原来只有每日一次(北京时间08时)的常规观测,加密到一日7次。随着加密观测数据的增多,适时开展我国区域 SLR 变化特征研究,并结合地面气温以及探空气象要素的加密观测资料,寻找本地区 SLR 的显著影响因子,制定适合我国降雪业务需要的地面气温与 SLR 的转换标准,将是冬季降雪预报业务中一项首要任务。从 SLR 预报方法的发展趋势来看,利用具有先进资料同化过程的区域数值预报模式,探索气象因子对 SLR 的影响机理,建立适合我国冬季天气业务需求的降雪预报系统将是未来的发展方向。

参考文献

- 崔锦,周晓珊,阎琦,等,2015.沈阳降雪含水比变化特征及其大气影响因子[J].冰川冻土,37(6):1508-1514.
- 《大气科学词典》编委会,1994.大气科学词典[M].北京:气象出版社,980.
- 董林,符娇兰,宗志平,2012.2011年隆冬北京初雪成因分析[J].气象,38(8):913-920.
- 段丽,张琳娜,王国荣,等,2011.2009年深秋北京大雪过程的成因分析[J].气象,37(11):1343-1351.
- 李德俊,熊守权,柳草,等,2014.鄂西北两次强降雪的滴谱特征和积雪深度预估方法[J].气象,40(5):612-618.
- 李红梅,李林,高歌,等,2013.青海高原雪灾风险区划及对策建议[J].冰川冻土,35(3):656-661.
- 刘媛普,李锁锁,吕世华,等,2014.基于CMIP5的东亚地区降雪量变化特征分析[J].冰川冻土,36(6):1345-1352.
- 马吉晖,李玉香,2012.通化地区积雪深度预报方法研究及服务对策[J].吉林气象,4:29-33.
- 时兴合,王振宇,戴升,等,2012.青海南部冬春季雪灾的气候诊断与预测[J].冰川冻土,34(6):1441-1447.
- 孙军波,钱燕珍,陈佩燕,等,2010.登陆台风站点大风预报的人工神经网络方法[J].气象,36(9):81-86.
- 王丽娜,王若升,李常德,2014.1965—2012年甘肃平凉地区大雪天气气候特征[J].冰川冻土,36(6):1450-1455.
- 谢静芳,章娜,冯瑶,2001.吉林省积雪深度的影响条件分析及预报[C].城市气象服务科学讨论会论文集,101-102.
- 杨琨,薛建军,2013.使用加密降雪资料分析降雪量和积雪深度关系[J].应用气象学报,24(3):349-355.
- 姚蓉,叶成志,田莹,等,2012.2011年初湖南暴雪过程的成因和数值模拟分析[J].气象,38(8):848-857.
- 易笑园,李泽春,朱磊磊,等,2010.一次 β -中尺度暴风雪的成因及动力热力结构[J].高原气象,29(2):175-186.
- 张承福,1994.人工神经网络在天气预报中的应用研究[J].气象,20(6):43-47.
- 赵桂香,2014.诊断分析技术在山西强降雪预报中的应用[J].高原气象,33(3):838-847.
- 中国气象局,2009.关于开展降雪加密观测的紧急通知(2009年第3号)[Z].
- Alcott T I, Steenburgh W J, 2010. Snow-to-liquid ratio variability and prediction at a high-elevation site in Utah's Wasatch mountains[J]. Wea Forecasting, 25(2):323-337.
- Auer A H, White J M, 1982. The combined role of kinematics, hermodynamics, and cloud physics associated with heavy snowfall episodes[J]. J Meteor Soc Japan, 60:500-507.
- Baxter M B, Graves C E, Moore J T, 2005. A Climatology of snow-to-liquid ratio for the contiguous United States[J]. Wea Forecasting, 20(10):729-744.
- Bourgouin P, 2000. A method to determine precipitation types[J]. Wea Forecasting, 15(5):583-592.
- Byers H R, 1965. Elements of Cloud Physics[M]. Chicago:University of Chicago Press, 191.

- Byun K Y, Jun Yang, Lee T Y, 2008. A snow-ratio equation and its application to numerical snowfall prediction[J]. *Wea Forecasting*, 23(8):644-658.
- Cobb D K, Waldstreicher J, 2005. A simple physically based snowfall algorithm [OL]. <https://ams.confex.com/ams/WAFN-WP34BC/webprogram/Paper94815.html>.
- Currie B W, 1947. Water content of snow in cold climates[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 28:150-151.
- Diamond M, Lowry W P, 1954. Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature[J]. *J Atmos Sci*, 11(6):512-513.
- Doesken N J, Leffler R J, 2000. Snow foolin': Accurately measuring snow is an inexact but important science[J]. *Weatherwise*, 53(1):30-37.
- Dubè I, Rimouski E, 2003. From mm to cm study of snow/liquid water ratios in Quebec [OL]. MSC-Quebec region, http://221.180.170.20/cache/www.meted.ucar.edu/norlat/snowdensity/from_mm_to_cm.pdf.
- Ferguson S A, Moore M B, Marriott R T, et al, 1990. Avalanche weather forecasting at the northwest avalanche center, Seattle, Washington, U. S. A. [J]. *J Glacio*, 36(122):57-66.
- Fukuta N, Takahashi T, 1999. The growth of atmospheric ice crystals: A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies[J]. *J Atmos Sci*, 56(12):1963-1979.
- Goodison B E, 1978. Accuracy of Canadian snow-gage measurements[J]. *J Appl Meteor*, 17(10):1542-1548.
- Gray D M, Male D H, 1981. *Handbook of Snow: Principles, Processes, Management and Use*[M]. Pergamon Press, 776.
- Groisman P Y, Legates D R, 1994. The accuracy of United States precipitation data[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 75(2):215-227.
- Houze R A, 1993. *Cloud Dynamics*[M]. Academic Press, 573.
- Hsieh W W, Tang B, 1998. Applying neural network models to prediction and data analysis in meteorology and oceanography [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 79(9):1855-1870.
- Judson A, Doesken N, 2000. Density of freshly fallen snow in the central Rocky Mountains[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 81(7):1577-1587.
- LaChapelle E R, 1962. The density distribution of new snow[R]. Project F, Progress Report 2, USDA Forest Service, Wasatch National Forest, Alta Avalanche Study Center, Salt Lake City, 13.
- LaChapelle E R, 1980. The fundamental process in conventional avalanche forecasting[J]. *J Glacio*, 26(26):75-84.
- Lupo A R, Market P S, Akyuz F A, et al, 2005. Interannual variability of snowfall events southwest missouri and snowfall-to-liquid water equivalents at the springfield WFO[J]. *Natl Wea Dig*, 29(12):13-24.
- Magono C, Nakamura T, 1965. Aerodynamic studies of falling snow flakes[J]. *J Meteor Soc Japan*, 43:139-147.
- Magono C, Lee C, 1966. Meteorological classification of natural snow crystals[J]. *J Faculty of Sci Hokkaido Uni*, 2(4):322-335.
- Milbrandt J A, Glazer A, Jacob D, 2012. Predicting the snow-to-liquid ratio of surface precipitation using a bulk microphysics scheme[J]. *Mon Wea Rev*, 140(8):2461-2476.
- Nakaya U, 1954. *Snow Crystals, Natural and Artificial*[M]. Harvard: Harvard University Press, 510.
- National Weather Service Forecast Office, 2012. Snow measurement guidelines for national weather service snow spotters [OL]. Peachtree city, Georgia, http://www.srh.noaa.gov/images/ffc/pdf/snow_measurement_guidelines.pdf.
- National Weather Service Office of Climate, Water and Weather Services, 2013. Snow measurement guidelines for National Weather Service surface observing programs [OL]. Silver Spring, MD 20910, http://nws.noaa.gov/om/coop/reference/Snow_Measurement_Guidelines.pdf.
- Perla R, 1970. On contributory factors in avalanche hazard evaluation[J]. *Canadian Geotechnical J*, 7(4):414-419.
- Potter J G, 1965. Water content of freshly fallen snow[G]. CIR-4232, TEC-569, Meteorology Branch, Dept. of Transport, Toronto, ON, Canada, 12.
- Power B A, Summers P W, Avignon J D, 1964. Snow crystal forms and riming effects as related to snowfall density and general storm conditions[J]. *J Atmos Sci*, 21(3):300-305.
- Pruppacher H R, Klett J D, 1996. *Microphysics of clouds and precipitation*[M]. Springer, 954.
- Rauber R M, 1987. Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains of Northern Colorado[J]. *J Appl Meteor*, 25(4):489-504.
- Roebber P J, Bruening S L, Schultz D M, et al, 2003. Improving snow fall forecasting by diagnosing snow density[J]. *Wea Forecasting*, 18(4):264-287.
- Roebber P J, Butt M R, Reinke S J, et al, 2007. Realtime forecasting of snowfall using a neural network[J]. *Wea Forecasting*, 22(3):676-684.
- Ryan B F, Wishart E R, Shaw D E, 1976. The growth rates and densities of ice crystals between -3°C and -21°C [J]. *J Atmos Sci*, 33(5):842-850.
- Shank D B, Hoogenboom G, McClendon R W, 2008. Dewpoint temperature prediction using artificial neural networks[J]. *J Appl Meteor Climat*, 47(6):1757-1769.
- Ware E C, Schultz D M, Brooks H E, et al, 2006. Improving snowfall forecasting by accounting for the climatological variability of snow density[J]. *Wea Forecasting*, 21(2):94-103.
- Wetzel M, Meyers M, Borys R, et al, 2004. Mesoscale snowfall prediction and verification in mountainous terrain[J]. *Wea Forecasting*, 19(10):806-828.
- Wilson W T, 1955. The density of new-fallen snow[J]. *Weekly Wea Crop Bull*, 42(51):7.