

杨舒楠,徐珺,何立富,等,2017. 低层温度平流对华北雨雪天气过程的降水相态影响分析[J]. 气象,43(6):665-674.

低层温度平流对华北雨雪天气过程的 降水相态影响分析^{*}

杨舒楠 徐 珺 何立富 于 超

国家气象中心,北京 100081

提 要: 利用常规地面、探空观测资料、NCEP FNL 和 GFS 分析资料,通过对 2012 年 11 月 3—4 日华北地区雨雪天气过程的降水相态特征进行分析,发现涡旋外围的雨雪分界线基本与 925 hPa 的 0℃ 等温线和 925 hPa 偏北与偏南风的流线辐合线相吻合;而涡旋中心附近的雨雪分界线则存在从涡旋西北象限向涡旋中心逆时针旋转的特征。气旋发展初期,降雪主要集中在 850 hPa 低涡的东北偏北象限到西北象限之间,低涡的东南象限为降雨。随着气旋强度增强,低层冷平流导致低涡西南象限温度下降,降雪落区逐渐沿气旋西侧的流场向南发展,最终呈现出气旋形状的分布特征。雨雪相态的转变取决于整个对流层低层(850~950 hPa)的温度平流状况。当 900~850 hPa 或者 950~900 hPa 出现较强暖平流时,即使其他层次存在明显冷平流,降水相态仍然可能以雨为主。低层涡旋西侧的西北冷平流是造成降雪的最重要原因,当低层气流转变为偏东风后,冷平流消失,降水相态转变为雨。

关键词: 降水相态,低层涡旋,雨雪分界,温度平流

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.003

Impacts of Low-Level Temperature Advection on the Precipitation Type of Heavy Rain-Snow Process in North China

YANG Shunan XU Jun HE Lifu YU Chao

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: By using the data of conventional surface and sounding observations as well as the associated NCEP FNL and GFS reanalysis data, the features of precipitation type of heavy rain-snow process in North China during 3—4 November 2012 are studied in this paper. It is found that in the periphery of low-level vortex, the rain and snow separatrix is identical with the 0℃ isotherm and streamline convergence zone between northerly and southerly wind at 925 hPa. However, near the center of low-level vortex, the rain and snow separatrix takes on a feature of anticlockwise revolving from the northwest quadrant to the center of the vortex. In the early stage of cyclone developing, snow is located at the north-northeast quadrant to northwest quadrant of the 850 hPa vortex while the precipitation type at southeast quadrant is rain. As the extratropical cyclone intensifies, temperature at the southwest quadrant of low-level vortex drops quickly due to the low-level cold advection. Therefore, the snow area gradually expands southward along the wind flow of the west side of low-level vortex and takes on a cyclonic-shaped distribution ultimately. The temporal evolution of precipitation type depends on the temperature advection of the whole low-level troposphere (850—950 hPa). When there is warm temperature advection in either 900—850 hPa or 950—900 hPa level, the precipitation type may still be rain even if cold advection exists in other levels. The cold

^{*} 北京市自然科学基金(重点)项目(8171002)资助

2016 年 1 月 14 日收稿; 2016 年 8 月 24 日收修定稿

第一作者:杨舒楠,主要从事暴雨、暴雪等灾害性天气研究. Email:shunanyoung@163.com

temperature advection of northwest wind at the west side of low-level vortex is very important to snow. When the low-level wind transforms to easterly wind, the low-level cold advection disappears, and finally, the precipitation type involves to rain.

Key words: precipitation type, low-level vortex, rain and snow separatrix, temperature advection

引 言

降雪是我国冬季常见的天气现象,暴雪灾害对人民的生产生活和交通运输等的影响越来越显著。特别是 2008 年的南方冰冻雨雪灾害,带来了广泛的社会关注,随后气象学家针对冰冻雨雪天气产生的机制机理及降水相态等进行了广泛研究(姚蓉等, 2009;曾明剑等, 2008;赵思雄和孙建华, 2008;宗志平和马杰, 2011)。

国外针对降水相态的研究始于 20 世纪 50 年代。Wagner(1957)首次提出用 1000~500 hPa 的平均温度作为降水相态预报的判断指标。此后,气象学家们应用 1000~500 hPa 的厚度接近 5400 m 且 850 hPa 温度低于 0℃作为雨雪分界的判断标准。但该厚度指标仅考虑了整个对流层中低层的平均温度特征,随后其他一些更能够反映对流层低层温度特征的厚度指标被应用于降水相态的预报中,如:850~700 hPa、1000~850 hPa 厚度等。Hepner(1992)指出 850~700 hPa 厚度比 1000~500 hPa 厚度对降水相态更具有指示意义。这些厚度指标虽然在统计上能够较好地与降水相态相吻合,但也经常会出现误判。厚度指标的临界值往往与大气的稳定度和地形有关。当大气为稳定层结时,厚度指标在判断降水相态时效果较好;而大气层结不稳定时,则经常会给出错误的指示(Forbes et al, 1987; Kocin and Uccellini, 1990; Businger et al, 1992)。另一方面,地形较高时的厚度指标临界值往往比地形较低时大很多(Wagner, 1957)。近年来的研究表明,造成降水相态转变的原因往往比较复杂。Kain et al(2000)运用温度倾向诊断分析的方法指出,雪花在融化过程中的非绝热冷却能够决定降水相态的转变。Theriault et al(2010)运用敏感性试验研究指出,降水相态与垂直温度廓线和降水率有密切的关系,非常小的温度扰动($\pm 0.5^{\circ}\text{C}$)也会带来地面降水相态的改变。

近年来,我国对降水相态的影响机制和预报方法的研究也取得了很大进展(张小玲和程麟生,

2000;王正旺等, 2010;梁军等, 2010;董全等, 2013;廖晓农等, 2013;隋玉秀等, 2015;许美玲等, 2015;漆梁波和张瑛, 2012)。对于降雪预报,尤其是初雪预报越来越受到社会的广泛关注。张元春等(2013)对一次华北暴雪过程中的低涡进行了诊断分析,指出低层涡旋边界平均气流对扰动涡度的输送是涡旋发展的重要机制之一。李江波等(2009)通过对 7 次雨雪相态转换过程的分析,指出地面温度在 0℃左右和 1000 hPa 温度在 2℃以下可作为判断相态转变的依据, 850 hPa 温度对降水相态的影响不大。许爱华等(2006)也指出, 925 hPa 以下的大气温度是南方降雪相态转换的关键。以往对降水相态的研究更多关注于对流层低层的温度状态,但对导致对流层低层温度变化的影响过程研究相对较少,而水平温度平流是引起对流层低层温度变化最重要的因素之一。刘建勇等(2013)对比分析了寒潮型暴雪和冷暖空气对峙型暴雪的降水相态特征,发现温度平流的强度和高度层次是两次雨雪天气过程的最大差异,但他们的研究仅限于降水相态的空间分布差异上。当降水过程中对流层低层的温度接近雨雪相态转变的临界温度时,雨雪相态的转变会对对流层低层温度平流非常敏感。因此,探讨对流层低层温度平流对降水相态空间分布及时间演变的影响对于降水相态预报有非常重要的意义。本文将基于一个个例的分析,对低层温度平流对降水相态演变的影响进行探讨。

2012 年 11 月 3—4 日,华北地区出现了大范围雨雪天气过程。此为北京入冬以来的首场降雪,具有初雪时间较早、降水相态复杂多变、降水量破历史同期极值等特点。本文将对此天气过程的降水相态进行分析。重点讨论降水相态的空间分布与低涡系统和低层温度平流之间的配置关系,并针对北京(54511 南郊观象台站,下同)、延庆、密云三站的降水相态差异进行对此分析,探讨对流层低层温度平流对降水相态演变的影响。

1 资料选取

在本文研究过程中,选用常规地面观测站逐 3 h

的地面观测数据、每日两次的常规探空观测资料以及华北地区逐时的自动站观测数据对雨雪天气过程的降水量、降水相态和天气形势进行分析;选用NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的 FNL 分析资料和 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的 GFS 分析资料对雨雪相态的空间分布和时间演变特征进行诊断分析。

2 天气形势简介

2012年11月3—4日,一场大范围雨夹雪或降雪天气过程席卷华北地区。此次天气过程为温带气旋发展、加强、东移造成的。以往研究表明,许多降雪过程都与温带气旋的形成、发展有关(Ulbrich et al, 2001; Pearce et al, 2001)。在这次过程中,气旋首先在低层发展起来,850 hPa 低涡于2日08时在蒙古国中部形成,随后快速东移南压,2日20时移动到河套地区,之后该低涡一直维持在 40°N 附近缓慢向东移动并略有北抬(图1)。500 hPa 低涡

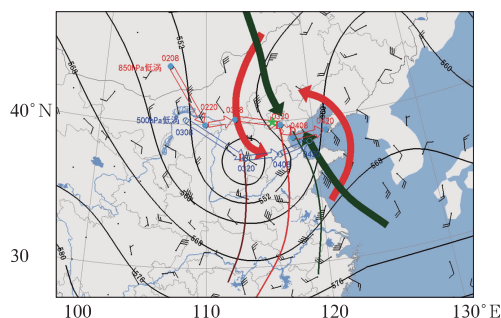


图1 2012年11月3日20时天气形势配置

[500 hPa 高度场(黑色实线), 850 hPa 风场(风向杆), 850 hPa 气流(红色实心箭头), 925 hPa 气流(绿色实心箭头)和 500 hPa (棕色), 850 hPa (红色)、925 hPa (绿色)槽线, 以及2日08时至4日20时 500 hPa (蓝色空心箭头)、850 hPa (红色空心箭头)低涡演变, 绿色五角星为北京的位置]

Fig. 1 Synoptic circulations at 20:00 BT 3 November 2012

[500 hPa geopotential height (black line); 850 hPa wind (barb); 850 hPa (red solid arrow) and 925 hPa (green solid arrow) streamline; 500 hPa (brown), 850 hPa (red), and 925 hPa (green) trough; and the evolution of 500 hPa (blue hollow arrow) and 850 hPa (red hollow arrow) vortex centers from 08:00 BT 2 to 20:00 BT 4 November 2012; green star represents the location of Beijing]

形成于3日08时,随后快速东移南压,3日20时之后缓慢北抬东移出海。整个低涡的发展非常迅速,且500 hPa 低涡比850 hPa 低涡位置明显偏东,气旋斜压性很强。受气旋系统影响,内蒙古中东部、山西和河北北部、北京、天津、山东等地出现了大范围持续性降水。其中3日08时至4日08时(北京时,下同),北京全市平均降水量为53.1 mm,城区平均为58.7 mm,最大降水出现在海淀凤凰岭(96.0 mm)。强降雪过程导致北京西部和北部积雪深度达2~19 cm。在降水过程中,华北地区对流层低层温度接近雨雪相态转变临界点,降水相态复杂多变,北京城区反复出现雨转雨夹雪再转雪和雨夹雪转雨的过程,给降水相态预报带来很大挑战。

3 降水相态空间分布

此次雨雪天气过程中,降水相态的空间分布极不均匀(图2)。内蒙古中东部、山西北部 and 河北西北部等地降水相态以雪为主,华北东北部和山东降水相态为雨,而山西中部、河北北部和中部、北京以及内蒙古东南部则存在雨夹雪天气或雨雪相态的转变,如太原、赤峰、张家口和北京站。降水相态的空间分布不均与动力、热力条件的配置有密切的关系。

图2给出了对流层高、中、低层天气系统与降水落区、降水相态空间分布之间的配置图。从图中可以看出,在整个降水过程中,华北地区从200~925 hPa均受低压系统控制,且系统随高度的增加明显向西南倾斜,各层低压系统缓慢向东移动并迅速增强。

3日20时,华北地区200 hPa 高空为强高空槽系统控制,槽前存在明显的高空急流,500 hPa 有低涡系统存在。降水主要发生在高空急流的北侧以及500 hPa 涡旋的东南到西北象限之间(图2a)。4日08时,高空急流和低槽系统均向东南发展,500 hPa 涡旋强度显著增强(图2b)。从图2a和2b中可以发现,涡旋中心的雨雪分界线存在从涡旋西北象限向涡旋中心气旋性旋转的特征。

3日20时,850 hPa 低涡中心位于北京地区上空,低涡附近等温线非常密集,东西方向水平温度梯度较大(图2c)。低涡西北象限为西北风,东南象限为强东南急流(图1和图2c),流线与等温线交角较大,温度平流显著。低涡西北象限为强冷平流,东南象限为暖平流,冷、暖平流在北京地区东部交汇(图3a)。受低层温度影响,850 hPa 低涡的东北偏

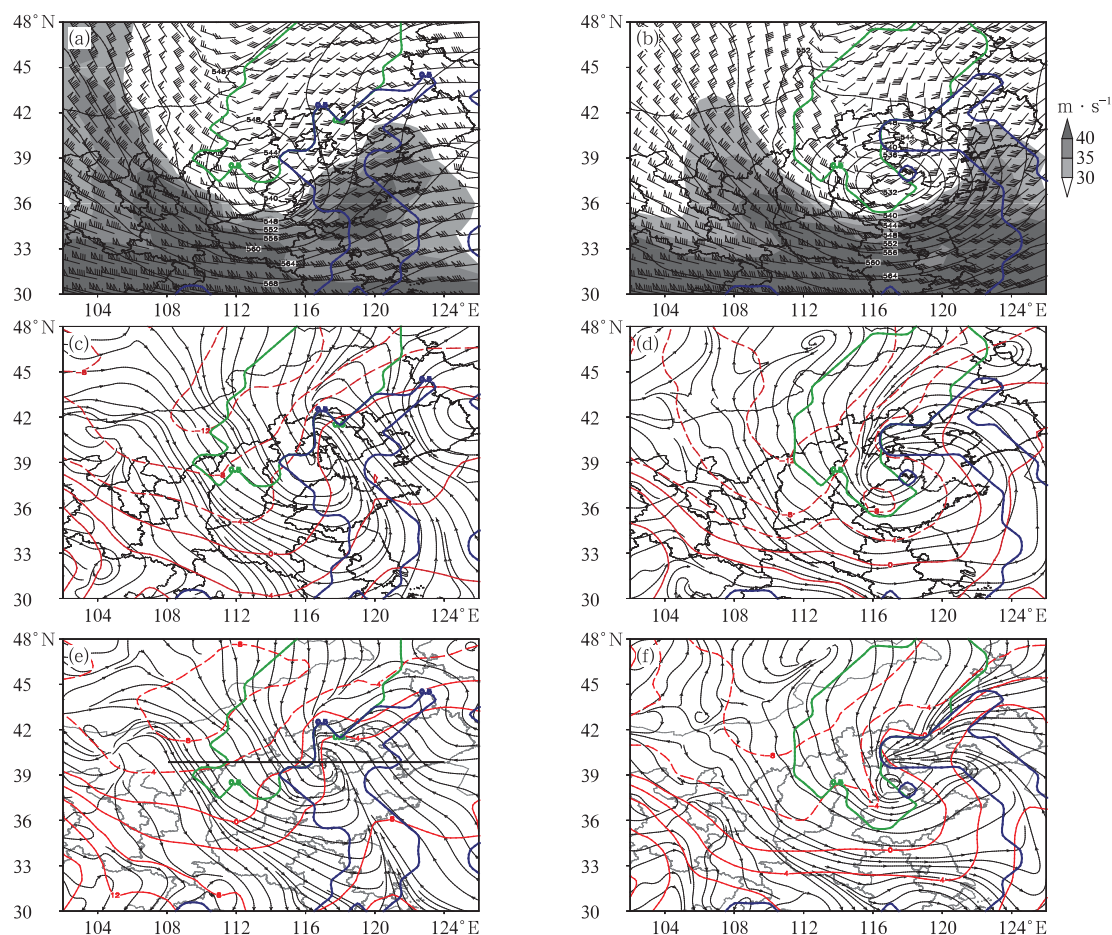


图2 2012年11月3日20时(a, c, e)和4日08时(b, d, f)的(a, b)200 hPa风场(风向杆)和高空急流(阴影, 风速 $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)、500 hPa位势高度(实线, 间隔: 40 gpm), (c, d)850 hPa, (e, f)925 hPa温度(红色, 单位: K)和流场(流线)(绿色粗线和蓝色粗线分别代表降雪和降雨, 图e中黑色粗线为剖面位置)

Fig. 2 The 200 hPa wind (barb) and jet (shaded area, $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and 500 hPa geopotential height (solid line, interval: 40 gpm) (a, b), 850 hPa (c, d) and 925 hPa (e, f) temperature (red line, unit: K) and streamline at 20:00 BT 3 (a, c, e) and 08:00 BT 4 (b, d, f) November 2012 (Green and blue thick lines indicate areas of snow and rain, respectively, and black thick line in Fig. 2e shows the position of vertical section in Fig. 5)

北象限到西北象限为降雪, 东南象限以降雨为主, 西南象限为阴天天气(图2c)。北京地区正好位于冷平流中心到冷暖平流交汇的位置, 西北部的延庆站地面温度迅速降低到 0.2°C (图6), 降水相态转变为雪, 而东部的密云站地面温度始终维持在 5°C 左右(图6), 温度降低不明显, 降水相态依然以雨为主。随着气旋的发展和移动, 4日08时850 hPa低涡位于北京地区东南部, 低涡的北侧为东北风、西侧为西北风, 冷空气不断逆时针卷入涡旋之中, 850 hPa冷平流从气旋的西侧一直延伸到南侧(图3b), 造成低涡南侧的温度快速下降, 逐渐形成一个冷中心

(图2d)。此时, 降雪和降雨落区的空间分布基本以850 hPa低涡东北到西南的直线为界限, 北侧为降雪, 南侧为降雨, 降雪从气旋北侧逆时针向气旋南侧发展, 气旋西南象限的降雪范围明显增大。

从925 hPa的环流特征来看(图2e和2f), 3日20时至4日08时, 925 hPa冷空气明显向东南推进, 涡旋北侧为偏北气流, 南侧为偏南气流, 温度平流较大, 在涡旋附近形成了明显的冷舌和暖脊。此时雨雪分界线基本与925 hPa的 0°C 等温线相重合。在涡旋发展成熟期(4日02—08时, 图2f), 雨雪分界线与925 hPa偏北风和偏东风相交汇的流线

辐合线相吻合。

综合以上分析,此次温带气旋造成的雨雪天气过程中,降水主要发生在高空急流的北侧以及涡旋的东南到西北象限之间,500 hPa 涡旋中心处的雨雪分界线存在从涡旋西北象限向涡旋中心气旋性旋转的特征。受低层温度平流作用的影响,降雪在初期主要集中在低层涡旋(850 hPa)的东北偏北象限到西北象限之间,低涡的东南象限为降雨天气。随着气旋强度的增强,低层温度平流导致 850 hPa 低涡西南象限温度下降,降雪落区逐渐沿气旋西侧的流场向南发展,最终呈现出气旋形状的分布特征。雨雪分界线的位置基本与 925 hPa 的 0°C 等温线相重合;在涡旋发展成熟期,雨雪分界线与 925 hPa 偏北风与偏南风相交汇的流线辐合线吻合较好。

850 和 925 hPa 的水平温度平流显示(图 3a 和 4a),3 日 20 时,在北京西部有较强的冷平流存在,北京东部地区则受暖平流影响,冷暖平流交汇位于北京东部呈南北走向。与此相对应,此时的雨雪分界线在北京附近也呈南北走向,其与冷暖平流分界线位置吻合较好,冷平流对应着降雪天气,暖平流区

对应着降雨天气。然而,对于华北其他地区的降水,雨雪分界线与冷暖平流分界线的对应关系则较差,这是因为北京附近的低层温度恰巧位于雨雪转变的临界点,对低层的温度平流十分敏感。到 4 日 08 时,850 和 925 hPa 的水平温度平流在北京的东北部均表现为暖平流,而北京西南部则为冷平流,冷暖平流分界线依然与雨雪分界线吻合较好(图 3b 和 4b)。此外,此时 925 hPa 上,从河北中部到山东北部均有冷平流出现,对应这些地区降水相态由 3 日 20 时的雨转变为 4 日 08 时的雪。而在 850 hPa 上,河北中部的温度平流特征不明显。此时,降水相态对 925 hPa 的温度平流更敏感,冷平流的气旋性卷入和南伸决定了降雪落区的向南扩展。

为进一步分析垂直环流、热力结构特征对降水相态的影响,图 5 给出了沿图 2e 黑色粗线所示剖面的温度、经向风速和纬向垂直环流的垂直分布图。从图 5a 中可以看出,3 日 20 时,地面冷锋位于 117.5°E 附近,锋面随高度迅速向西倾斜。锋面西侧温度较低,地面温度在 0°C 附近,925 和 850 hPa 温度分别在 -4 和 -8°C 左右。锋面东侧为暖空气,

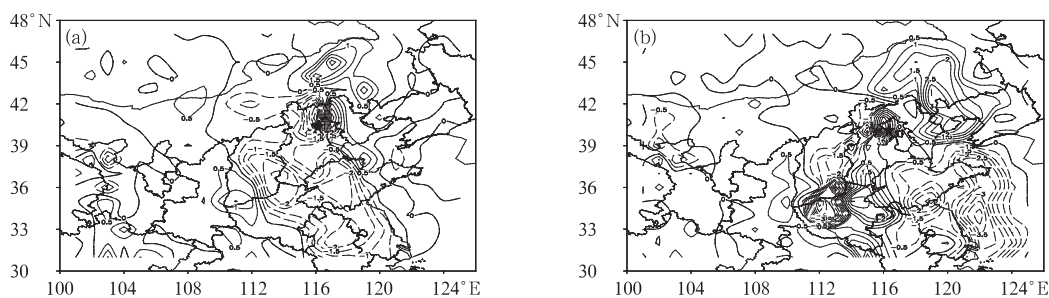


图 3 2012 年 11 月 3 日 20 时(a)和 4 日 08 时(b)850 hPa 水平温度平流

(负值为虚线,单位: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1}$; ★为北京的位置)

Fig. 3 The 850 hPa horizontal temperature advection (unit: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1}$) at (a) 20:00 BT 3 and (b) 08:00 BT 4 November 2012

(Black star represents the location of Beijing)

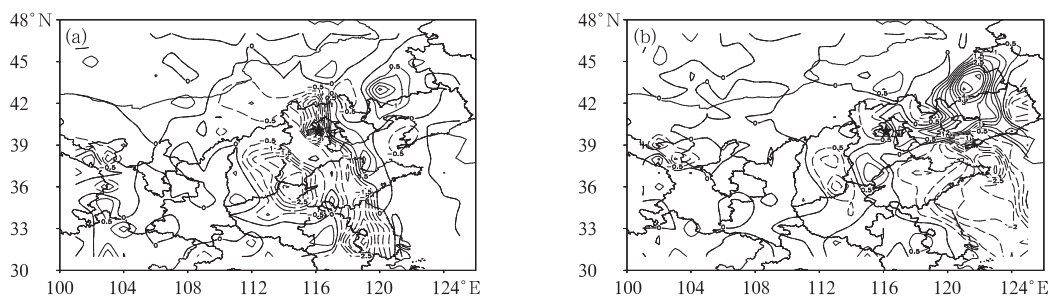


图 4 同图 3, 但为 925 hPa

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for 925 hPa

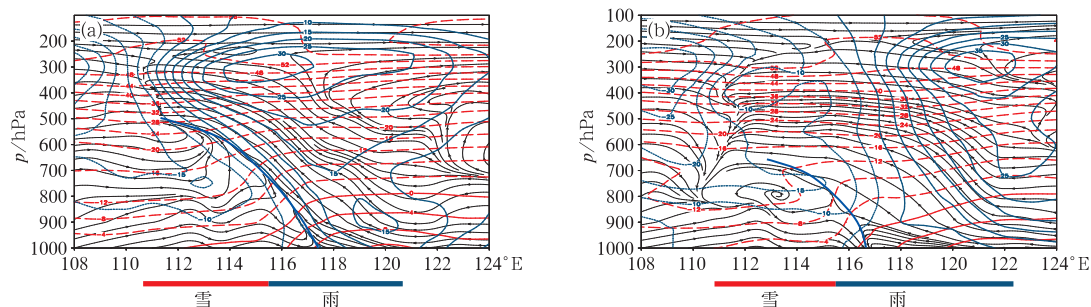


图 5 2012 年 11 月 3 日 20 时(a)和 4 日 08 时(b)沿图 2e 中黑色粗线垂直剖面上的温度(红色, 负值为虚线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、经向风速(蓝色细线, 负值为北风, 正值为南风, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、纬向垂直环流(流线)和冷锋(蓝色粗线)垂直分布

Fig. 5 Vertical sections of temperature (red, unit: $^{\circ}\text{C}$), v -wind (blue line, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), u - w vertical circulation (streamline) and cold-front (blue thick line) along the black thick line in Fig. 2e at (a) 20:00 BT 3 and (b) 08:00 BT 4 November 2012

850 hPa 温度在 4°C 左右。冷锋的西侧为西北风, 东侧为强东南急流, 东、西风交汇处具有明显的上升运动, 上升运动一直维持到 400 hPa 附近。在冷锋的两侧均存在降水, 锋面右侧(暖空气)降水相态以雨为主, 而锋面附近的水平温度梯度大值区则存在雨到雪的降水相态过渡, 锋面西侧(冷空气)降水相态以雪为主。

4 日 08 时(图 5b), 锋面强度有所减弱, 垂直上升运动的高度降低到 600 hPa, 水平范围从 3 日 20 时的 121°E 扩展到 123°E , 降水范围东扩。锋面冷空气一侧 800 hPa 存在一个气旋式涡旋, 造成 800~700 hPa 为偏东风气流, 水平温度平流为暖平流。800 hPa 以下仍然受西北气流控制, 气旋西北象限的降雪带沿着冷空气向南卷入涡旋南侧, 但由于 800~700 hPa 暖平流的影响, 低层涡旋西南象限的降雪范围在随后时刻将逐渐减小。可见低层涡旋西侧的西北气流所带来的冷平流对降雪的发展有很重要的影响。西北气流强时, 气旋西南象限的气温下降明显, 降雪范围扩大; 700 hPa 转为偏东风后, 降雪范围随之缩小。气旋的东侧为偏东风, 暖平流显著(图 3, 图 4), 且倾斜的垂直上升运动又带来了垂直暖平流, 水汽凝结释放潜热, 均会造成涡旋东侧温度较高, 降水相态以雨为主。

4 降水相态时间演变

在此次过程中, 降水相态不仅空间分布不均匀, 时间上也存在复杂的相态转变过程, 且不同站点之间降水相态演变差异十分明显。本节选取北京、延

庆、密云三个国家级气象站, 重点分析其降水相态演变与对流层低层温度平流之间的关系。

图 6 给出了以上三个站点的地面要素和降水相

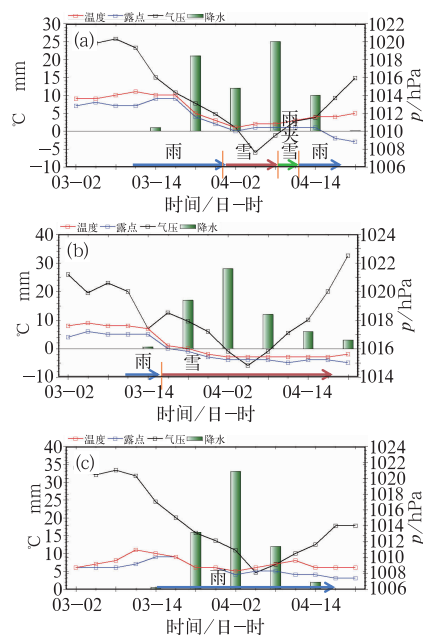


图 6 2012 年 11 月 3 日 02 时至 4 日 20 时北京(a)、延庆(b)和密云站(c)地面观测温度(红色, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、露点温度(蓝色, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、海平面气压(黑色, 单位: hPa)、6 h 累积降水(柱状图, 单位: mm)和观测降水相态

Fig. 6 Observations of surface temperature (red, unit: $^{\circ}\text{C}$), dew-point temperature (blue, unit: $^{\circ}\text{C}$), sea-level pressure (black, unit: hPa), 6 h accumulated precipitation (histogram, unit: mm) and the observed precipitation type of Beijing (a), Yanqing (b), and Miyun (c) from 02:00 BT 3 to 20:00 BT 4 November 2012

态随时间的演变。从图中可以看出,北京站的降水相态存在着雨转雪、再转雨夹雪又转雨的复杂过程;延庆站除了降水初期为降雨外,后期全部为降雪;而密云站的降水相态在整个过程中始终为雨。进一步分析这三个站点的地面观测演变特征显示,随着低涡系统的形成和东移,三个站点都出现了明显的气压下降、降水产生、气温骤降的过程。而随着气旋系统的移出,海平面气压渐渐回升,气温略有回暖,降水逐渐结束。

延庆站3日08时气压开始缓慢下降,3日11时降水产生,此时降水相态为雨。3日14时,延庆站气温开始迅速下降,到3日下午温度降低到 0°C 左右,降水相态转为雪,随后地面低温一直持续到降水过程结束(图6a)。与此相对比,北京站所处的经度和延庆相差不多,所以两个站点几乎同时出现气压下降的趋势(图6a和6b)。但北京站地面温度的快速下降却从3日17时才开始,比延庆站晚3h。由于北京站的前期气温较延庆高一些(与地形和纬度有关),所以降水相态直到4日凌晨才转为雪。随后,低压中心移出北京,海平面气压和温度均缓慢上升,从而导致降水相态转为雨夹雪和雨。密云站所处的经度较延庆和北京站略偏东,所以其气压和温度开始下降的时间较后两者略晚3h左右,并且气旋造成的温度变化趋势不明显,气温的演变特征具有明显的日变化规律。密云站的地面温度始终维持在 4°C 以上,降水相态为雨(图6c)。

从850 hPa低涡的演变来看(图1),低涡向北京地区移近时,涡旋中心在纬度上始终维持在 30°N 附近。延庆站位于850 hPa低涡的北侧,受西北冷平流的作用,气温下降开始得较早。北京站位于850 hPa低涡的西南侧,冷平流来自涡旋西北象限的西北和东北气流,随着气旋的发展不断卷入到涡旋的西南象限,导致地面温度的下降(图6a),所以其温度下降较延庆要晚一些。密云站位于低涡东侧,地面温度一直维持较高(图6c),降水相态在整个过程中均为雨。

为进一步分析热力特征对降水相态的影响,图7和图8分别给出了北京、延庆、密云三站水平温度平流和温度、相对湿度、垂直速度、云水以及水平风矢的时间-垂直剖面图。在低涡系统移近前(2日20时至3日08时),北京站(图7a和图8a)位于高空槽前的西南气流之中,低层温度较高,虽然存在弱的暖区上升运动,但相对湿度较低。在此过程中,低层温

度平流较弱,温度变化不明显,850 hPa温度基本维持在 8°C 左右。3日14时,涡旋系统移到北京西侧,北京站低层气流转为弱偏南风,对流层低层空气达到饱和,上升运动迅速加强,且一直延伸到对流层顶,水汽凝结降水产生。3日14时北京站低层开始有冷空气入侵。3日20时,低层涡旋移动到北京地区上空,北京站低层转变为较强的西北气流,此时垂直上升运动和云水凝结比均达到最大,降水强度增强。在低层强西北气流的作用下,冷平流在3日20时达到最强,随后低层温度开始迅速下降,降水相态从雨转为雪。由于气旋系统随高度明显向西倾斜,3日20时前后,北京站850 hPa以上高空位于槽前为东南暖平流,冷平流仅局限于900 hPa以下,这导致对流层900 hPa以上没有出现明显的温度下降。4日02时之后,低层冷平流逐渐减弱,弱冷平流仅在

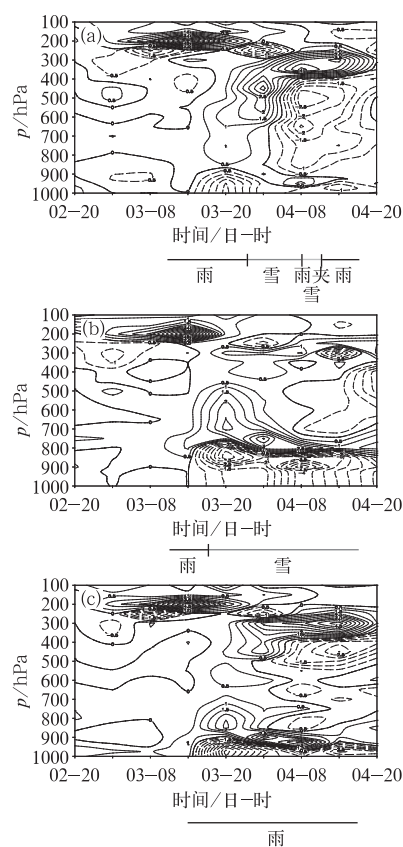


图7 2011年11月2日20时至4日20时(a)北京、(b)延庆、(c)密云水平温度平流(单位: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1}$)时间-垂直剖面图和观测降水相态演变

Fig. 7 Temporal-vertical distribution of horizontal temperature advection (unit: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1}$) of Beijing (a), Yanqing (b) and Miyun (c) from 20:00 BT 2 to 20:00 BT 4 November 2012, and the associated evolution of precipitation type

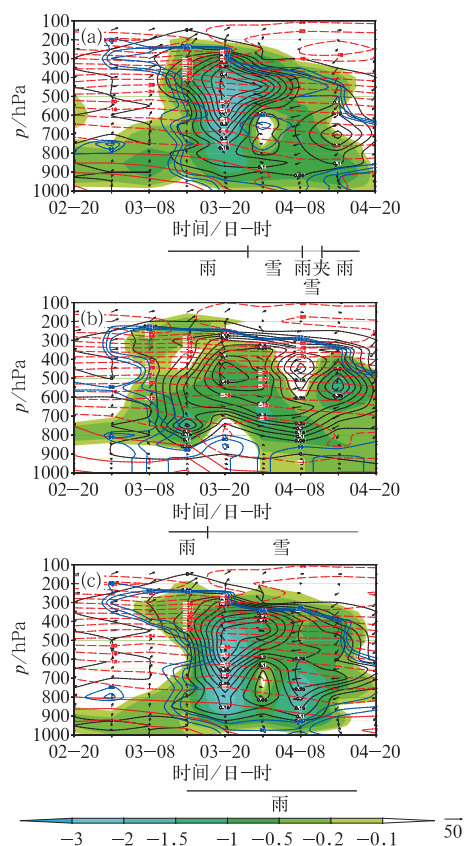


图8 2012年11月2日20时至4日20时北京(a)、延庆(b)、密云(c)温度(红线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度(蓝线, $>80\%$)、 p 坐标垂直速度(填色, 单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)、云水混合比(黑线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和水平风矢(箭头)的时间-垂直剖面图和观测降水相态演变

Fig. 8 Temporal-vertical distribution of temperature (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$), relative humidity (blue line, $>80\%$), vertical wind speed on p coordinate (shaded area, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$), cloud water mixing ratio (black line, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and horizontal wind (arrow) of Beijing (a), Yanqing (b) and Miyun (c) from 20:00 BT 2 to 20:00 BT 4 November 2012, and the associated evolution of precipitation type

近地面层存在, 950~900 hPa 为暖平流。虽然此时 850 hPa 以上位于高空槽后, 有冷平流, 但其对低层温度的影响不大(该个例中垂直方向的能量输送较弱), 低层温度的下降速度开始减慢。4 日 08 时北京站低层气流转为偏东风, 垂直上升运动和云水凝结比的高度均较之前有明显降低, 降水强度减弱。此后, 850 hPa 温度基本维持在 -2°C 左右, 再加上 900~950 hPa 高度层的弱暖平流作用, 降水相态从

雪转为雨夹雪再转雨。

延庆站(图 7b 和图 8b)的低层冷平流在持续时间、空间范围和强度上均较北京站强很多。3 日 14 时至 4 日 20 时, 延庆站 800 hPa 以下高度层均为较强水平冷平流, 最大冷平流强度约为北京站的两倍。因此其所造成的温度下降幅度明显大于北京站。至 3 日 17 时, 850 hPa 温度就下降到 -6°C 左右, 降水相态转为雪。另外, 延庆站低层的西北气流或偏西气流维持时间比北京站长很多, 从 3 日 20 时至 4 日 14 时, 对流层低层均为西北或偏西气流, 导致低层冷平流在延庆长时间维持, 温度持续下降。再加上延庆站对流层中层暖平流较弱, 850 hPa 温度始终维持在 $-8 \sim -6^{\circ}\text{C}$, 降水相态保持为降雪。

密云站(图 7c 和图 8c)在降水发生之前, 低层温度和北京站相差不多。虽然其近地面层的冷平流比北京站强, 但冷平流高度却非常低, 900 hPa 以上(甚至到了后期 950 hPa 以上)到 800 hPa 受较强暖平流控制。从而导致降水过程中, 密云站近地面层温度下降迅速, 950 hPa 以下温度要明显低于北京站。但受 900~800 hPa 暖平流的影响, 密云站 850 hPa 附近的温度下降非常缓慢, 温度明显高于北京和延庆两站, 使该站的降水相态始终为降雨。从低层的风场演变可以看出, 在降水过程中, 密云站的低层也受西北气流控制, 但是西北气流仅局限在近地面层, 900 hPa 以上则转为偏东风, 导致其冷平流也局限在近地面层。

为进一步分析对流层低层温度平流对降水相态的影响, 图 9 给出了北京、延庆、密云三站 900~850 hPa, 950~900 hPa 以及整个对流层低层(950~850 hPa)的平均温度平流随时间的演变图。从图 9a 中可以看出, 北京站 3 日 20 时对流层低层整层为冷平流, 到 4 日 02 时, 950~900 hPa 的温度平流仍然为冷平流, 但 900~850 hPa 的温度平流已经转为暖平流, 导致整层温度平流为正值, 整层温度开始回升。到 4 日 08 时, 虽然 950~900 hPa 温度平流和低层整层温度平流均为负值, 但由于 900~850 hPa 存在较强的暖平流, 该层温度上升, 导致降雪被较暖空气融化, 降水相态转为雨夹雪。在整个降水过程中, 延庆站(图 9b)无论 900~850、950~900 hPa, 还是对流层低层平均的温度平流均维持着较强的冷平流, 因此其降水相态除了开始时为降雨外, 后期一直为降雪。密云站(图 9c)整个对流层低层的温度平流呈现出正负变化的特点。3 日 20 时至 4 日 02 时,

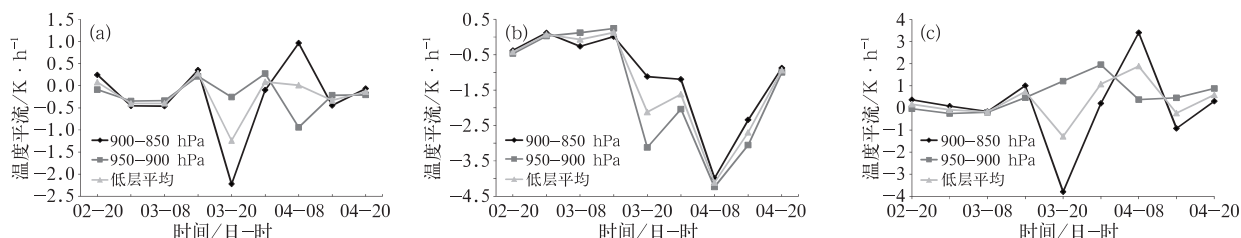


图9 2012年11月2日20时至4日20时北京(a)、延庆(b)、密云(c)900~850 hPa、950~900 hPa

和整个对流层低层(950~850 hPa)整层温度平流时间演变

Fig. 9 Temporal evolution of 900—850 hPa, 950—900 hPa, and the whole low-level (950—850 hPa) temperature advection of Beijing (a), Yanqing (b) and Miyun (c) from 20:00 BT 2 to 20:00 BT 4 November 2012

密云站 900~850 hPa 温度平流为明显的冷平流,但 950~900 hPa 却为暖平流;4日08时,密云站 950~900 hPa 温度平流转为冷平流,但 900~850 hPa 却为暖平流。由于密云站 900~850 和 950~900 hPa 的温度平流符号一直为反向关系,导致该站整个对流层低层的温度平流较小,且出现正负变化。

降水开始前,北京站和密云站前期的对流层低层温度非常接近(图 8a 和 8c),而北京站在 3 日 23 时降水相态从雨转为雪,密云站的降水相态却始终为雨。进一步对比北京站和密云站对流层低层的温度平流(图 9a 和 9c)发现,3 日 20 时密云站 900~850 hPa 的冷平流较北京站强,但密云站 950~900 hPa 的温度平流为较强的暖平流。该层暖平流导致密云站近地面层温度上升,降雪在此暖层中完全融化,因此降水相态没有发生从雨到雪的转变。

以上分析表明,水平温度平流对雨雪相态的转变有很重要的影响。而低层的西北气流则是造成冷平流的最重要原因。当低层气流转变为偏东风后,冷平流消失,降水相态转变为雨。降水相态取决于整个对流层低层(850~950 hPa)的温度平流状况。当 900~850 hPa 或者 950~900 hPa 出现较强的暖平流时,即使另外其他的层次存在冷平流,降水相态仍然可能以雨为主。

5 结 论

本文利用各种常规地面、探空资料、NCEP FNL 和 GFS 分析资料等对 2012 年 11 月 3—4 日华北地区的一场大范围雨雪天气过程进行分析。重点讨论降水相态的空间分布与各层天气系统及低层温度之间的配置关系,并对雨雪相态转变与对流层低层温度平流之间的关系进行探讨,得到以下结论:

(1) 此次过程伴随着温带气旋的加强、发展,大气低层温度接近雨雪相态转换的临界点。雨雪分界线的涡旋外围部分基本与 925 hPa 的 0°C 等温线以及流线辐合线相吻合。但涡旋中心附近的雨雪分界线则存在从西北象限向中心旋转的特征。涡旋西侧的西北冷平流对降雪的发展有很重要的影响。在初期,降雪主要集中在低层涡旋的东北偏北到西北象限之间。随后,低层水平温度平流导致低层涡旋西南象限温度下降,降雪落区逐渐沿着气旋西侧的流场向南发展,最终呈现出气旋形状的分布特征。

(2) 从热量诊断来看,水平温度平流对雨雪相态的转变有很重要的影响。降水相态取决于整个对流层低层(850~950 hPa)的水平温度平流。当 900~850 hPa 或者 950~900 hPa 出现较强的暖平流时,即使其他层次存在冷平流,降水相态仍以雨为主。

(3) 低层西北气流是造成冷平流的重要原因。当低层气流转变为偏东风后,冷平流消失,降水相态转变为雨。

(4) 本文仅就一次雨雪天气过程进行分析,降水相态空间分布将受不同天气系统和低层温度特征影响。此外,局地温度变化还与垂直温度平流和非绝热加热过程有关,对于这两项的精确计算需要更高分辨率的观测或数值模拟资料,这将有待于进一步的研究工作。

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[J]. 气象,39(3):324-332.
- 李江波,李银娥,裴雨杰,等,2009. 一次春节寒潮的降水相态变化分析[J]. 气象,35(7):87-94.
- 梁军,张胜军,王树雄,等,2010. 大连地区一次区域暴雪的特征分析

- 和数值模拟[J]. 高原气象, 29(3):744-754.
- 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[J]. 气象, 39(1):28-38.
- 刘建勇, 顾思南, 徐迪峰, 2013. 南方两次降雪过程的降水相态模拟研究[J]. 高原气象, 32(1):179-190.
- 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.
- 隋玉秀, 杨影泰, 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.
- 王正旺, 苗爱梅, 庞转棠, 等, 2010. 山西中南部区域性暴雪天气诊断分析[J]. 高原气象, 29(2):531-538.
- 许爱华, 桥林, 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.
- 姚蓉, 黎祖贤, 戴泽军, 等, 2009. 2008 年初持续雨雪灾害过程分析[J]. 气象科学, 29(6):838-843.
- 曾明剑, 陆维松, 梁信忠, 等, 2008. 2008 年初中国南方持续性冰冻雨雪灾害形成的温度场结构分析[J]. 气象学报, 66(6):1043-1052.
- 张元春, 孙建华, 傅慎明, 2013. 冬季一次引发华北暴雪的低涡涡度分析[J]. 高原气象, 31(2):387-399.
- 张小玲, 程麟生, 2000. “96·1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 I: 涡度和涡度变率诊断[J]. 高原气象, 19(3):285-294.
- 赵思雄, 孙建华, 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征[J]. 气候与环境研究, 13(4):351-367.
- 宗志平, 马杰, 2011. 2008 年初冻雨强度变化以及与逆温层特征之间的关系[J]. 气象, 37(2):156-160.
- Businger S, Musick D R, Watson G F, 1992. Case study of an unusually prolonged sleet event over North Carolina[C]// Symp Osium on Wea ther Forecasting, Atlanta: Amer Meteor Soc:139-141.
- Forbes G S, Anthes R A, Thompson D W, 1987. Synoptic and mesoscale aspects of an Appalachian ice storm associated with cold-air damming[J]. Mon Wea Rev, 115:564-591.
- Heppner P G, 1992. Snow versus rain: Looking beyond the “Magic” numbers[J]. Wea Forecasting, 7:683-691.
- Kain J S, Goss S M, Baldwin M E, 2000. The melting effect as a factor in precipitation-type forecasting[J]. Wea Forecasting, 15:700-714.
- Kocin P J, Uccellini L W, 1990. Snowstorms along the northeastern coast of the United States: 1955 to 1985[J]. Meteor Monogr, 22:280.
- Pearce R, Liloyd D, McConnell D, 2001. The post-Christmas ‘French’ storms of 1999[J]. Weather, 56(3):81-90.
- Theriault J M, Stewart R E, Henson W, 2010. On the dependence of winter precipitation types on temperature precipitation rate, and associated features[J]. J App Meteor Clima, 49:1429-1442.
- Ulbrich U, Fink A H, Klawa M, et al, 2001. Three extreme storms over Europe in December 1999[J]. Weather, 56(3):70-80.
- Wagner A J, 1957. Mean temperature from 1000 mb to 500 mb as a predictor of precipitation type[J]. Bull Amer Meteor Soc, 10:584-590.