

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.

2012年3月17日北京降水相态转变的机制讨论^{*}

廖晓农¹ 张琳娜¹ 何娜¹ 卢冰²

1 北京市气象台,北京 100089

2 中国气象局城市气象研究所,北京 100089

提 要: 由于受到资料分辨率的限制,对于降水相态转变过程以及机理的认识一直不够深入。在北京地区2012年3月17日夜间的降水过程中,降水相态经历了降雨、雨夹雪和降雪3个阶段。本文利用常规探测资料以及时间和垂直方向上分辨率较高的微波辐射仪温度廓线及基于雷达探测和中尺度模式的反演资料,首先分析了上述3个降水阶段温度的垂直分布,而后讨论了导致温度差异的机制。结果表明,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。3个降水相态温度分布差异较大的层次在对流层下层特别是抬升凝结高度附近。 0°C 层相对于云底的高度与降水相态密切相关。在降雨阶段, 0°C 层在云内,雨夹雪阶段在云底附近,降雪阶段下降到云底以下。冷空气活动是造成3个降水相态温度垂直分布不同的原因,但是在不同阶段影响的方式各异。在降雨转成雨夹雪阶段,“回流”东风将冷空气输送到北京,导致边界层内降温;雨夹雪转降雪的阶段,对流层底层温度进一步降低主要缘于高空槽后冷空气的侵入。因此,在北京地区导致降水相态转变的机制是多样且复杂的。

关键词: 降水相态, 温度垂直分布, 冷空气, 0°C 层高度

中图分类号: P458

文献标识码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.01.004

Analysis on the Mechanism of the 17 March 2012 Precipitation Type Variety in Beijing

LIAO Xiaonong¹ ZHANG Linna¹ HE Na¹ LU Bing²

1 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089

2 Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089

Abstract: Due to the limitation of data resolution, the understanding of mechanism for precipitation type transition is not deep enough. During the night of March 17, 2012 in Beijing, the precipitation types had gone through three stages of the rain, sleet and snow. By using sounding data, microwave radiometer data and the retrieval results from Doppler radar and mesoscale model, the temperature profiles in 3 precipitation stages are analyzed and then the mechanism leading to temperature differences is discussed also. The results show that, in snow stage, the depth of ice layer (including snow, ice and supercooled water mixing) becomes thicker and its base is closer to the surface. The main difference of temperature profile for three precipitation stages exists in the lower troposphere, especially around the lifting condensation level. The height of 0°C level relative to the cloud base is closely related with the precipitation phase. In the rain stage, the 0°C level is higher than the cloud base; but for the sleet, the 0°C level goes down below the cloud base when the snow is observed. The cold air causes such difference. However, the way is different. When the rain turns to sleet, the cold air is transported to Beijing by easterly wind. As the result, the boundary layer becomes cooler. However, in sleet to snow stage, the temperature in the lower troposphere

* 北京市气象局精细化预报创新团队(CX201103)资助

2012年5月7日收稿; 2012年7月26日收修定稿

第一作者:廖晓农,主要从事天气预报和灾害天气分析研究. Email: cristinlxn@126.com

reduces further mainly due to the cold air invasion accompanied with a trough passing by. Therefore, the mechanism of precipitation type variety is complicated in Beijing.

Key words: precipitation type, temperature profile, cold air, height of 0°C level

引 言

降水相态判别一直是困扰预报人员的一个难题,也是城市精细化预报服务进一步提高所遇到的瓶颈问题。近年来,针对降雪天气开展了一些研究(许爱华等,2006;漆梁波等,2012;李江波等,2009;Heppner, 1992; Czys et al,1996;Pruppacher et al, 1997;李青春等,2011;侯瑞钦等,2011;吴伟等,2011),其中一部分工作涉及雨雪判定(许爱华等,2006;漆梁波等,2012;李江波等,2009;Heppner, 1992; Czys et al,1996;Pruppacher et al,1997)。许爱华等(2006)指出南方降水相态主要取决于 925 hPa 以下大气温度,降雪时以 925 hPa 气温 $\leq -2^{\circ}\text{C}$ 可作为固态降水(雪)的预报判据。漆梁波等(2012)通过统计分析得出了中国东部地区冬季降水相态的识别判据,并发现综合考虑温度因子和厚度因子的识别判据表现更好。李江波等(2009)对河北地区冬季降水的研究发现当 0°C 层高度低于 950 hPa、地面气温在 0°C 上下、1000 hPa 温度低于 2°C 、925 hPa 温度低于 -2°C 时,降水性质将从雨向雨夹雪或雪转变。Heppner (1992) 和 Czys 等(1992)分别对北美的降水相态判断进行了研究和总结,提出了重点关注 850~1000 hPa 之间的气层位势厚度与 700~850 hPa 之间的气层位势厚度。Pruppacher 等(1997)对前人的观测资料做了整理后发现,在不同的温度下,云中所含的冰相粒子数有如下的特征:当温度高于 -4°C 时,云中主要以过冷水状态存在;当温度低于 -10°C 时,云中的冰相粒子含量为 70% 以上。

实际上,造成降水相态不同的关键应该在于空中的成雪机制,以及雪花在下落过程中发生的变化。然而,由于受到探测资料时空分辨率的限制,通过研究云中冰相粒子产生的层次及融化机制,并结合空中温度、湿度垂直结构对降水相态开展的研究并不多。

2012 年 3 月 17 日,北京出现了一次明显的降水过程,北京城区西部和西部山区的降水量达到 20 mm。在降水产生的过程中,降水的相态发生了

变化。据北京南郊观象台观测,20:15—22:12 为降雨,从 22:12 开始转成雨夹雪,23:50 以后变成降雪。北京市气象台对于此次过程的降水量预报基本正确,但是降水相态判别出现失误,没有预报出雨转雪的趋势。根据预报人员的判断,冷空气将在降水结束后影响北京,因此环境温度不会达到降雪的标准。那么,实际情况如何呢?究竟是哪一个层次内的温度改变在降水相态变化的过程中起了关键性的作用?导致温度变化的机制又是什么呢?

本文利用常规地面观测资料、探空、 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ NCEP 再分析资料、微波辐射仪、风廓线雷达探测资料以及基于雷达探测和中尺度模式的反演资料,试图回答上述科学问题,并且与 2009 年 11 月 1 日发生在相似背景下的一次雨转雪过程进行了对比。期望本文的分析结果对于预报人员认知降水相态改变的过程及机制有所帮助,并在此基础上提高过渡季节雨雪判别的能力。

1 降水产生的大尺度环境

降水天气产生在 500 hPa 高度场呈两槽一脊的环流背景下(图 1)。乌拉尔山地区是一个高压脊,我国东北到俄罗斯东部有一个深厚的低涡,冷空气沿脊前西北气流南下。降水即将开始时(17 日 20 时),高空槽临近北京。温度场分布表明,在槽附近分布着冷空气。18 日 08 时高空槽过境,北京上空转成西北气流。对流层低层(850 和 925 hPa),17 日 20 时横槽压在北京上空,横槽的北面是北风,南面则为偏南风,而且横槽北面等温线密集。降水结束后,横槽过境,温度锋区南压。因此,降水的发生与高空槽活动有关,而且在高空槽过境的过程中有冷空气侵入北京。

此外,图 1c 和 1e 表明,17 日 20 时在对流层低层,有高空槽影响我国东北地区,槽后的北风从 45°N 一直南下到渤海。从该区域温度分布可知,槽后风向与等温线基本垂直,它的作用是将冷空气输送到渤海,而后形成“东高”形势。因此,高空槽不是导致降水的唯一影响系统。

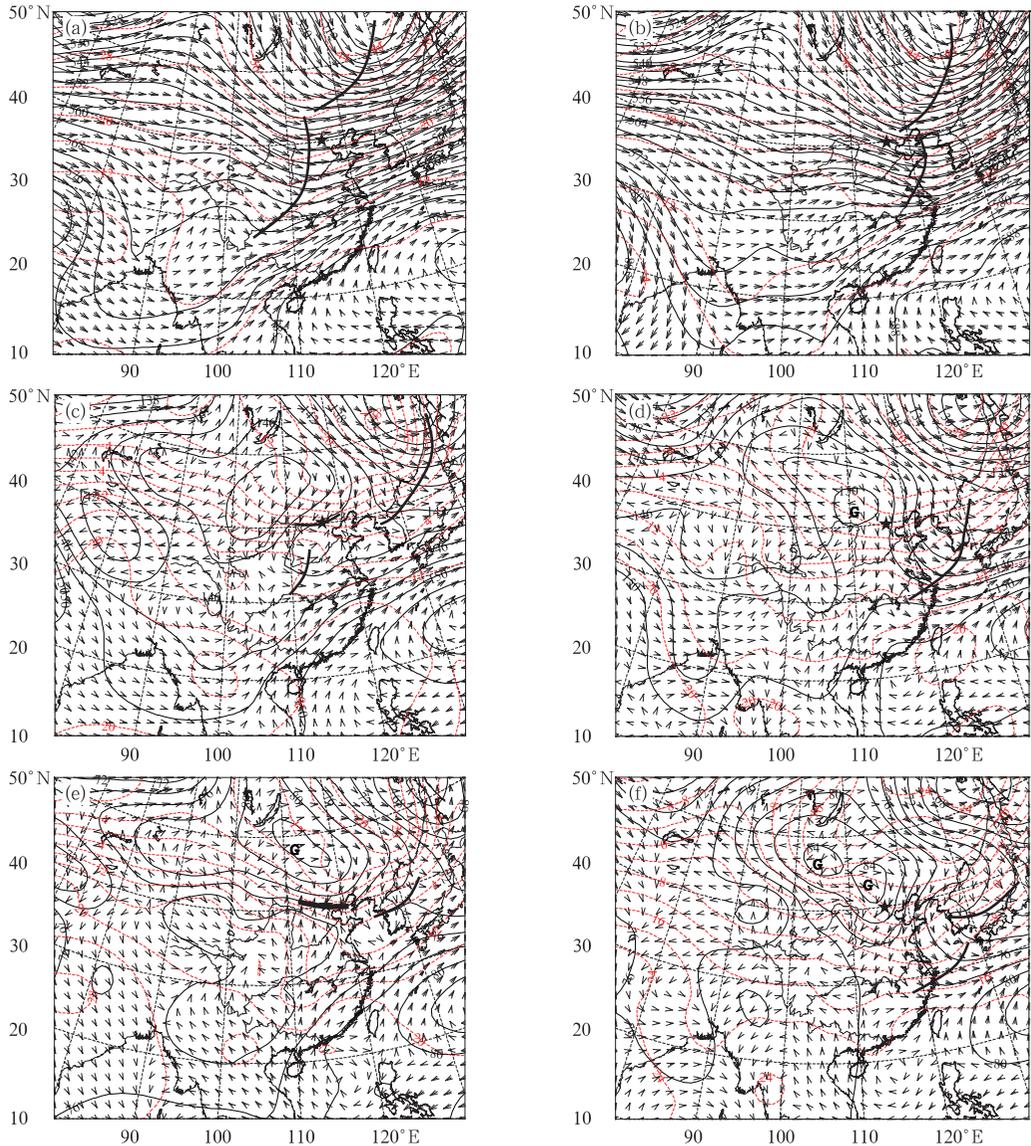


图 1 2012 年 3 月 17—18 日高空位势高度(黑色实线)、温度(虚线)和风场(★北京)
 (a)17 日 20 时 500 hPa,(b)18 日 08 时 500 hPa,(c)17 日 20 时 850 hPa,
 (d)18 日 08 时 850 hPa,(e)17 日 20 时 925 hPa,(f)18 日 08 时 925 hPa

Fig. 1 The geopotential height (black lines, unit: dagpm), temperature (dash lines) and wind fields at 20 BT 17 (a,c,e) and 08 BT 18 (b,d,f), March 2012; and at 500 hPa (a,b), 850 hPa (c,d) and 925 hPa (e,f) (★ Beijing)

从 17 日 14 时到 18 日 02 时地面气压场演变可以看到(图 2),地面倒槽也在降水产生的过程中起了一定的作用。14 时,倒槽从我国云南向北一直伸到中纬度地区,北京处在倒槽的顶部。在倒槽的北部,是与冷空气相对应的高压。冷空气从冷高压中分裂出来沿倒槽两侧向南侵入,其中倒槽西侧的冷空气较强,东侧的一股就是前面提到的从我国东北地区南下到渤海的冷空气,它相对较弱,并经渤海湾回流到华北平原东部形成偏东风,这是北京降水的

典型形势之一。此后,倒槽东侧冷空气势力逐渐加强,在北京的东面渤海湾附近,850 hPa 以下出现了一 6℃ 的冷空气堆,边界层内偏东风层次增厚、风速加大(图 3)。23 时,东西两侧的冷空气势力均力敌,形成了锢囚并稳定少动(图 2c)。到 18 日 02 时,冷高压南压、倒槽减弱,这应该是高空槽过境、冷空气侵入的结果。尽管如此,北京仍然在弱倒槽的辐合区中,地面维持偏东风,所以在高空槽过境后,降水仍然持续了一段时间。18 日 05 时,倒槽向西移动,北

京进入其东侧的高压中(图略),降水趋于结束。

综上所述,降水是高空槽和回流共同作用的结果。冷空气从高压中分裂南下在渤海堆积是回流形成的机制。

2 导致降水相态转变的机制分析

降水相态的决定因素比较复杂,涉及到云物理、

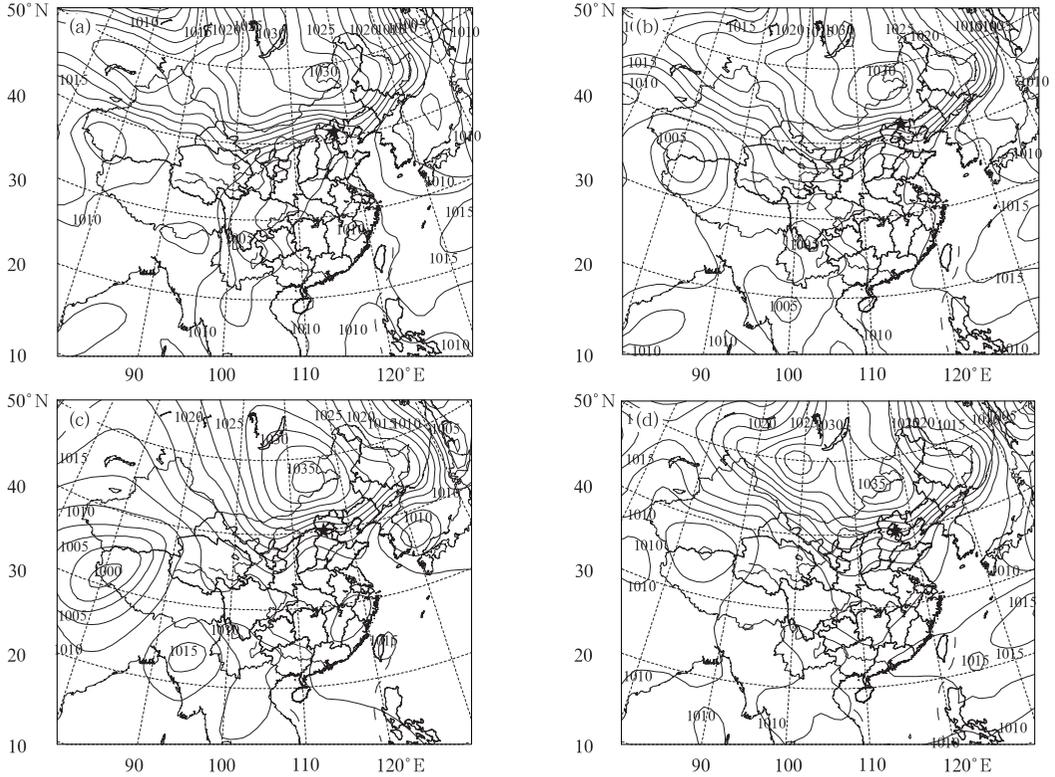


图 2 2012 年 3 月 17 日 14 时(a)、20 时(b)、23 时(c)和 18 日 02 时(d)地面气压场
 Fig. 2 The surface pressure fields at 14 BT (a), 20 BT (b), 23 BT (c) 17 March 2012 and 02 BT 18 March 2012 (d)

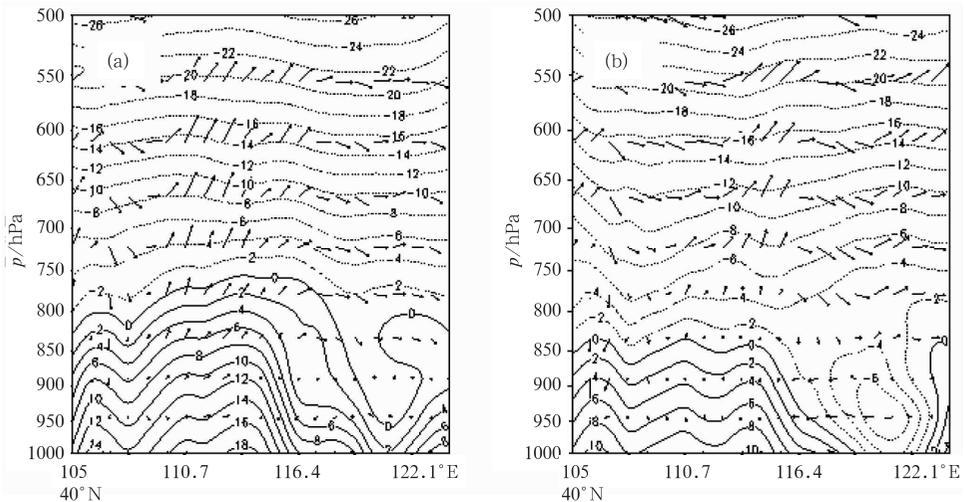


图 3 2012 年 3 月 17 日 14 时(a)、20 时(b)温度和风纬向剖面
 Fig. 3 Zonal cross-sections of temperature and wind at 14 BT (a) and 20 BT (b) 17 March 2012

环境大气温度等。在云内的温湿度符合冰雪形成和增长条件的前提下,地面到抬升凝结高度之间的温度就是决定降水相态的重要因子。当该层内的温度较高时,冰雪在降落过程中将融化形成降雨;反之,则可能观测到雨夹雪或雪。另外,冰雪下落的行程长短也是一个需要考虑的因素。本节将从环境大气温度演变的角度分析此次降水相态改变的机制问题,不讨论复杂的云物理过程。

2.1 对流层中下层温度的演变

根据 17 日 20 时北京探空计算得到的抬升凝结高度为 960 hPa(约 0.43 km)(图 4a),雷达探测到降水云的顶高为 5 km 左右(约 520 hPa),也就是说 960~520 hPa 之间为云层。从图 4 的温度廓线可知,雪花增长区在 680 hPa 以上,混合区位于 770~680 hPa 之间,冰雪层厚度 250 hPa,约占云层的 1/2,低于 -10°C 的区域占 36%。其下边界距地面 280 hPa 左右,固态凝结物下落的路径较长。云层的下半部则是由液态水组成,而且由于 850 hPa 附近以及抬升凝结高度以下的温度超过 0°C ,当来自高空的冰雪下落通过这些层次时也会融化。所以,冰雪层较薄、距地面较高和冰雪层下面温度高等决定了最初阶段降水呈液态。

17 日 20 时以后对流层中下层温度下降(图 4a~4c),比较而言 700 hPa 以下降温幅度较 500 hPa 更大,而且越到低层降温越明显。利用 18 日 02 时的温湿廓线计算得到的抬升凝结高度仍然在 960 hPa 附近,雷达探测到的云顶为 4 km(约 600 hPa)。但是由于对流层中下层的温度下降,致使 -4°C 层从 770 hPa 降低到 920 hPa,距离地面约 80 hPa,而且 -10°C 层的高度也降低到了 740 hPa。此时,冰雪层占云层厚度的 89%,温度低于 -10°C 的区域占 39%。也就是说,上述降温带来两个结果:一是云中冰雪层增厚;二是冰雪层距地面的高度降低,云中冰雪物下落到地面的行程缩短。此外,从温度廓线还可以看到, 0°C 层高度已经低于抬升凝结高度。上述温度的变化大大地降低了冰雪在下落过程中融化的可能性。所以,对流层下层温度下降是导致降水相态改变的原因之一。

为了更详细地了解降水 3 个阶段降水物离开云底后进入到了一个什么样的环境中,利用微波辐射仪资料绘制了 21:30 以后 0.5 km 以下(抬升凝结高度以下)层内逐分钟的温度时序图(图 4d)。在降

雨阶段, 0°C 层在云内,云底以下的温度为 $2\sim 5^{\circ}\text{C}$,因此即使来自高层的冰雪物能够下落到云底以下,由于环境温度高,也会导致其融化。当降水转变成雨夹雪时, 0°C 层高度下降到接近云底的高度,并且逐渐降低到云底以下。此时,地面到抬升凝结高度之间的温度为 $0\sim 3^{\circ}\text{C}$,较降雨阶段低。进入到降雪阶段以后, 0°C 层高度迅速下降,并且较长时间地维持在 0.25 km 高度附近,近地面层的温度为 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ 。对比降水 3 个不同阶段温度廓线可知(图 5),降水相态对云底附近的温度比较敏感。而且, 0°C 层高度与抬升凝结高度之间的关系以及 0°C 层的高度与降水相态之间有着密切的关系。

2.2 对流层中下层温度降低的机制讨论

降水相态的改变决定于低层的温度,那么是什么机制导致在降水产生的过程中低层温度降低呢?本文借助温度平流来进行机制分析。

2.2.1 标准等压面上的温度平流

温度平流是影响温度局地变化的重要因素。计算 17 日 08 时至 18 日 02 时 850 和 925 hPa 等标准等压面上的水平温度平流(图 6)。17 日 08 时,北京上空对流层低层受暖平流控制。20 时,随着横槽北侧偏北风南下,冷平流也南压到 40°N 附近,北京处在温度平流 0 线附近。18 日 02 时,两个层次均进入冷平流区,北京附近的平流值达到 $-30\sim -20^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ 。因此,冷空气活动是导致低层降温的原因。

2.2.2 降水相态转变两个阶段的冷空气活动

上述基于探空和 NCEP 再分析资料的分析结果初步揭示了此次降水过程降雨和降雪两个阶段导致降水相态不同的机制,但是由于受到时空分辨率的限制,还不能完全解释从图 4d 看到的一些现象。为了对此次降水过程作进一步的精细化分析,本文采用了基于雷达探测和快速循环中尺度模式 BJ-RUC 的反演资料(VDRAS)。该资料水平分辨率 3 km,垂直分辨率 375 m,时间分辨率 12 min。陈明轩等(2011)对 2008 年的反演结果做了一些检验,指出它可以较好地反映对流层低层大气的温湿特征和风场。

此前,VDRAS 主要被用于分析暖季的降水过程。如前所述,造成此次雨雪天气的云顶高度达到 5 km,反射率因子超过 30 dBz。降水量的分布具有不均匀性,最大降水量达到 20 mm。因此,无论是回波顶高、回波强度、降水的分布特征均与暖季的一

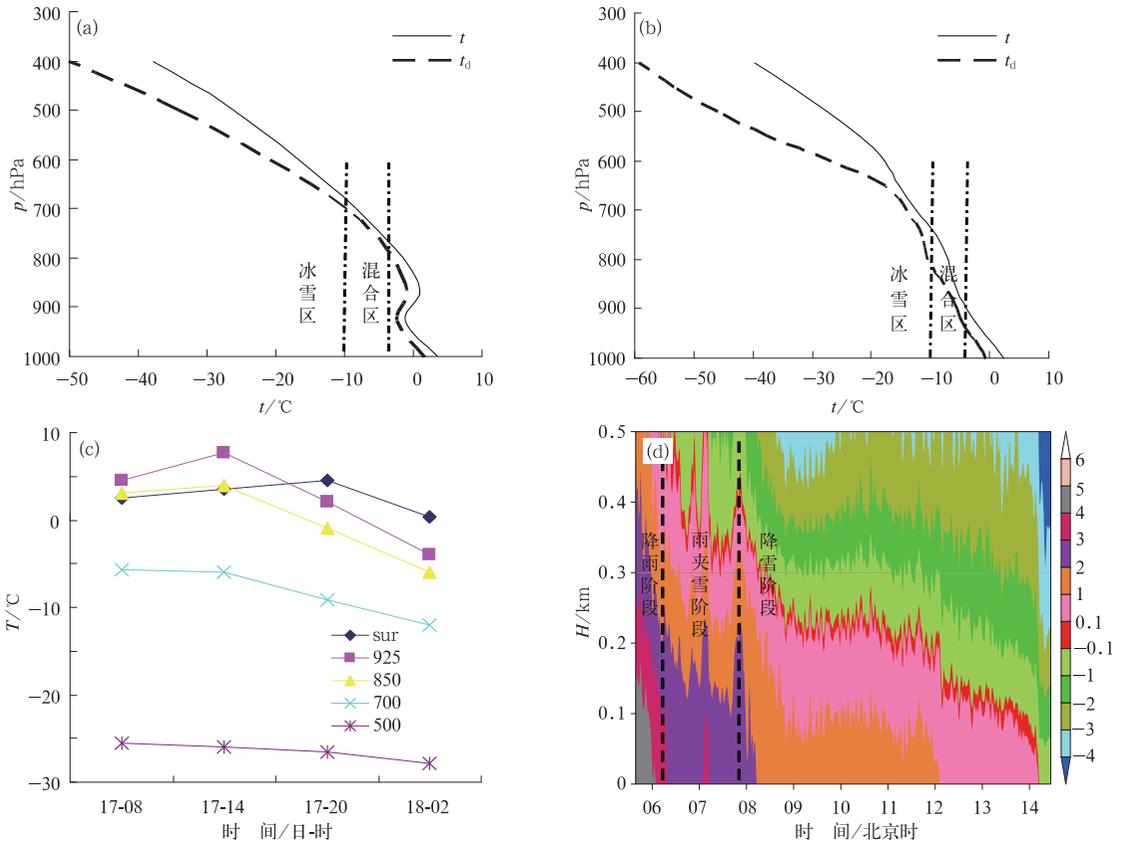


图 4 温湿廓线和温度演变图

(a)17 日 20 时温湿廓线,(b)18 日 02 时温湿廓线,(c)地面和几个标准等压面温度演变,(d)微波辐射仪近地面层温度演变(虚线:相态转换时间)

Fig. 4 Temperature and dew point profiles

(a) temperature (solid) and dew point (dashed) profiles at 20 BT 17 March 2012,

(b) temperature (solid) and dew point (dashed) at 02 BT 18 March 2012 from microwave radiometer,

(c) temperature variations of the surface and several standard isobaric surfaces,

(d) temperature variations of near-surface by microwave radiometer

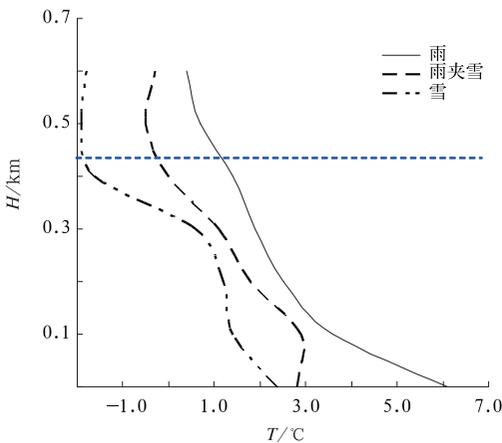


图 5 降水 3 个阶段近地面层温度廓线 (水平虚线指示抬升凝结高度)

Fig. 5 Temperature profiles in three precipitation stages

(Horizontal dotted line indicates LCL)

些对流性中雨过程类似,与冬季常见的层状云降雪有明显差别。这些特征决定了雷达探测的径向风与实际比较接近,基于雷达探测的反演结果具有可用性,可以被用于讨论此次降水过程。

为了保证分析结果的可靠性,对本文使用的资料进行了检验。考虑模式的海绵层等问题,本文仅使用 3.5 km 以下的反演结果。其中,温度的平均误差-1.6°C,均方根误差为 2.02°C。对比反演的 17 日 20 时至 18 日 03 时水平风和风廓线雷达探测的结果可以看到(图 7),边界层内由偏东风转成东北风、较高的层次内西南风转成西北风与实测基本一致。下面将降水过程分成降雨转成雨夹雪和雨夹雪转成降雪两个阶段进行讨论。

(1)雨转成雨夹雪阶段

在反演资料中,最临近降雨转成雨夹雪是22:18

的结果。基于这套资料得到的水平温度平流纬向剖面表明(图 8a),北京上空 1 km 以下为冷平流, $-1.2 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的中心出现在 0.6 km 以下。而且,北京东面的温度平流也是负值,而西面则是暖平流区。经向剖面上温度平流的垂直分布与纬向类似(图 8b),北京的北面是暖平流。上述结果说明此阶段的降温不是由北方冷空气直接南下造成的。

从北京上空水平风的分布可知(图 8c),在上述

冷平流层内盛行偏东风。如前所述,此处的偏东风是一支“回流”气流。因此,“回流”东风将冷空气带到华北平原造成对流层底层气温下降是导致降雨转变成雨夹雪的机制之一。

此外,从温度平流的垂直项演变可以看到(图 8d),在降水相态转换的过程中 1 km 以下温度平流也是负值,而且在 21:45—22:30 期间,0.9 km 以下有一个 $-2 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的高值中心,22:30

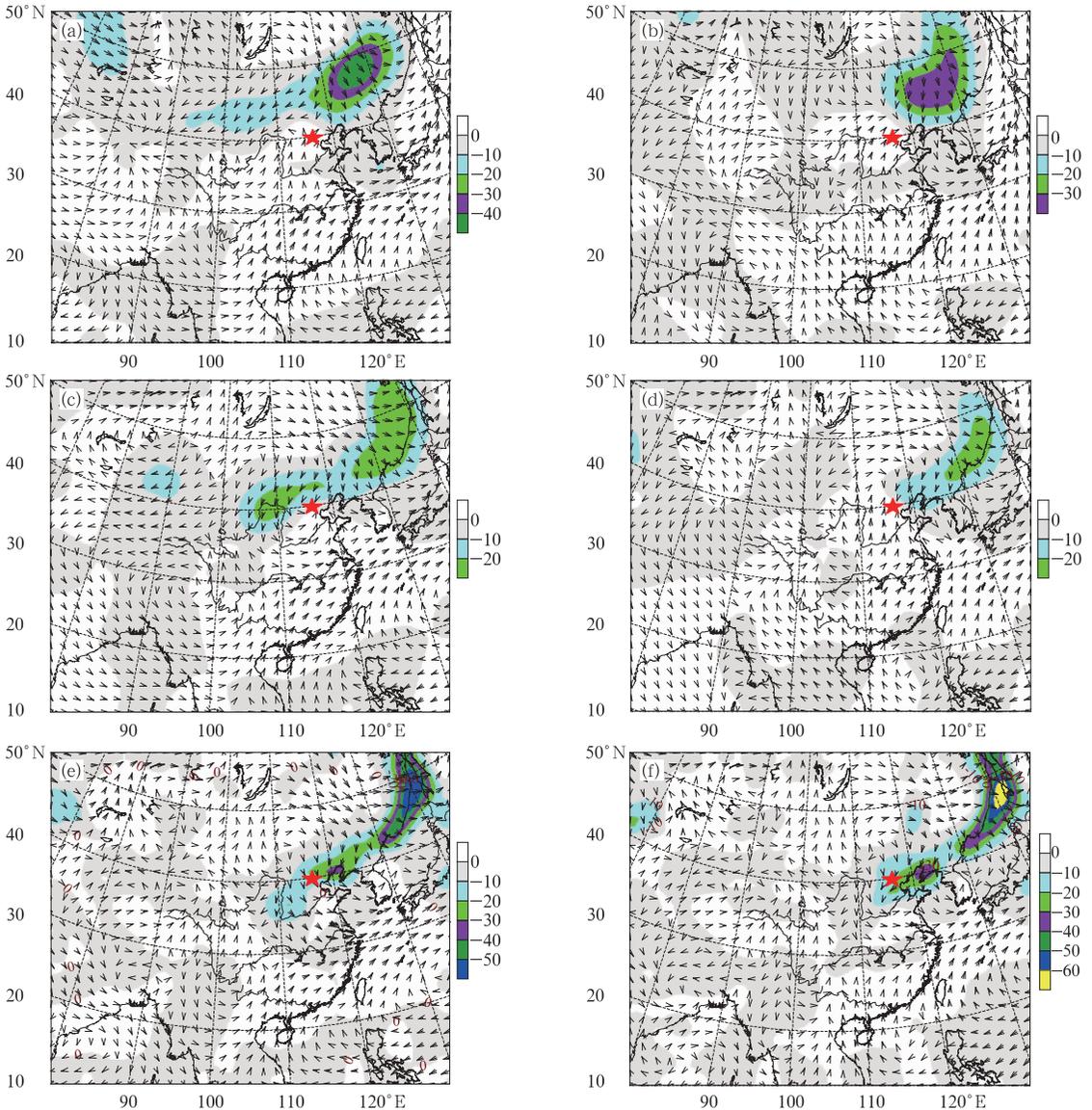


图 6 2012 年 3 月 17—18 日标准等压面温度平流(★北京,单位: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 17 日 08 时 850 hPa, (b) 17 日 20 时 850 hPa, (c) 18 日 02 时 850 hPa,
(d) 17 日 08 时 925 hPa, (e) 17 日 20 时 925 hPa, (f) 18 日 02 时 925 hPa

Fig. 6 Temperature advection in each standard isobaric surface (★Beijing, unit: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) 850 hPa at 08 BT 17 March, (b) 850 hPa at 20 BT 17 March, (c) 850 hPa at 02 BT 18 March,
(d) 925 hPa at 08 BT 17 March, (e) 925 hPa at 20 BT 17 March, (f) 925 hPa at 02 BT 18 March

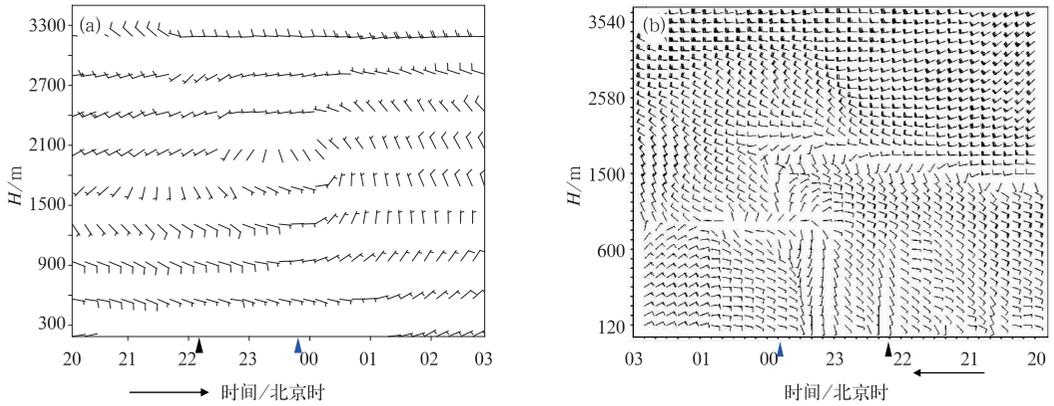


图 7 基于雷达探测反演的水平风(a)和风廓线雷达探测水平风(b)

(黑色三角指示降雨转成雨夹雪的时刻,浅色三角指示雨夹雪转成降雪的时刻,箭头指示时间演变方向)

Fig. 7 Horizontal wind from retrieval result (a) and profiler radar (b)

(The triangles indicate the beginning time of sleet and snow, respectively)

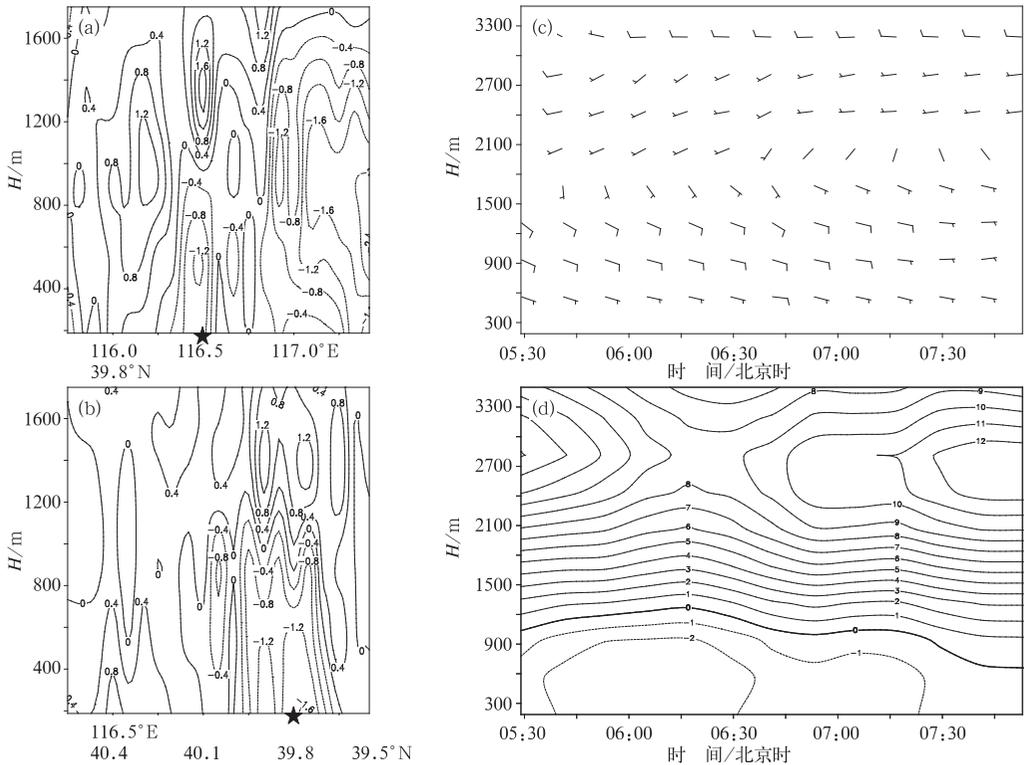


图 8 雨转变成雨夹雪阶段水平温度平流剖面(单位: $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)和

水平风、温度垂直输送时序(★北京)

(a)水平温度平流纬向剖面,(b)水平温度平流经向剖面,(c)水平风时序,(d)温度平流的垂直项时序

Fig. 8 Cross sections of temperature advection (unit: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) and time series of

wind and vertical term of temperature advection in the stage of rain to sleet (★Beijing)

(a) zonal cross-section of the horizontal temperature advection, (b) meridional cross-section of the horizontal temperature advection, (c) horizontal wind, (d) vertical term of temperature advection

以后减弱。说明“回流”东风对温度的垂直输送存在波动,雨转雨夹雪发生在它对冷空气垂直输送较强的阶段。

(2)雨夹雪转成降雪阶段

临近降水相态转变的反演结果为 23:54 的资料。温度平流的经向和纬向剖面表明(图 9a~9b),

近地面层的温度平流较上一个阶段明显减弱。0.6 km 以下仅为 $-0.4 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, 说明“回流”东风水平输送冷空气的作用减弱。

那么, 雨夹雪转成降雪阶段温度下降是由什么机制造成的呢? 通过与雨转雨夹雪阶段的剖面对比发现, 此时 1 km 以上也是冷平流区, 而且平流值高于近地面层。此外, 北京的西面和北面也由之前的暖平流区转为冷平流区。此外, 两个阶段的高空风也存在较明显差异(图 8c 和 9c): 雨夹雪阶段 1.5 km 以下为“回流”东风, 以上是槽前西南气流。

而在转变成降雪的过程中, “回流”东风仅存在于 0.6 km 以下, 从 0.9 km 开始转成东北风, 边界层以上则是北风或西北风。从前面的分析得知, 高空风的这种改变是由槽过境引起的。因此, 1 km 以上的冷平流区是北方冷空气从北京的北面和西面侵入的表现, 也就是 3.2.1 小节提到的冷空气活动。温度平流的垂直项表明(图 9d), 在 23:40—00:30 期间, 北京上空的值再次达到 $-2 \sim -1 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, 零线的最大高度达到 1.8 km 左右。因此, 系统性冷空气侵入到对流层下层是导致降水从雨夹雪转

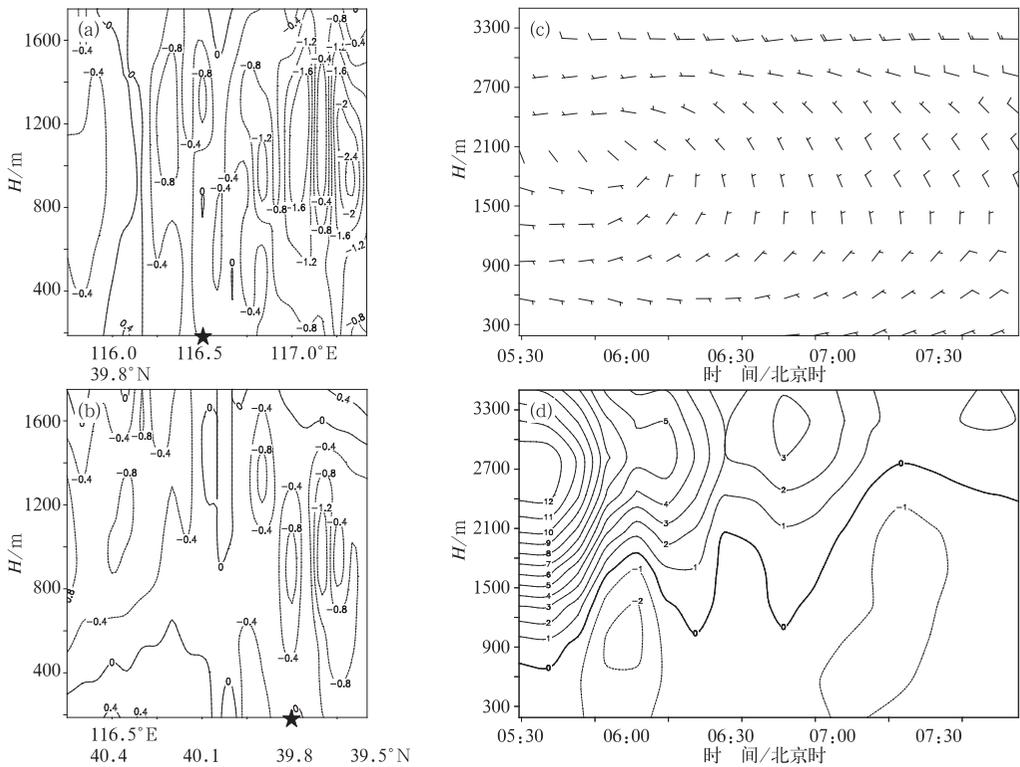


图 9 雨夹雪转变成降雪阶段水平温度平流剖面(单位: $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

和温度平流垂直项、水平风时序(★北京)

(a)水平温度平流纬向剖面,(b)水平温度平流经向剖面,(c)水平风,(d)温度平流的垂直项

Fig. 9 Fig. 9 As in Fig. 8, but in the stage of sleet to snow

变成降雪的主要机制。

综上所述, 3月17日的降水过程经历了两次相态转变, 首先是降雨转成雨夹雪, 然后是雨夹雪转成降雪。导致降水相态转化的原因是对流层中下层特别是边界层内温度下降, 而两个阶段造成温度降低的机制不同。雨转雨夹雪是“回流”东风将冷空气送到华北的结果, 而雨夹雪转成降雪则源于系统性冷空气侵入到边界层。因此, 在研究北京地区降水相态的转变时关注边界层过程是必要的。

2.3 两次雨转雪过程对比

2009年10月31日至11月1日的过程与本文分析的个例类似, 降水相态也先后经历了3个阶段: 22:45—23:47降雨, 23:47—03:10雨夹雪, 03:10—15:10降雪。对比10月31日20时和11月1日08时的温湿廓线可以看到(图10a~10b), 在降雪阶段, 冰雪层下边界从800 hPa下降到920 hPa, 而且边界层内温度降低了4~9 $^\circ\text{C}$, 对流层底层降温的幅

度最大。根据探空计算得到 10 月 31 日 20 时、11 月 1 日 02 时和 08 时的抬升凝结高度分别为 880 hPa (约 1.1 km)、920 hPa (约 0.77 km) 和 990 hPa (约 0.2 km)。利用微波辐射仪资料绘制了逐分钟的温度演变图(图 10c, 其中 0:30—2:30 可能受到降水的污染, 资料有疑问), 可以看到在降水相态转变的过程中, 边界层内的温度降低明显, 而且 0°C 层的高度也迅速降低。如果假设抬升凝结高度在 10 月 31 日 20 时到 11 月 1 日 08 时期间呈线性变化(图 10c 中的虚线), 可以看到在降雨阶段 0°C 层在云内; 当转变成雨夹雪时, 下降到云底附近; 进入降雪阶段以后, 0°C 层位于云底以下, 并稳定维持在近地面层。上述特征与 2012 年 3 月 17 日的降水过程相似。

降水过程中水平风的演变有两个特点(图 11): 首先, 边界层内的东风增厚; 其次, 1600 m 以上在

11 月 1 日 3:00—3:30 之间有高空槽过境。因此, 温度下降是高空冷空气侵入和“回流”东风向北京输送冷空气共同作用的结果。

尽管两次过程的相同之处在于温度变化都与高空系统过境冷空气侵入以及“回流”东风有关, 但是仍然有一些差异。2009 年 10 月 31 日的过程高低空的降温机制不同, 边界层内的降温是“回流”东风不断加强的结果, 而 2012 年 3 月 17 日的过程后期东风减弱, 边界层内的降温源于高空槽过境后冷空气侵入。对比分析表明, 造成降水相态转变的边界层过程具有多样性和复杂性。

3 结论和讨论

利用常规探测资料、风廓线雷达和微波辐射仪等高时空分辨率的实况资料以及基于雷达探测的反

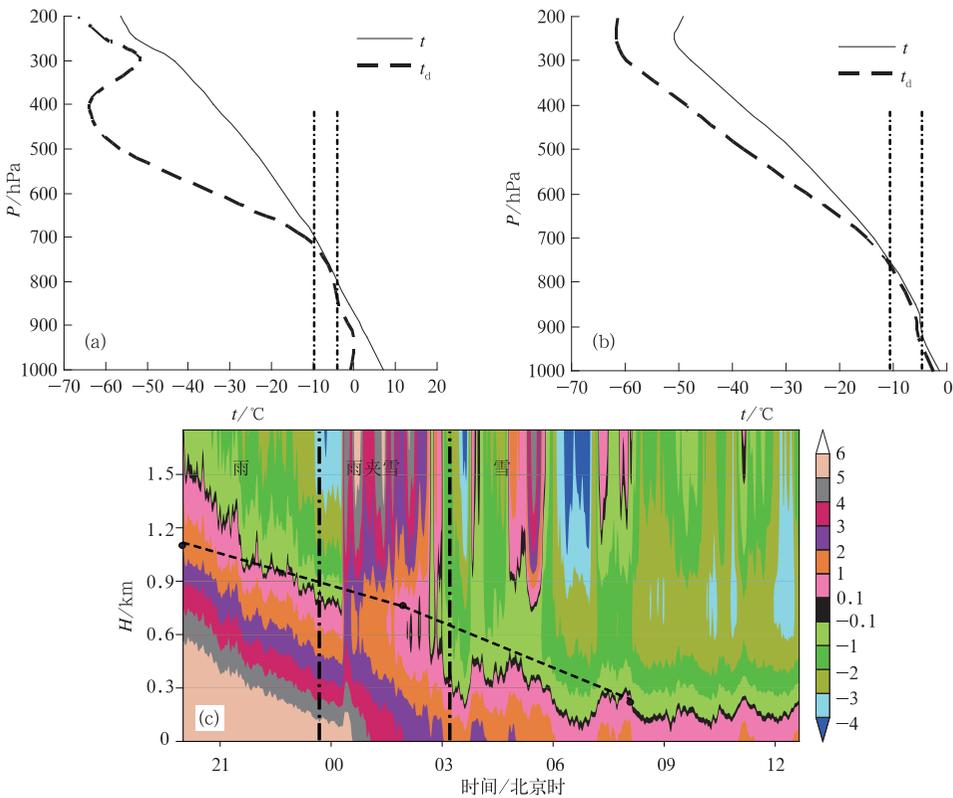


图 10 2009 年 10 月 31 日和 11 月 1 日温湿廓线和边界层内温度时序
(a)10 月 31 日 20 时温湿廓线, (b)11 月 1 日 08 时温湿廓线, (c)微波辐射仪逐分钟温度
(c 中点划线指示降水相态转变时刻, • 为抬升凝结高度, 虚线是抬升凝结高度连线)

Fig. 10 Temperature and dew point profile as well as time series of temperature in PBL
(a) temperature and dew point profiles at 20 BT 31 October 2009,
(b) temperature and dew point profiles at 08 BT 1 November 2009,
(c) time series of temperature at minute intervals dot-dashed lines
(Dot-dashed lines indicate the time of precipitation stage changing, • LCL, using the dash line to connect)

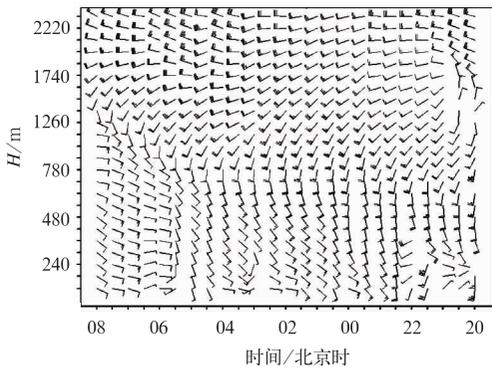


图 11 2009 年 10 月 31 日 20 时至
11 月 1 日 08 时水平风时序

Fig. 11 Time series of the horizontal
wind from 20 BT 31 October to
08 BT 1 November 2009

演资料分析了一次降雨转雨夹雪再转成降雪的相态变化过程,讨论了导致相态变化的机制,得到如下结论:

(1)在降水相态发生改变的过程中,对流层中下层特别是边界层内的温度明显下降,从而导致云内的冰雪层增厚,液态水层变薄;冰雪层下边界距地面的高度下降;云底到地面之间的环境温度降低。由于云内冰雪增加而且在其下落的过程中不易溶化,因此使得降雪的可能性增大。

(2) 0°C 层的高度及其与抬升凝结高度的关系可能与降水相态有着密切的关系。分析表明,在降雨阶段, 0°C 层在云内,高于抬升凝结高度;当 0°C 层下降到云底附近时,降水开始转变成雨夹雪;在降雪阶段, 0°C 层维持在云底并且距离地面较近。

(3)冷空气活动是导致对流层中下层气温下降的机制。在本文分析的个例中,降雨转变成雨夹雪是由于边界层内的“回流”东风将冷空气输送到北京,而雨夹雪转变成降雪则源于系统性冷空气侵入。而在 2009 年 10 月 31 日的降水过程中,相态转变发生在边界层内“回流”东风增强、层次变厚的过程中。说明导致雨转雪的机制具有多样性。

缺乏高分辨率的资料一直影响着对于降水相态转变过程的描述和机制的研究,本文利用北京现有的资料做了一些初步的、尝试性的工作。分析结果表明,边界层过程在降水相态转变中起着重要的作

用。因此,在日常预报业务中,建议预报人员除了使用 850 hPa 或更高层次的温度判据外,还应进一步关注边界层内的温度特别是地面到抬升凝结高度之间的温度、 0°C 层高度的变化、冰雪层厚度、冰雪层底距地面的高度等。

考虑到 2012 年 3 月 17 日的雨转雪过程主要是天气尺度冷空气作用的结果,因此在机制讨论中,仅分析了温度输送的作用,没有涉及降水相态转变过程中的潜热以及空气垂直运动的非绝热加热或冷却等问题。而且,从文中 3 个降水阶段地面温度的对比可以看到,从降雨转变到雨夹雪阶段,地面温度下降的幅度很大,而从雨夹雪到降雪则降温明显减小。其原因是什么? 本文对此也没有进行分析和讨论。地面温度的降低是雨转雪的结果还是原因,需要通过综合分析地表面降水物相态改变的潜热、温度输送及非绝热变温等来进行评估。此项工作要待反演或融合资料能够较真实地描述大气在近地面层的活动后才能进行。

参考文献

- 陈明轩,王迎春,高峰,等. 2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热动力反演系统及其在北京奥运会期间的初步应用分析. *气象学报*, 69(1):64-78.
- 侯瑞钦,张迎新,范俊红,等. 2011. 2009 年深秋河北省特大暴雪天气成因分析. *气象*, 37(11):1352-1359.
- 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.
- 李青春,程丛兰,高华,等. 2011. 北京一次冬季回流暴雪天气过程的数值模拟. *气象*, 37(11):1380-1388.
- 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.
- 吴伟,邓莲堂,王式功. 2011. “0911”华北暴雪的数值模拟及云物理特征分析. *气象*, 37(8):991-998.
- 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.
- Czys R R, Scott R W, Tang K C, et al. 1996. A physically based, non-dimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. *Weather and Forecasting*, 11(4):591-598.
- Heppner P O G. 1992. Snow versus rain: Looking beyond the “Magic” number. *Weather and Forecasting*, 7(4):683-691.
- Pruppacher H R, Klett J D. 1997. *Microphysics of Clouds and Precipitation*. Second Revision; Kluwer Academic Publishers, 954.