

叶晨, 王建捷, 张文龙. 北京 2009 年“1101”暴雪的形成机制. 应用气象学报, 2011, 22(4): 398-410.

北京 2009 年“1101”暴雪的形成机制

叶 晨^{1)*} 王建捷²⁾ 张文龙³⁾

¹⁾(中国气象科学研究院, 北京 100081) ²⁾(北京市气象局, 北京 100089)

³⁾(中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089)

摘 要

利用多种新观测资料, 对 2009 年 11 月 1 日北京出现的 60 年来降雪量最大的初雪过程的发生、发展特征进行分析, 并探讨了暴雪形成机制。结果表明: 此次初冬暴雪过程是在 500 hPa 东亚大槽斜压发展、低层锋区较强的背景下, 由华北锢囚锋强迫所致。该锢囚锋是贝加尔湖南下冷空气在华北燕山和太行山地形影响下变为低层东西两股冷空气相向挤压的产物; 伴随锢囚锋的形成, 在北京西南 $37^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间形成狭窄水汽输送通道, 为锢囚锋降水提供必需的水汽条件。锢囚锋区结构浅薄, 主要存在于 850 hPa 层以下, 为垂直东倾的冷式锢囚; 东倾结构决定了降水落区, 北京恰处于地面锢囚锋东侧的锢囚锋区中; 而锢囚锋浅薄的垂直结构则决定了其强迫抬升运动并不深厚, 故暴雪是降雪时间长、累积量大的结果。另外, 北京雨转雪的发生是因降雪前近地面层气温下降较快接近冰点的缘故, 降温主要源于雪前降雨在近地面层蒸发冷却的贡献; 低层东路冷空气的平流作用则是降雪期间近地面气温维持较低的主因。

关键词: 锢囚锋; 暴雪; 雨转雪; 成因与机制

引 言

冬季暴雪一方面有利于净化空气、缓解旱情、促进越冬作物生长, 另一方面, 也会给民航、交通运输、工农业生产以及人民生活带来严重影响。国内外学者从暴雪形成的大尺度成因、热动力环境条件、锋生强迫和不稳定机制、山脉地形和城市边界层影响等多角度, 对不同地区的暴雪问题进行研究并取得了诸多成果^[1-15]。特别是近年来, 随着观测和模拟手段的不断改进, 关于暴雪中尺度系统的研究也取得了进展^[16-23]。尽管如此, 与暴雨研究相比, 对暴雪问题的关注度、研究和认识的深入程度仍然相对薄弱, 非常规观测资料在暴雪研究中的应用还不够充分, 尤其是暴雪预报中涉及到的一些难点, 例如, 雨转雪、雪伴雷电、降雪强度的变化等, 其成因的相关研究还非常有限。

北京作为我国的首都和超大城市, 在不断加快的城市发展进程中, 自然灾害对城市安全运行的影

响逐渐突显, 其中暴雪就是对城市运行影响最显著的天气之一。2009 年 10 月末到 11 月中旬, 北京连续发生了几场降雪过程, 历史罕见。其中 11 月 1 日的暴雪过程是北京 60 年以来降雪量最大的冬季初雪, 初雪发生时间也是继 1987 年以来最早的一次, 较常年提前 28 天; 降水不仅由雨转为雪, 且降雪强度大, 持续时间也比较长, 给民航、交通等带来严重影响(简称“1101”过程)。这次较常年显著提前的初冬降雪, 在降水性质的转变和降雪量方面都给业务预报带来极大挑战。预报实践和对此过程的前期初步分析表明, 这次暴雪有一些值得深入探讨的问题, 如暴雪过程发生在怎样的大尺度环流背景下; 降水性质由雨到雪的快速转换机制是什么, 这是理解雨转雪预报难题的关键; 这次暴雪过程伴随有地面锢囚锋, 锢囚锋的结构及对降水的作用; 特别是在天气图以外^[24-26], 从高频新型观测资料(多普勒雷达、风廓线仪、微波辐射仪等)中能捕捉到与锢囚锋和降雪哪些有关的细致特征和变化; 锢囚锋结构与降雪落区的关系等。这些问题的探讨无疑对理解极

2010-12-29 收到, 2011-04-20 收到再改稿。

资助项目: 北京市科研计划(绿色项目通道)课题(2090506016609001), “十一五”国家科技支撑重点项目(2008BAC37B01, 2008BAC37B05)

* E-mail: eye@ium. cn

端暴雪天气发生的环境条件、成因、典型特征以及把握预报着眼点是很有意义和价值的。本文将借助常规高空、地面观测, NCEP再分析资料, 特别是北京地区时空相对稠密的一些新型观测资料, 对此次暴雪的发生、发展特征和机理进行分析, 试图回答这次北京地区降水是如何产生的及导致降水性质发生变化的原因两个问题, 以期进一步丰富对暴雪天气发生、发展规律的认识, 为雨转雪预报提供一些科学依据和有益思路。

1 天气实况

北京地区2009年10月31日夜开始出现小到中雨, 11月1日07:00(北京时, 下同)转为雨夹雪, 08:00以后全市普遍转为降雪, 14:00后降雪停

止。全市的平均降水量为5.8 mm, 北部地区为小到中雪, 08:00—14:00北京城区及南部地区达到暴雪量级, 最大降雪出现在石景山, 降水量为12.0 mm(图1a), 地面存在明显积雪(1 mm的降水量通常可造成1 cm地面积雪^[27]), 城区雪深达到或超过10 cm, 对于人们的日常生活、工作以及交通路况都造成了很大影响。从该次过程的暴雪中心代表站(石景山站)地面气温、降水演变图(图1b)看到, 石景山站在1日00:00开始出现降雨, 降雨过程中温度从00:00的5℃下降到06:00的1℃, 之后经历了雨雪转换过程, 08:00开始出现降雪, 且在整个降雪时段中(深灰色柱状), 降雪强度比较均匀, 最大降雪强度为3.5 mm/h, 降雪期间地面气温维持在0~1℃之间。

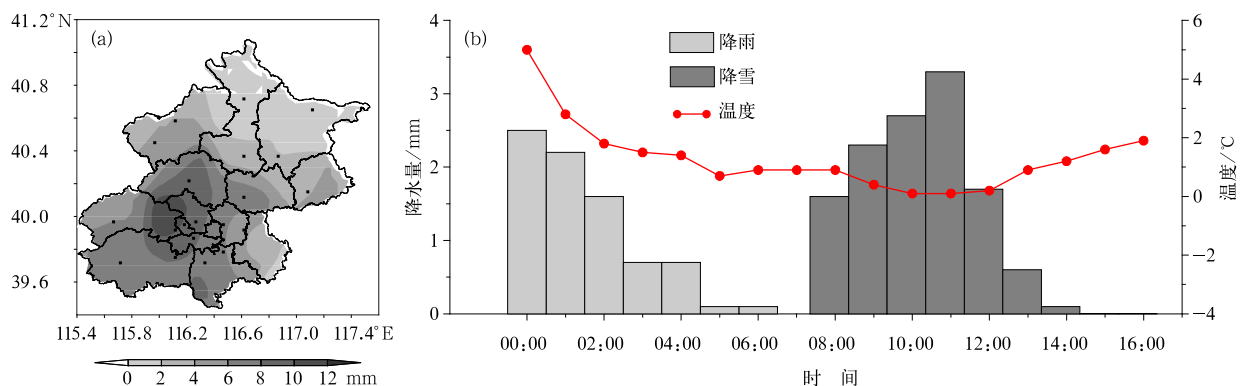


图1 “1101”过程的降水分布特征 (a) 2009年11月1日08:00—14:00北京范围的降雪分布图, (b) 2009年11月1日石景山站的降水量、地面温度的时间序列图

Fig. 1 The precipitation distribution of 1101 process

(a) the precipitation from 08:00 to 14:00 on 1 Nov 2009 in Beijing,

(b) time series of precipitation, surface temperature on 1 Nov 2009 at Shijingshan Station

为了全面了解这次降雪过程, 进一步在较大区域来观察影响北京的“1101”过程的降水分布情况(图2)。由图2可以看到, 这是一次区域性降雨并转雪的过程。2009年10月31日20:00—11月1日20:00的降水区呈准南北向分布, 随着冷空气的不断南侵, 雪线的位置不断南压, 11月1日08:00的雪线位于北京以南的河北中部地区, 到了20:00的雪线就已经移至河北南部和山东北部。在北京中西部地区、河北中部地区形成一个降水中心区。从分时段12 h累积降水量可知, 这一降水中心区的降水主要发生在11月1日08:00—20:00, 实际就是降雪中心(图略)。

2 暴雪过程的天气形势分析

2009年11月1日北京全市性大到暴雪的初雪过程是发生在对流层中层中高纬度环流倾向度加大、东亚大槽活跃发展的大尺度环流背景之下。从500 hPa形势场看到, 在降雪发生前的12 h即10月31日20:00(图3a), 贝加尔湖以西至新疆的高压脊向北发展, 东亚大槽向南加深, 槽线分为南北两段, 北槽位于黑龙江西北部至蒙古南部、为东北—西南走向, 南槽在河套一带、温度场落后于高度场、具有更明显的斜压性, 北京位于河套槽前。随着环

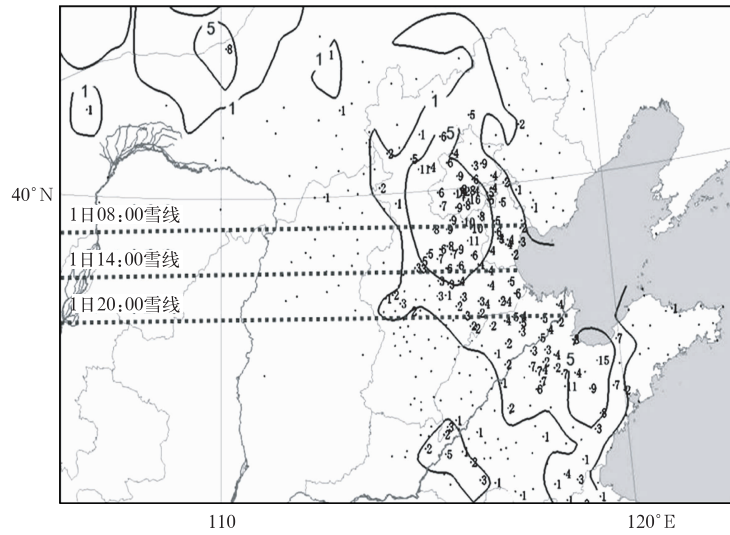


图 2 2009 年 10 月 31 日 20:00—11 月 1 日 20:00 我国中东部的降水分布(单位:mm)

Fig. 2 The precipitation distribution over the central and east of China from 20:00 31 Oct to 20:00 1 Nov in 2009(unit:mm)

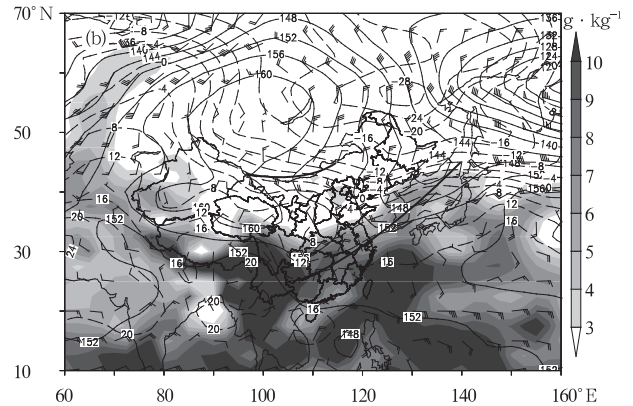
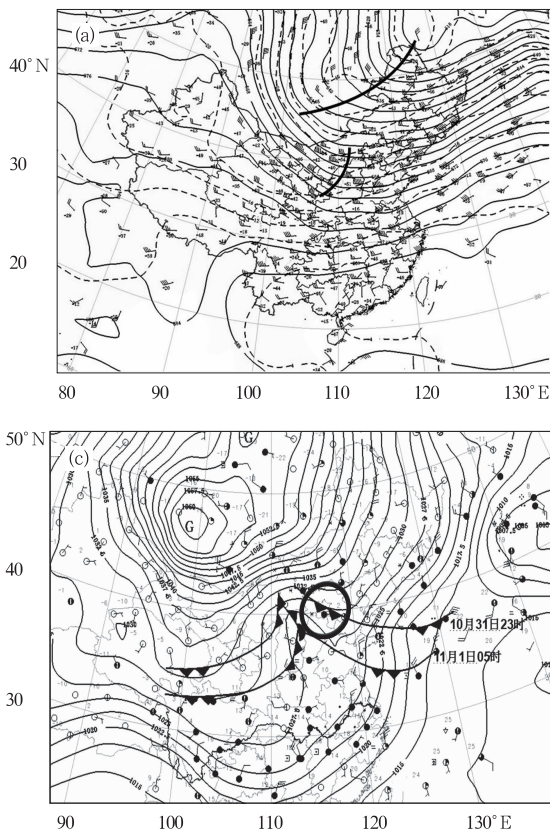


图 3 “1101”过程环流形式特征 (a)2009 年 10 月 31 日 20:00 的 500 hPa 高度场(实线,单位:dagpm)、温度场(虚线,单位:℃), (b)850 hPa 高度场(实线,单位:dagpm)、温度场(虚线,单位:℃)、比湿场(阴影)和风电场, (c)2009 年 11 月 1 日 08:00 的实况地面填图及锋面演变(实线为海平面气压,单位:hPa; 圆圈内为降雪集中区域)

Fig. 3 The circulation characteristics of 1101 process (a)500 hPa geopotential height(solid line, unit: dagpm) and temperature (dashed line, unit: °C) at 20:00 31 Oct 2009, (b)850 hPa geopotential height(solid line, unit: dagpm), temperature (dashed line, unit: °C), specific humidity (shaded) and wind at 20:00 31 Oct 2009, (c) the surface observation plots and front evolution at 08:00 1 Nov 2009 (solid line: sea level pressure, unit: hPa; black circle: the concentrated area of snow)

流经向度的加大,北槽冷空气迅速南下补充,到 1 日 08:00(图略), -36°C 等温线 12 h 南下接近 40°N ,河套槽进一步发展并东移影响北京。

对应在 850 hPa 上,高度场呈西高东低分布,虽然 850 hPa 低压槽主体已经移到北京以东地区,但

北京西北方向的中蒙交界处,仍存在北风与西北风之间的风切变。特别是,在我国中东部 $40^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 已形成明显的纬向锋区、温度梯度非常明显 ($20^{\circ}\text{C}/5^{\circ}$),存在活跃的冷暖空气交绥现象;动量场与质量场配置呈明显的斜压特征,高压前部的北风与温度

线几乎成垂直交角,使得贝加尔湖冷平流向南输送十分显著(图 3b)。虽然 2009 年 10 月 31 日白天,低层大量水汽主要分布在 35°N 以南,北京和周边都比较干燥,但在北京降雨前的几个小时(10 月 31 日 20:00),北京附近开始出现一小片相对湿润的区域(3~4 g·kg⁻¹)。由于此时 850 hPa 上,这一片湿区及其周围对应为一致的西北或偏北风,因而从天气图上难以直观辨别清楚这一湿区产生的由来。在低层 700 hPa 和 850 hPa 均为西北气流控制的情形下,北京降水的水汽来源于何处,需要进一步分析。

由地面图可以看到蒙古高压盘踞,高压南部外围有明显的锋面活动,冷空气沿东北、西北两条路径入侵我国,其中西路冷锋与东路沿所谓“迴流”路径^[28-29]西行的冷锋相向而行,在北京以西的山西与河北交界地区形成 NWN—SES 走向的锢囚锋(图 3c)。

综上所述,这次过程环流呈现出两个显著特点:其一是对流层中低层特别是低层大气斜压性很强,500 hPa 东亚大槽在偏西位置(即在在我国内蒙古中东部至河套一带而不是在我国东北)斜压发展,同时我国北方 40°~45°N 低层锋区异常强烈且冷平流非常活跃,这种强烈的斜压性和冷暖空气交绥,在这个季节不常见。其二是地面有锢囚锋形成。下面将进一步通过常规和多普勒雷达、风廓线仪、微波辐射仪

观测等资料对此次暴雪的形成原因和机制进行分析。

3 暴雪形成的物理机制分析

3.1 锢囚锋的形成与结构以其与降雪的关系

3.1.1 锢囚锋的形成

选取地面高压外围一条海平面气压等值线(1030 hPa),以其随时间的动态变化来表征“1101”过程的锢囚锋的形成与演变特征(图 4)。由图 4 可以看到,贝加尔湖冷空气经蒙古国南下进入我国后,是分为西北和东北两条路径入侵华北地区的。10 月 31 日 14:00 之前,在冷空气前锋尚未进入我国时,1030 hPa 等压线基本呈东西走向、比较平直地缓慢南移,到 31 日 20:00 冷空气前锋开始进入我国时,等压线不同位置的南移速度出现差异,在内蒙古中部等压线南移缓慢,而东西两侧移速明显,到 11 月 1 日 05:00 等压线已变为“Ω”状、轴向呈西北—东南向。这种变化是与华北地区的特殊地形相联系的,这一点从图中叠加的地形分布可以明确地反映出来,“Ω”状的等压线顶部与太行山和燕山山脉一片 1500—2000 m 高的区域相对应。这种对应关系暗示,当冷空气经过蒙古国和我国内蒙古一片地形低于 1000 m 的区域而南下至燕山和太行山山脉区域时,高于 1500 m 的山地(即棕色虚线圈,最高海拔

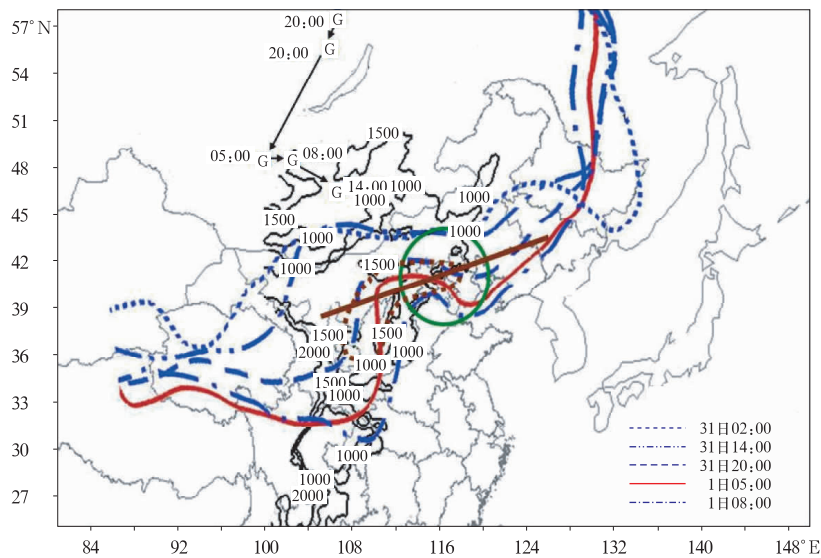


图 4 2009 年 10 月 31 日—11 月 1 日 1030 hPa 海平面气压等值线和蒙古高压的时间演变图
(绿色实线内为降雪区位置;黑色实线为地形等高线;棕色虚线内为地形相对高值区)

Fig. 4 Time evolution of sea level pressure isoline of 1030 hPa and Mongolia high from 31 Oct to 1 Nov in 2009
(black line is for the topographic contour; within the green line is snowfall area; within the brown dashed line is the area with relatively high topography)

2000 m 以上)对南下冷空气产生了阻挡作用,使得 1030 hPa 线的中部受地形阻挡作用而前进受阻,从两侧地形相对较低的区域继续南下或扰流,从燕山东部绕流的冷空气转而西行,原来南下的冷空气受地形影响后就变为东西两股相向而行,1 日 02:00 在山西和河北交接地带锢囚锋结构形成,至 1 日 05:00 左右结构成熟并呈北西北—南东南走向,之后向东南移动,08:00 移至河北西部。随着锋面逐渐远离太行山和燕山山脉区域,且其结构开始松散,到 14:00 锢囚锋结构完全消失,说明地形对锢囚锋的形成作用非常明显,这与一些学者的研究结论一致^[30-31]。在锢囚锋的形成变化过程中,北京一直处于锢囚锋东侧,后期位于结构减弱的锢囚锋顶部。

此次过程的水汽输送和冷暖空气活动主要表现在对流层低层。选择 925 hPa 为代表,通过其比湿和温度平流的演变(图 5),可进一步反映“1101”过程的锢囚锋的形成过程。2009 年 10 月 31 日 20:00 (图略),在北京周围受西北(105°E)、东北(125°E)两股冷空气的包挟,在 30°~40°N,107°~115°E 为暖平流控制,强度达到 $5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$,同时配合有比湿大于 $4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的湿区,暖湿空气被冷干空气包挟亦呈现出“Ω”状,该暖湿区正好对应锢囚锋的位置,处于北京的西侧;11 月 1 日 02:00(图 5a),两

路冷空气继续向南侵入,暖湿区域相对的北抬,强度维持在 $5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,对应此时的锢囚锋发展至强盛时期;到了 11 月 1 日 08:00(图略),随着锢囚锋南下减弱,北京西侧的暖湿区开始南移并范围减小,到 14:00 暖平流完全消失转为冷平流(图略),此时正好对应锢囚锋结构的消失。

通过对对流层低层水汽通量的诊断分析发现,这次锢囚锋降水的水汽输送来源于两个地方:一是从渤海经山东折向河北南部向锢囚锋区的输送,这是主要的水汽输送路径;二是自南部的水汽富含区边缘地带(34°~35°N 附近)经河北南部向锢囚锋区的输送,这是次要的补充性水汽输送通道,两路水汽在河北南部汇合,构成一个较窄的南北向水汽通道直接通向锢囚锋区,为其供应水汽。水汽通量散度诊断计算表明,锢囚锋所在区域恰好是水汽辐合区,且大于 $2.5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 的水汽辐合中心就在北京和与其毗邻的河北西部地区(图 5b)。进一步的分析显示,37°~40°N 区域通向锢囚锋区的南北向狭窄水汽输送通道的形成以及水汽辐合区的出现,与锢囚锋的形成关联。在华北地形锢囚锋的形成过程中,低层东西两股冷空气的相向挤压并南移,诱使南部(北京西南方向的 35°~40°N 区域)小范围内风场发生改变,由 2009 年 10 月 31 日

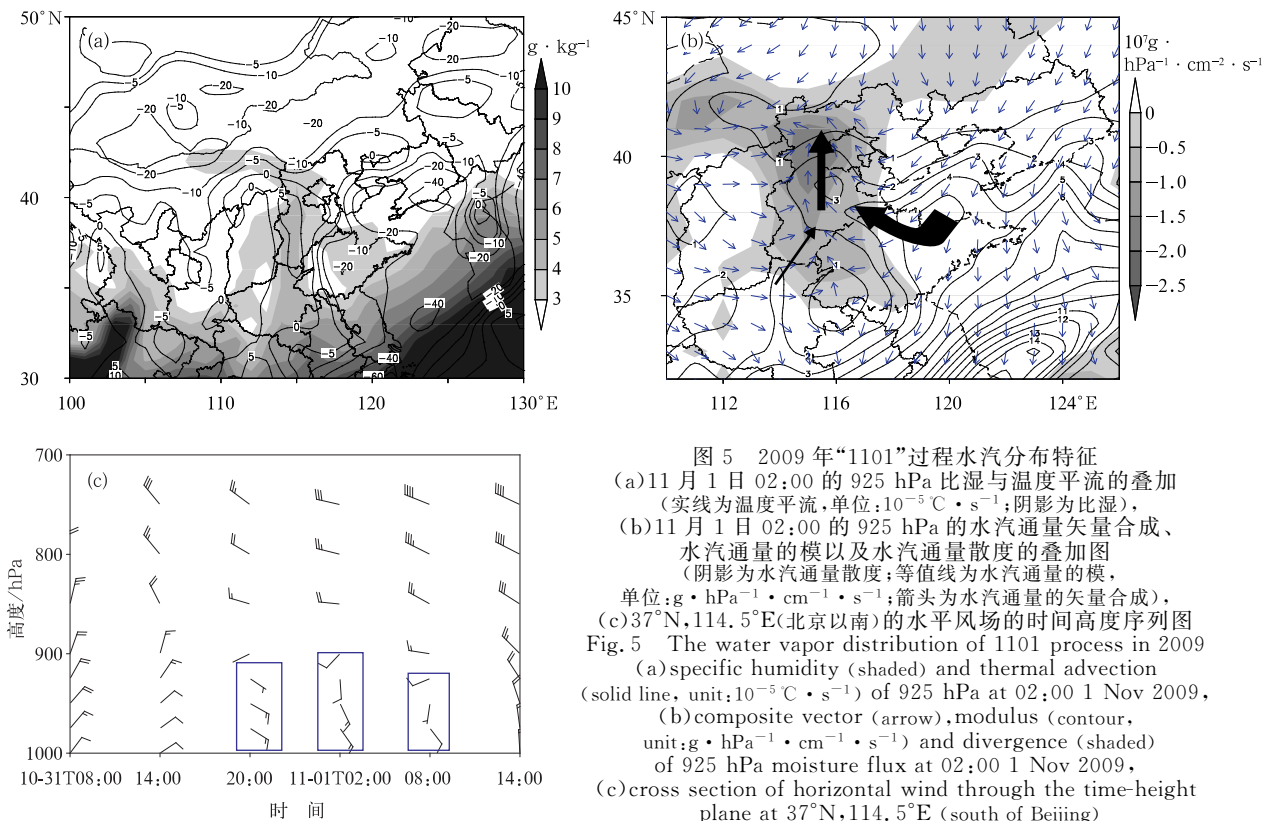


图 5 2009 年“1101”过程水汽分布特征
(a) 11 月 1 日 02:00 的 925 hPa 比湿与温度平流的叠加
(实线为温度平流,单位: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$;阴影为比湿),
(b) 11 月 1 日 02:00 的 925 hPa 的水汽通量矢量合成、
水汽通量的模以及水汽通量散度的叠加图
(阴影为水汽通量散度;等值线为水汽通量的模,
单位: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$;箭头为水汽通量的矢量合成),
(c) 37°N, 114.5°E(北京以南)的水平风场的时间高度序列图
Fig. 5 The water vapor distribution of 1101 process in 2009
(a) specific humidity (shaded) and thermal advection
(solid line, unit: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) of 925 hPa at 02:00 1 Nov 2009,
(b) composite vector (arrow), modulus (contour,
unit: $\text{g} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and divergence (shaded)
of 925 hPa moisture flux at 02:00 1 Nov 2009,
(c) cross section of horizontal wind through the time-height
plane at 37°N, 114.5°E (south of Beijing)

14:00 之前弱东北风逐渐变为东南风(10 月 31 日 20:00)和南风(11 月 1 日 02:00)并维持到 1 日 14:00 之前(图 5c)。正是低层这一小范围内风场由北风变为南风,才搭起了水汽向锢囚锋区输送的桥梁,不仅使得原来从渤海向南运输的水汽有一部分折向北输送,也使得南部水汽富含区边缘地带的水汽能够向北补充输送。很明显,此次暴雪过程水汽输送桥梁是伴随华北地形锢囚锋的形成而产生的,并成就了暴雪的水汽供应。

3.1.2 锢囚锋的结构与演变

沿图 4 中的棕色实线做 2009 年 11 月 1 日 02:00 的温度平流与垂直速度的剖面,得到图 6a。由图 6a 可以看出,此锢囚锋是由两股冷空气相向而行所形成,为典型的冷式锢囚锋。且东路冷空气的强度明显大于西路冷空气的强度,其东路冷平流由东向西呈倾斜状下插起到冷楔作用,使其西侧的弱暖平流沿其上爬升,同时西侧的弱冷平流也随暖平流一起被抬升,锢囚锋区上升运动中心(大于 $0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) 在 700 hPa 高度附近。

同样的,沿图 4 中的棕色实线做 11 日 02:00 的位温和 uv 投影与 w 风场叠加的剖面,得到图 6b。

看到锢囚锋的发展高度并不太高,850 hPa 以上结构已经就不明显了,与经典锋面气旋锢囚锋相比,该地形锢囚锋水平和垂直尺度均较小。这一点由锢囚锋降水的特征也可以得到佐证,从图 7 的雷达反射率因子图也可以看出,锢囚锋降水回波强度基本上都在 30 dBZ 以下,强回波亦是在 3 km 以下的较低高度,强回波中心的分布也较为均匀,说明锢囚锋降水为层状云降水、对应的垂直运动发展高度较低。另外,由图 6b 还可以看到,锢囚锋形成过程中,在 850 hPa 以下,特别是 900 hPa 以下,东西两股冷空气相向运动时存在对应的两支锋区,东侧的这支冷锋,锋区内位温梯度非常大,锋区明显,高度发展至 800 hPa 左右,而西支冷锋的强度较弱,等位温线的密集程度、倾斜程度以及锋区的高度都不及东支冷锋,这也与之前分析的东西两股冷空气的强弱差异有关。同时配合风场看到,东支锋区的东侧以及西支锋区的西侧分别存在有偏东风和偏西风,且由于东支冷空气的强盛,将锋区前部的包括暖空气以及西部冷空气在内的气团一起向上抬升,为暴雪的发生提供热动力以及水汽条件,这与前面的平流分析也是一致的。

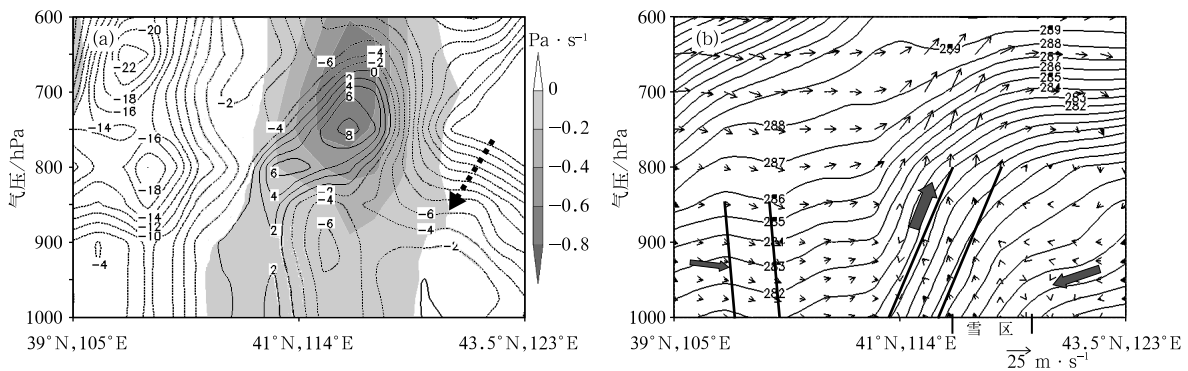


图 6 2009 年 11 月 1 日 02:00 沿图 4 中的棕色实线所做的各要素剖面图

(a) 温度平流(等值线,单位: $10^{-5} \text{ C} \cdot \text{s}^{-1}$)与垂直速度(阴影), (b) 位温(等值线,单位: K)与 uv 投影与 w 风场的叠加(矢量)

Fig. 6 Vertical sections along the brown line in Fig. 4 at 02:00 1 Nov 2009

(a) thermal advection(contour, unit: $10^{-5} \text{ C} \cdot \text{s}^{-1}$) and vertical velocity(shaded),

(b) potential temperature(contour, unit: K) and the projection of horizontal wind combined with vertical wind(vector)

以往锋面分析主要通过天气图分析,下面利用北京海淀气象站的风廓线仪观测资料(探测高度 3.6 km)和北京市观象台的雷达资料来分析这次暴雪过程的锢囚锋的演变以及逐渐消亡过程。看到图 8a 中的 1 日 08:00 之前,500 m 以下为弱冷平流控制(A 区),说明此时已经锢囚,暖平流被抬升至 500 m 以上(B 区),而从 1 日 08:00—14:00 的降雪发生时刻则可以看出锢囚锋逐渐减弱消亡的过程。

在该时间段中,1700~2700 m 高度逐步由西风转为西南风,说明从 08:00 之后,北京上空暖空气开始沿冷气垫爬升,最高升至 2700 m,由于锢囚作用,没有新的暖湿空气补充,暖湿空气垂直厚度逐渐变薄,暖平流到 14:00 耗尽,由此说明冷平流首先从 500~800 m 以下层楔入,然后向上扩展(C 区),使得沿锋区上界面爬升的暖平流层越来越薄,锢囚锋结构自下向上减弱消失。

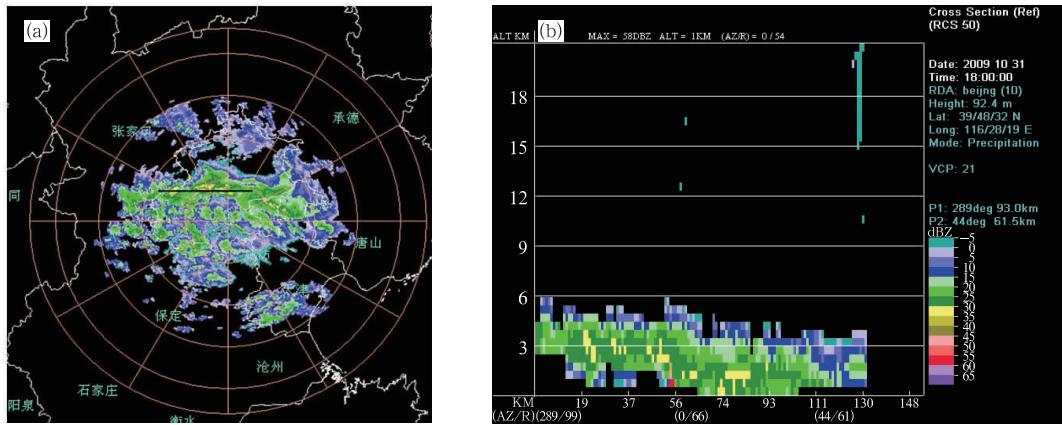


图 7 北京市观象台在 2009 年 11 月 1 日 02:00 的 1.5°仰角雷达反射率因子(a)及沿图 7a 中黑色实线的剖面(b)
 Fig. 7 Radar reflectivity at 1.5° elevation(a) and vertical sections along the black line(b)
 at 02:00 1 Nov 2009 of Beijing Weather Observatory

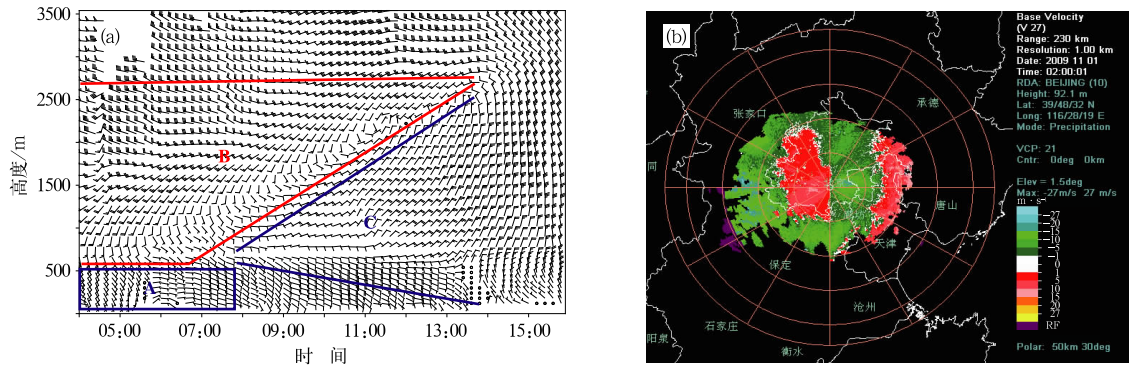


图 8 2009 年 11 月 1 日站点风场特征
 (a)海淀气象站的风廓线图, (b)北京市观象台站 1.5°仰角的径向速度图
 Fig. 8 The wind field characteristics of stations (a)wind profile at Haidian Station,
 (b)radar PPI velocity of 1.5° at 10:00 1 Nov 2009 of Beijing Weather Observatory

通过雷达径向风观测的风场特征与风廓线相对应。可以看到(图 8b),在降雪发生前的时刻,零等速线呈“S”型,表示实际风向随高度顺时针旋转,即存在暖平流,随着时间的推移,负径向速度区北伸,正径向速度区南伸,到了降雪时刻 08:00,已将一正径向速度区闭合于负径向速度区中,形成逆风区^[32]。在逆风区的东侧存在东北风,南侧有偏南风,西侧则为西北风,这三股风将逆风区包挟,体现了其锢囚特征。逆风区西侧的零速度线的位置也与锢囚锋的锋线位置相一致,此时北京地区主要受东风控制,之后逆风区逐渐逆转;12:00,逆风区南缘与东边的正速度区相连接,此时北京则受东北风控制;14:00,正速度区已呈东西向分布,说明此时北京地区已经完全被北风所控制,降雪结束。在此过程中,其风向经历由东风—东北风—北风的转变,与风廓

线吻合。

3.1.3 锢囚锋与降水的关系

根据上述分析,锢囚锋对于“1101”的降雪过程以及之前的降雨过程都有非常重要的作用。首先,锢囚的产生使得冷空气向下楔入,冷垫的形成一方面为降水的形成提供向上爬升的有利动力条件,同时在北京以南形成了一条狭窄的水汽输送通道,提供了有力的热力条件和水汽条件;其次,由于东路冷空气(从内蒙古中部偏东地区向河北东北部到北京一带侵袭)比西路冷空气(从甘肃宁夏向山西中南部侵袭)温度要低,加之西部地形的抬升作用,使西路冷空气在东路冷空气之上(沿冷楔)爬升,故降水主要出现在地面锢囚锋顶部及东侧(图 3c、图 4、图 6b 中均有体现),呈南北块状,而北京恰好位于于此,这就解释了降水区主要发生在锢囚锋以东的北京及其附

近地区而不是在锢囚锋所在的位置。再次,与冷锋降水不同,锢囚锋从产生到消亡需要一定的时间,所以受锋面影响时间较长,整个降水(雨和雪)过程持续较长,也正是因为上升运动并不深厚,所以在北京地区观测到的雪强不是很大且其随时间的变化较小,此次北京暴雪是降雪时间较长、累积量大的结果。由此认为锢囚锋的结构和活动特征对于降水的产生、落区以及持续时间的判断均有一定指示意义。

3.2 雨转雪成因分析

一般来说,造成一次雨转雪过程的发生,近地面温度持续下降、接近或达到零度是主因也是关键。而导致局地温度变化的原因归纳起来主要包括水物质相态变化和长短波辐射等两类非绝热过程的作用以及温度水平和垂直平流的作用等。针对“1101”过程,下面详细分析其地面温度持续下降的原因。

3.2.1 简化的诊断分析

局地温度变化公式可表示为

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \mathbf{V} \cdot \nabla_h T - \omega \frac{\partial T}{\partial P} \quad (1)$$

其中, $-\mathbf{V} \cdot \nabla_h T$ 是气块在温度水平分布不均匀的区域内保持原有的温度作水平运动而对局地温度变化所提供的贡献,称为温度水平平流; $-\omega \cdot \partial T/\partial P$ 项是空气的垂直运动引起的局地温度变化,称为对流变化。根据式(1)各项的意义可知,局地温度变化

等于气块运动中温度的个别变化(如加热或冷却)加上温度平流(水平平流和对流变化)^[33],而影响气块运动中温度个别变化 dT/dt 的原因主要是绝热过程以及非绝热过程,其中非绝热过程包括蒸发或凝结以及地面长波辐射和太阳短波辐射等。由于在“1101”过程中,降温过程主要发生在降水发生的时段,低层空气块以下沉运动为主,绝热凝结增温,因此绝热过程的作用主要是增温作用。故温度个别变化造成的局地温度的降低,主要来自于非绝热过程的作用。

本文计算了式(1)各项在 40°N, 116°E 对 975 hPa 和 950 hPa 上的温度变率与 6 h 变温的贡献情况(图 9),可以看到在降雪之前,非绝热过程(即温度个别变化项,虚线)降温作用明显,而温度平流的作用此时主要表现为增温作用(点划线);但降雪发生后,平流的降温作用开始凸显,而非绝热过程的作用比前期显著减弱,仅有微弱的降温作用,对变温的贡献接近于零。由此可见,整个“1101”过程中近地面层气温的下降是温度平流和非绝热过程共同作用的结果。其中,降雪前的降温是非绝热过程的贡献,也就是说非绝热作用导致的近地面层降温是“1101”过程雨转雪得以实现的关键,而冷平流在 08:00 之后的加强,是降雪期间近地面气温维持较低的主因。

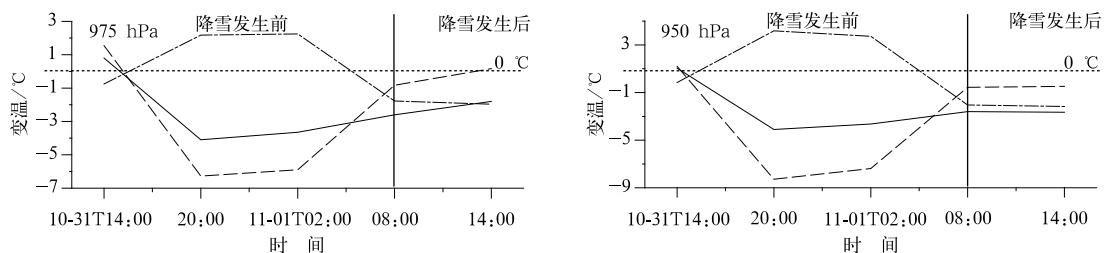


图 9 式(1)中各项对 975 hPa 和 950 hPa 6 h 变温的贡献

(实线为 $\partial T/\partial t$ 项;点划线为平流项 $(-\mathbf{V} \cdot \nabla_h T - \omega \cdot \partial T/\partial P)$;虚线为 dT/dt 项)

Fig. 9 The contribution of every item in formula 1 to 6 h temperature fluctuation in 975 hPa and 950 hPa (solid line is $\partial T/\partial t$; dotted-dashed line is $-\mathbf{V} \cdot \nabla_h T - \omega \cdot \partial T/\partial P$; dashed line is dT/dt)

还需进一步分析相态变化和辐射过程这两类非绝热过程,即蒸发、凝结和长波辐射、短波辐射在“1101”整个过程中对地面降温、升温的的相对贡献。图 10 是北京市海淀气象站“1101”过程前后(2009 年 10 月 31 日 15:00—11 月 1 日 15:00)逐半小时地面气温变温时间序列图,其中 11 月 1 日 08:00—14:00 为降雪时段,之前有降雨发生。为探讨“1101”过程中两

种非绝热过程对地面气温变化的相对贡献情况,这里选取降水前连续两个无降水日的平均情况作为仅有长短波辐射作用的正常情况来进行对比。对比发现,在 11 月 1 日 00:00 之前,“1101”过程的地面半小时变温与无天气过程下的地面半小时变温较为吻合,因为这之前“1101”过程的降水还未开始;但在 00:00 之后,“1101”过程的地面变温与正常情况产生了很大差

异,在时间段I(1日00:00—05:00)和时间段II(1日08:00—12:00)出现了两段较为明显的连续降温。其中时间段I(对应的恰是降雨时段)内的降温更是显著,整个时间段内的地面半小时变温均为负值,且负变温显著大于“正常”情况下(即夜间长波辐射作用下)的地面气温的下降幅度;时间段II(对应着降雪时

段)“1101”过程的地面变温以较小的负变温为主,而“正常”情况下上午气温是逐步升高的,是完全相反的正变温。这两个时间段内“1101”过程的变温与“正常”情况的差异,恰恰表明辐射过程不是“1101”整个过程中地面气温下降的主导因素,非绝热降温的贡献主要源于相变过程即蒸发过程。

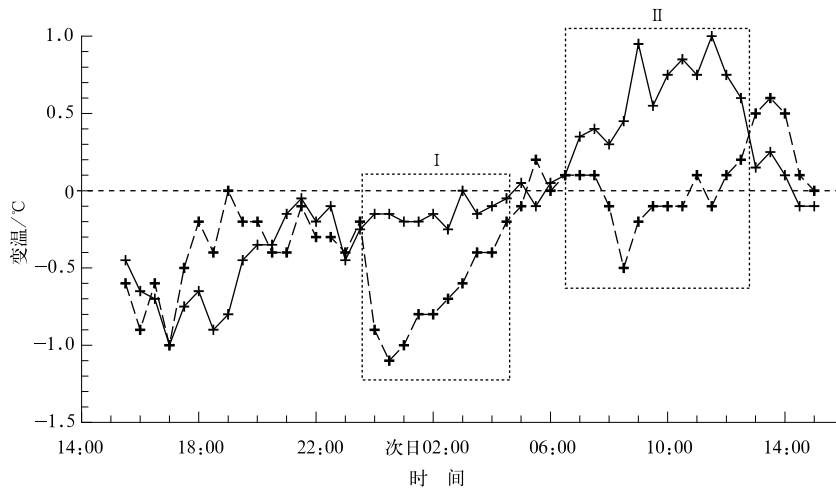


图10 海淀气象站地面半小时变温的时间序列图

(断线为“1101”过程对应的时间段,2009年10月31日15:00—11月1日15:00;

实线为选取的无降水对比时间段,2009年10月27日15:00—28日15:00与

10月28日15:00—29日15:00的平均;方框I和II分别对应的是降雨和降雪发生时间)

Fig. 10 Time series of surface half-hour temperature variation at Haidian Station

(broken line is for the period of 1101 process from 15:00 31 Oct to 15:00 1 Nov in 2009;

solid line is for the comparison period of no precipitation which is the average of 15:00 27 Oct

to 15:00 28 Oct in 2009 and from 15:00 28 Oct to 15:00 29 Oct in 2009; box I and

box II denote the periods of rainfall and snowfall, respectively)

3.2.2 降雨时间段的降温成因分析

利用微波辐射计提供的大气温度的连续观测,分析“1101”过程中对流层低层0.2~2.5 km气温的演变情况,发现与降水发生相联系的凝结和蒸发过程对对流层低层不同高度的温度变化有明显影响,特别是在时间段I。由图11可以看到,2009年11月1日00:00之前,即降雨尚未开始之前,0.2~2.5 km层温度随高度降低,表现为温度随高度递减的大气层结典型规律。但降雨发生之后,近地面层(500 m以下)温度连续下降,雨转雪(1日08:00)之后仍有小幅度下降,表现出与地面自动站观测一致的降温趋势;其他层温度不降反而出现不同幅度的升高,特别是1.5~2.5 km高度层温度升高非常显著,使0.5~2.5 km出现了上暖下冷的逆温状态,逆温厚度和强弱在降雨时段(2 km和接近7℃)比降雪时段(1.5 km和4℃左右)更明显,且随着降雪

的结束而消失。这种逆温强弱变化与雨雪的持续和间歇相对应,1.0~2.5 km高度正好处于云中,云底位于500 m之上(观测为蔽光高层状云),自动站记录的雨雪期间地面相对湿度在88%~97%之间(空气未达到饱和)等事实,表明降水发生期间对流层低层逆温的出现是与云中凝结释热和云下蒸发冷却密切关联的。

由图11还可以看到,从03:00开始,0.5 km, 1.0 km层的温度维持在0℃以下,从08:00开始维持在一3℃以下,这种温度层结有利于降雪粒子在降落到地面过程中,不会因为对流层低层环境温度偏高而转换成雨,而能够以雪的形式降落至地面。另外,地面相对湿度由降雨时的90%左右逐渐升高到降雪时的95%左右,表明近地面空气由时间段I到时间段II逐渐接近饱和,蒸发作用变小,因而蒸发冷却对近地面层气温的降温作用主要表现在时间段

I,即雪前降雨时段。综上微波辐射计高频观测数据分析和 3.2.1 节的诊断分析,可以进一步得出结论,雪前降雨在近地面层的蒸发冷却是时间段 I 近地面降温较快的主因,即“1101”过程雨转雪得以实现的关键。

另外,根据微波辐射计观测的零度层高度资料说明 0℃层高度在降水的相态转变过程中变化显著。降水发生之前,0℃层高度在 1000 m 以上的位

置。降雨阶段 11 月 1 日 02:00 的 0℃层高度为 450 m, 03:00—05:00 高度约为 300 m, 05:00—07:00,零度层高度降低至 200 m 以下,08:00 以后降至 14:00 的降雪发生时段中,一直维持在 200 m 高度以下,在整个降雪发生过程中,零度层的高度变化不大,表现出相对稳定的特点。由此认为除地面温度以外,零度层高度也可以作为预示雨转雪过程的一个指标。

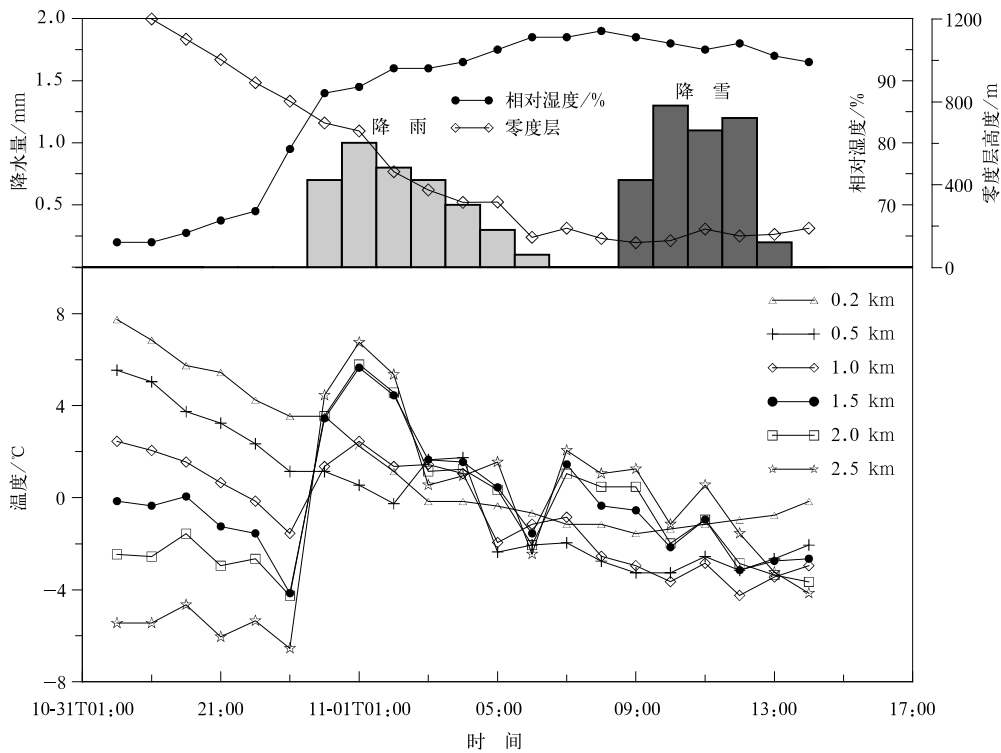


图 11 北京市观象台的自动站降水量、相对湿度、零度层高度以及微波辐射计观测的不同高度的温度时间序列图

Fig. 11 Time series of precipitation, relative humidity of AWS and the time series of the 0℃ level height, temperature at different height of microwave radiometer observations in Beijing Weather Observatory

3.2.3 时间段 II 的降温成因分析

利用再分析资料和风廓线这类新型观测资料分析的温度平流的垂直分布以及时间演变特征非常相似。由图 8a 看到在 1 日 08:00 之前,低层(500 m 高度以下)即 A 区存在有非常微弱的冷平流,风向随高度的逆转不明显。而在 500 m 以上的 B 区,风随高度有南方—西南风—西风的变化,存在明显的暖平流。08:00 之后,在 500 m 处上下最先出现强冷平流,风向由东南风转为偏东风,之后强冷平流随时间呈放射状向高层和低层扩散,与此同时,上层的暖平流的范围逐渐变窄,到了 14:00 降雪结束时刻,

暖平流已基本消失。而图 12 也反映出相同的演变趋势,看到在 08:00 之前,40°N,116°E 地区的上空主要受暖平流控制,中心强度达到 $15 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$,暖平流之下存在有强度小于 $5 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的冷平流,到了 08:00 开始出现较强的冷空气,其强度与范围逐渐扩大(中心强度超过 $30 \times 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$),而上层的暖平流则逐渐减弱消失。故结合两种资料认为时间段 II 的降温主要由于强冷平流的出现并长时间维持所致。需要注意的是,虽然 12:00 以后的冷平流依然很强,但由于蒸发降温作用减弱,加之正午时分的太阳辐射等非绝热作用,而将平流

作用抵消所致,所以地面温度反而有所升高。

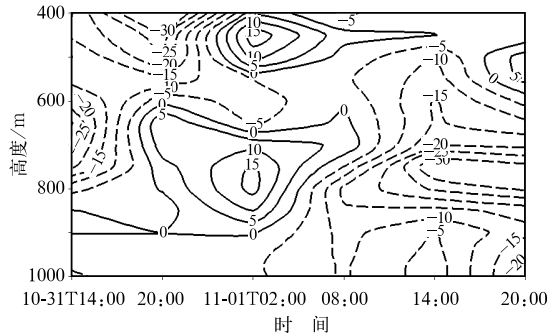


图12 2009年10月31日—11月1日温度平流在40°N,116°E的高度-时间序列图(单位: $10^{-5} \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 12 Cross section of thermal advection through the time-height plane at 40°N,116°E (unit: $10^{-5} \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

综上,锢囚锋爬升导致的气层抬升降温、近地面层的降雨蒸发降温等非绝热作用、以及暖平流向冷平流的转换,它们之间的共同作用使得环境温度不断降低,雨转雪过程得以实现。

4 结论和讨论

本文综合利用 NCEP/NCAR 再分析资料和多种新型观测资料,对2009年11月1日发生在北京的几十年不遇初雪暴雪过程的发生、演变和机制进行了分析与诊断,得到如下主要结论:

1) 此次初冬暴雪过程是有利的大尺度环流背景下,在对流层低层冷暖空气剧烈交绥区,由华北地形锢囚锋强迫所致。而华北地形锢囚锋,是东亚大槽在偏西位置(即在我国内蒙古中东部至河套一带而不是在我国东北)斜压发展,引导冷空气经恰当路径南下直接遭遇华北特殊地形影响的产物。伴随华北地形锢囚锋的形成,在北京西南37°~40°N之间形成狭窄水汽输送通道,连接华北锢囚锋区和来自两个不同方向(渤海为主和南部水汽富含区边缘地带为辅)的水汽输送汇合区,搭起水汽输送桥梁,不断向锢囚锋区供应水汽,而锢囚锋东西两股冷空气的相向挤压南移是这一水汽通道形成的诱因。

2) 本次过程中的华北地形锢囚锋为冷式锢囚,锋区结构浅薄,主要存在于850 hPa层以下,其水平和垂直尺度均小于经典锋面气旋锢囚锋。东路冷空气的强度明显大于西路冷空气的强度,其东路冷平流由东向西呈倾斜状下插起到冷楔作用。风廓线观

测表明,该锢囚锋的减弱与东路冷平流楔入成熟锢囚锋区有关,冷平流首先从500~800 m高度以下层楔入、然后向上扩展,使得沿锋区上界面爬升的暖平流层越来越薄,锢囚锋结构自下向上减弱消失。

3) 在对流层低层冷暖空气剧烈交绥区,华北地形锢囚锋的强迫导致了此次降水过程的发生。地形锢囚锋的东倾结构,决定了降水(包括雨和雪)落区位于地面锢囚锋东侧一带,锢囚锋东路冷空气起到了冷楔作用,迫使南部暖湿空气和西路冷空气(暖于东路冷空气)沿其抬升。该地形锢囚锋较为浅薄的结构,表明锋面所造成的强迫抬升即包括暴雪在内的整个降水过程中的上升运动并不深厚,这一点从雷达反射率因子观测中得到了佐证。由于北京恰好处于地面锢囚锋东侧的锢囚锋区之中,因而在锢囚锋整个生命阶段(15 h左右)北京降水比较持续,也正是因为上升运动并不深厚,所以在北京地区观测到的雪强不是很大且其随时间的变化较小。此次北京暴雪是降雪时间较长、累积量大的结果。

4) 基于再分析资料的诊断和新型观测资料的分析显示,此次过程中北京降水性质由雨转为雪是因近地面层温度快速下降至0°C左右并维持较低的缘故,而温度下降主要是低层冷平流和蒸发冷却非绝热过程共同作用、但在不同阶段贡献又有区别的结果。其中,降雪前(大约2009年11月1日08:00前)的快速降温主要缘于雪前降雨的蒸发冷却作用,说明北京雪前降雨在近地面的蒸发所导致的降温对于此次雨转雪是至关重要的;而在降雪发生期间(1日08:00—14:00),冷平流的不断加强,是温度在日变化应呈上升趋势的背景下继续有所降低,且在整个降雪过程中维持较低的主因。另外,地面长波、短波辐射过程对雨雪天气发生时的地面气温变化规律的影响是有限的,故降水天气条件下的气温预报应注意把握这一点。

通过本文的观测分析和研究已经发现一些重要事实,即此次降雪的发生与地形锢囚锋的强迫作用密不可分,而冷空气南下的路径又是地形影响可否发挥作用并导致地形锢囚锋生成的重要决定因素。然而,太行山山脉以及燕山山脉地形的一些具体特征(如走向、山脉高度等)对锢囚锋形成和结构会产生什么具体影响,这些影响又会导致锢囚锋降水特征产生哪些变化,目前仍然不是很清楚。同时,对于华北地形锢囚锋生成及其冷空气南下路径与地形的最佳配置范围,如冷空气主体偏东或偏西多大程度,

冷空气将只可能是从单一方向——“迴流”(西行)或东移影响北京地区,而不是从东西两侧相向移动以锢囚锋的形式带来影响等问题也都有待于通过高分辨率数值试验手段来进一步研究。另外,通过该次过程的研究已经发现降水所引起的蒸发冷却对于近地面降温的贡献不容忽视,而在天气预报中,蒸发凝结作用与平流作用相比却很难定量把握。研究发现大气的0℃层高度达到200 m及以下可以作为降雨向降雪转变的指标,为雨转雪过程的发生提供一定的预示作用,因而在数值预报产品中增加这个量的预报产品,对把握降水性质的转变可能有帮助。

参考文献

- [1] Bennetts D A, Hoskins B J. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rainbands. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1979, 105: 945-962.
- [2] Emanuel K A. Inertial instability and mesoscale convective system. Part I: Linear theory of inertial instability in rotating viscous fluids. *J Atmos Sci*, 1979, 36: 2425-2499.
- [3] Sanders F, Bosart L F. Mesoscale structure in the megapolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. *J Atmos Sci*, 1985, 42: 1050-1061.
- [4] 仪清菊,刘延英,许晨海.北京1980~1994年降雪的天气气候分析. *应用气象学报*, 1999, 10(2): 249-254.
- [5] 陶祖钰,郑永光,张小玲. 2008年初冰雪灾害和华南准静止锋. *气象学报*, 2008, 66(5): 850-854.
- [6] 王宝书,高峰. 初春一次罕见暴雪天气过程的诊断分析. *吉林气象*, 2009(3): 9-12.
- [7] 张腾飞,鲁亚斌,张杰,等. 2000年以来云南4次强降雪过程的对比分析. *应用气象学报*, 2007, 18(1): 64-72.
- [8] 梁凤霞,胡长雷,杨俊玲. 吉林省2007年一次特大暴雪天气过程分析. *安徽农业科学*, 2009, 37(4): 6527-6529.
- [9] 王文,程麟生. “96.1”高原暴雪过程横波型不稳定的数值研究. *应用气象学报*, 2000, 11(4): 392-399.
- [10] 王建中,丁一汇. 一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究. *气象学报*, 1995, 53(4): 451-460.
- [11] 周淑玲,丛美环,吴增茂,等. 2005年12月3—21日山东半岛持续性暴雪特征及维持机制. *应用气象学报*, 2008, 19(4): 444-453.
- [12] 赵思雄,孙建华,陈红,等. 北京“12.7”降雪过程的分析研究. *气候与环境研究*, 2002, 7(1): 7-21.
- [13] 牛风权,许磊. 罕见暴雪天气过程个例分析. *气象水文海洋仪器*, 2009(2): 140-141.
- [14] 单宝臣,张成,李建华,等. 威海地区2005年初冬首次暴雪诊断分析. *山东气象*, 2006(4): 17-18.
- [15] 王迎春,钱婷婷,郑永光. 北京连续降雪过程分析. *应用气象学报*, 2004, 15(1): 58-65.
- [16] Birkhimer S, Agee E M, Sorbjan Z. Convection structure in a cold air outbreak over lake Michigan during Lake ICE. *J Atmos Sci*, 2005, 62(7): 2414-2432.
- [17] Lavoie R L. A mesoscale numerical model of lake effect storms. *J Atmos Sci*, 1972, 29: 1025-1040.
- [18] Ellenton G E, Danard M B. Inclusion of sensible heating in convective parameterization applied to lake effect snow. *Mon Wea Rev*, 1979, 107: 551-565.
- [19] 孙晶,楼小凤,胡志晋. 祁连山冬季降雪个例模拟分析(I): 降雪过程和地形影响. *高原气象*, 2009, 28(3): 485-495.
- [20] 邓远平,程麟生,张小玲. 三相云显式降水方案和高原东部“96.1”暴雪成因的中尺度数值模拟. *高原气象*, 2000, 19(4): 401-414.
- [21] Srivastava R C, Matejka T J, Lorello T J. Doppler radar study of the trailing anvil region associated with a squall line. *Atmos Sci*, 1986, 43: 336-377.
- [22] Thomas M, Srivastava R C. An improved version of the extended velocity-azimuth display analysis of single-Doppler radar data. *J Atmos Ocean Technol*, 1991, 8(4): 453-456.
- [23] 林曲凤,吴增茂,梁玉海,等. 山东半岛一次强冷流降雪过程的中尺度特征分析. *中国海洋大学学报*, 2006, 36(6): 908-914.
- [24] 徐达生. 1956年2月25日的华北锢囚结构和降水. *天气月刊*, 1957(5): 5-10.
- [25] 肖庆农. 地形影响下冷锋的变形及锢囚. *气象学报*, 1994, 52(4): 414-423.
- [26] 苗爱梅,张红雨,郝建萍. 河套锢囚与山西暴雪. *山西气象*, 2003(1): 11-14.
- [27] 高智松,魏柏温. 南方大到暴雪的一种预报方法. *气象*, 1994, 20(4): 41-43.
- [28] 张迎新,张守保. 华北平原回流天气的结构特征. *南京气象学院学报*, 2006, 19(1): 107-113.
- [29] 周雪松,谈哲敏. 华北回流暴雪发展机理个例研究. *气象*, 2008, 34(1): 18-26.
- [30] 边志强,王建捷,谈哲敏. 对华北锢囚锋个例的数值模拟分析. *气象*, 1999, 25(10): 8-14.
- [31] Xiao Qingnong. Distortion and occlusion of cold fronts under the influence of orography. *Acta Meteorologica Sinica*, 1994, 8(4): 440-449.
- [32] 杨成芳. 山东半岛冷流暴雪的多普勒雷达特征分析//新一代天气雷达业务应用论文集. 北京:气象出版社, 2008: 301-307.
- [33] 朱乾根,林瑞祥,寿绍文,等. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社, 2000: 10-11.

Formation Mechanism of the Snowstorm over Beijing in Early Winter of 2009

Ye Chen¹⁾ Wang Jianjie²⁾ Zhang Wenlong³⁾

¹⁾ (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

²⁾ (*Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089*)

³⁾ (*Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089*)

Abstract

Using a variety of high spatial and temporal resolution observation data, an in-depth observation analysis is carried out on the formation and development mechanism of a snowstorm case happened on 1 Nov 2009 over Beijing and notable by its nature of the most early winter snowstorm in the past 60 years in Beijing. It shows that the snowstorm occurs under the favorable large scale atmospheric conditions. The enhanced 500 hPa trough over East Asian region together with the low level occluded front in Taihang and Yan mountain areas of North China provided strong forcing for the snowstorm. The occluded front is a terrain-driven cold-style occluded front system due to the encounter of the low level (below 1500 m) northwest to southeast cold air with the Taihang and Yan mountains. The low level cold air turns its original moving direction into west, and results in the moisture feeding to the occluded front zone from two different directions (the Bohai Sea and the edge of the water vapor-rich region in southern China).

It shows that the snowstorm is the result of the low level occluded front, and precipitation distribution of 1101 process in 2009 is decided by the eastward-tilting structure of the occluded front, and Beijing is just located in the favorable front zone (the east side to the top of surface occluded front). Because vertical structure (below 1500 m) of the occluded front is shallower than the classic occluded front developed from the typical frontal cyclone, the vertical motion of the snowstorm case is not very strong. Therefore, its precipitation distributes evenly with time but lasts about 15 hours (rain first then it turns into snow) with large amount of the accumulated precipitation. The observation analysis based on wind profile suggests that the occluded front weakens from its bottom to top, which is caused by the cold air invading to the mature occluded front zone starting from layers below 500—800 m and then extending upward.

Furthermore, the diagnosis shows that the precipitation transits from rain to snow because the surface air temperature decreases to near freezing point rapidly. The mechanisms for the temperature drop are not the same in different stages of precipitation. Evaporative cooling of the rainfall is the main contributor to the temperature drop before snowfall (from 00:00 to 08:00 on 1 November), while the low-level cold air advection plays the key role for maintaining lower air temperature during the whole snowfall period from 08:00 to 14:00 on 1 November in 2009.

Key words: occluded front; snowstorm; rain to snow; formation mechanism