

北京地区预报失误的两次降雪过程分析

何娜^{1,2} 孙继松^{1,2} 王国荣¹ 卢冰² 柳克³

(1 北京市气象台, 北京 100089; 2 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089;
3 中国民航华北空管局气象中心, 北京 100621)

摘要 利用常规资料、NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料及多种新型探测资料,对北京地区 2011 年深秋初冬季节预报接连失误的 11 月 29 日和 12 月 2 日两次降雪天气过程进行了分析。结果表明:①11 月 29 日,在地面偏东风配合倒槽的有利形势下北京未出现降雪的重要原因之一是偏东风为干冷性质,且层次深厚,北京边界层湿度条件差。对流层低层冷空气快速南压填塞倒槽是预报出现失误的另一重要原因。②12 月 2 日降雪过程,925 hPa 的切变线和地面锋面为边界层的水汽辐合抬升提供了动力条件,对流层中下层的水汽输送为降雪提供了水汽条件。③对比研究表明,北京地区冬季降雪预报要特别关注边界层湿度的变化,当边界层内水汽条件较差时,即使中高层有明显的天气系统也不易产生降雪。当边界层湿度条件好,并配合有边界层辐合系统时,即便对流层中层没有明显天气系统,也会产生降雪。

关键词 降雪过程 物理量场 边界层湿度 华北锢囚锋

引言

北京作为国际性大都市,随着城市的迅速发展,由降雪天气衍生的交通和供暖等一系列问题已成为保障城市安全运行的重要因素之一,即便是一次小雪天气过程也会造成很大影响^[1-2]。因此,北京地区冬季的降雪天气受到了极大的社会关注。仪清菊等^[3]指出华北降雪的环流型主要有低槽(涡)型和中亚低槽东亚高后型两类。张迎新等^[4]、张守保等^[5]认为来自东北平原的低层冷空气虽然经渤海侵入华北平原,但仍然保持干冷气团的特性,在降水中起到了“冷垫”的作用。王迎春等^[6]发现回流形势下的降雪中来自南方的暖湿空气回流在冷空气垫上爬升从而造成了降雪天气,但是锋面的坡度很小以及暖湿空气中的上升速度很小,所以回流降雪的强度通常都不大。虽然有众多学者对华北地区的降雪天气做了细致的分析^[7-14],得到了很多有意义的结论,但由于大多数研究者往往研究强调边界层内或对流层中低层内的物理过程,对边界层内过程与对流层

中低层相互影响的物理过程缺乏精确的描述。所以,直到现在华北的降雪天气,尤其是弱降雪天气过程仍然是冬季天气预报的难点,出现空报或漏报的现象时有发生。

2011 年北京深秋初冬季节连续两场降雪的短期预报效果都不理想:2011 年 11 月 29 日,在地面出现偏东气流及倒槽等有利的天气尺度背景下,华北中南部产生了大范围的明显降雪,但京津地区未出降雪,北京出现了降雪空报。2011 年 12 月 2 日,在对流层中低层均为下沉气流的不利天气尺度背景下,边界层内浅薄的辐合系统配合有利的湿度条件导致北京城区出现了一次明显降雪过程,本次降雪过程漏报。针对两次降雪过程的预报难点,本文试图从有利天气背景下为何未产生降雪以及边界层内浅薄系统如何产生明显降雪两个方面进行详细分析,以期进一步丰富对华北冬季降雪天气发生、发展规律的认识,为降雪预报提供一些科学依据和有益思路。

<http://www.qxkj.net.cn> 气象科技

2011 年度城市气象科学研究基金(IUMKY&UMRF201105)、国家支撑项目“城市群高影响天气的特征和成因分析”(2008BAC37B01)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006010)资助

作者简介:何娜,女,1984 年生,硕士,工程师,主要从事天气预报技术与方法研究,Email:hena0105@163.com

收稿日期:2013 年 4 月 18 日;定稿日期:2013 年 11 月 18 日

1 11月29日降雪过程

1.1 天气过程描述

2011年11月29日华北中南部大部分地区出现了一次明显的降水过程,河北中南部和山西大部分地区出现了中到大雪(雨夹雪)天气,部分站点甚至达到暴雪。北京、天津未出降雪,京津地区短期降雪过程预报出现空报现象。降雪分布如图1所示。

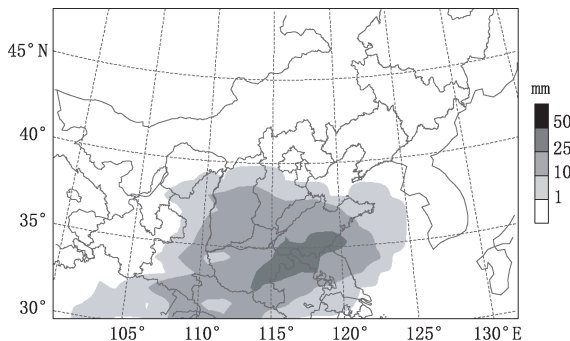


图1 11月29日08:00至30日08:00 24 h降水量

1.2 降雪天气形势分析

本次华北降雪的高空影响系统有500 hPa的西风槽、700 hPa和850 hPa切变线。京津地区处于500 hPa槽前和700 hPa切变线顶端,850 hPa切变线位于华北南部,未影响到京津地区,高空系统于29日白天过境。从诊断的垂直速度剖面图上(图略)可以看到29日08:00北京上空存在较强的上升运动。29日08:00地面图上,蒙古高原冷高压南部冷空气分别沿东北和西北路径入侵我国,一股冷空气从东北平原经过渤海湾进入华北平原,形成回流;另一股冷空气从河套西部南下。两股形成了西北—东南和东北—西南向的华北锢囚锋,河套地区受两股冷空气挤压逐渐形成倒槽。北京、天津均处于偏东气流之中,倒槽到达山西西界,地面降水区位于倒槽东侧偏南气流中及倒槽顶部。14:00,倒槽有所东移,主体位于山西高原,其边缘接近北京,降水区有所扩大,呈带状分布于倒槽前部。

水汽条件的诊断分析显示(图略),700 hPa切变线右侧强盛的西南气流将南方暖湿空气输送至华北中南部,在切变线右侧形成了一条水汽辐合带,京津地区处于水汽通量辐合区,水汽辐合带与地面降水区有很好的对应关系。北京观象台的微波辐射计探测结果(图2a)显示,28日20:00之后对流层内2~5 km的湿度一直在增加并逐渐达到了饱和,并

且一直持续至29日20:00。表明在此次降雪过程中,北京地区的对流层中层一直维持着较好的湿度条件。

1.3 北京未出降雪原因分析

偏东风与倒槽的有利配合可以在华北地区引起大范围明显的降雪^[5]。但本次降水过程的实际情况是降雪只落在京冀的交界,并未进入到北京境内。究竟是什么因素导致看似比较有利的天气尺度背景下北京未产生降雪呢?

1.3.1 水汽条件分析

普遍认为华北回流降雪的低层湿度主要有两个来源,一个来源于偏东风带来的水汽,另一个来源于西南暖湿气流提供的水汽^[15]。不同降雪个例中偏东风的干湿性质有所差异,下面分析本次影响北京偏东风的性质。从28日20:00至29日08:00间隔3 h的露点温度分布情况可以看出(图略),北京北侧和东北侧地面的露点温度都较低,偏东风经过上游干区,向北京地区输送干冷空气,北京地区露点不断下降。从延庆风廓线可以看出(图2b),11月28日20:00北京边界层受东南风控制,风随高度呈顺时针旋转,低层有暖平流。23:00冷空气逐渐从东部渗透下来,边界层内风向由东南风转为偏东风,随着时间增加2 km附近也由偏西风转为东北风,东北风随时间增加层次逐渐增高(图2b中虚线指示),风随高度呈现逆时针旋转,低层为冷平流。配合微波辐射计观测来看,偏东路径的气流并未对边界层带来增湿作用,而且随着偏东风的向西推进,干层逐渐增厚(图2a虚线部分),朝着越来越不利于降水的条件发展。以上分析表明,影响此次华北地区的偏东风为干冷性质,未对低层的增湿起到作用。虽然高空辐合区接近北京后,使得2000 m以上水汽明显增加,但由于边界层受干冷下沉空气控制,北京上空的水汽凝结厚度不足以形成降雪,因此北京未出现降雪,这是降雪空报的重要原因之一。

1.3.2 边界层系统分析

倒槽在华北地区降雪过程中主要起到动力辐合和增加局地水汽两方面的作用^[15]。而此次预报京津地区是否能出现降雪的关键在于未来倒槽是否能影响到北京地区。数值模式的地面形势场中对倒槽的位置预报一直在调整,直到近24 h的预报中,多家模式的结果还是预报倒槽的边界将会影响到京津偏南地区,因此预报员仍坚持预报北京南部地区有

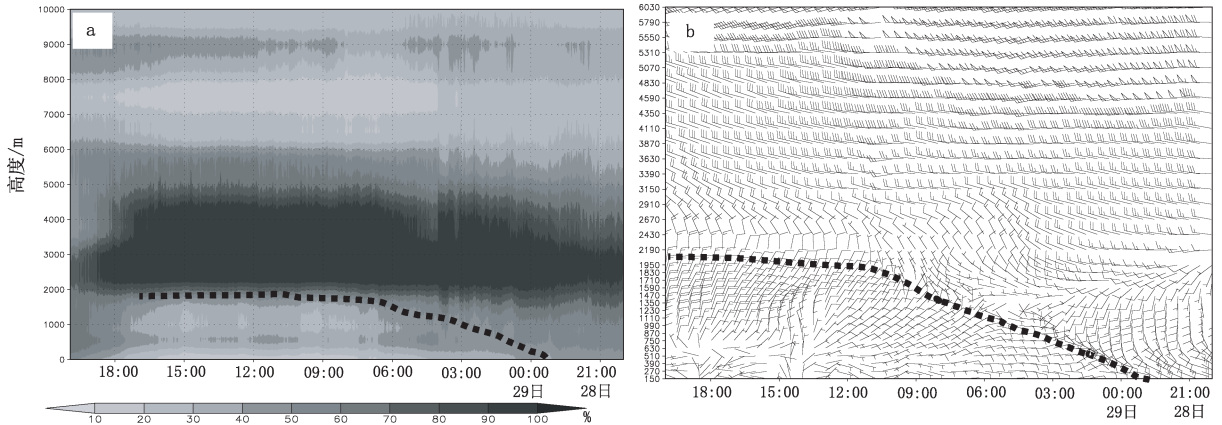


图2 11月28日20:00至29日20:00北京微波辐射计探测相对湿度(a)和延庆风廓线垂直分布(b)

小雪。但事实表明,倒槽并未影响到北京地区。北京西部为太行山,大部分山脉海拔高度达1200 m以上,为了真实反映低层冷空气的活动情况,分析850 hPa的温度平流。从温度平流的分布来看,11月29日08:00(图3a)在渤海湾和河套地区分别存在东、西向的两股冷空气,北京处于弱暖平流的控制下;14:00(图3b),西侧的冷空气明显东移南压和东侧冷空气开始合并,北京北部地区由偏南气流转为东北气流;到20:00(图3c),西部冷空气势力显然更强,完全控制了北京。由于东、西部两股冷空气的快速合并南压,导致倒槽填塞(图3d),未影响到北京,这是北京未出降雪的另一重要原因。

1.3.3 降雪与未降雪站物理量场对比分析

为了进一步说明降雪站点和未降雪站点物理量场的差异,对3 h同化更新一次的北京快速更新循环预报系统(BJ-RUC)初始场资料进行分析^[16]。可以看出,发生降雪的石家庄(图4a)和未出现降雪的北京观象台(图4b)风场和比湿垂直剖面图上有两点明显差异:①垂直风场结构的差异。29日08:00—20:00石家庄700 hPa以上为西南风,700 hPa以下为偏东风;而北京观象台500 hPa以上为西南风,700 hPa由偏西风转为西北风,低层为东北风。相比之下,石家庄风场的垂直结构更符合华北回流降雪的天气型配置^[15]。②对流层低层湿度的差异(这一点从29日08:00、20:00邢台和观象台的探空上也可以看出),29日08:00开始700 hPa切变线右侧的西南风急流将暖湿气流输送到石家庄,对流层中低层的比湿开始增大,随着850 hPa切变线移近(图略),低层的湿度也有所改善,14:00开始

500 hPa垂直方向比湿都达到了 $2.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上。相比之下,北京观象台的边界层内湿度一直未改善,表明850 hPa的切变系统经过河北南部,没有影响到北京地区。虽然北京中层具备一定的水汽条件,但由于低层水汽条件较差,导致抬升凝结高度偏高,北京只形成了中低云而未产生降雪。

2 12月2日降雪过程

2.1 天气过程描述

2011年12月2日上午06:00前后,北京西部、南部地区开始出现降雪天气,直至14:00全市大部分站点都发生了降雪,16:00降雪停止。05:00—16:00北京全市平均降雪量为1.3 mm,城区及南部地区达中雪量级,最大降雪出现在城区的六道口桥,为5.1 mm。降雪分布如图5所示。对于这次降雪天气过程,短期时效内出现漏报。

2.2 天气形势分析

2011年12月2日北京的初雪天气发生在对流层中层中高纬度环流经向度加大,冷锋东移南下的大尺度环流背景之下(图略)。降雪发生前,1日20:00高空500 hPa在贝加尔湖附近有冷涡,涡延伸出的槽线分为南北两段,北槽位于贝加尔湖至蒙古国南部,南槽在陕西、山西交界处一带,温度场落后于高度场,高度槽后有冷空气补充,槽加深发展移动缓慢。随着环流经向度的加大,北槽冷空气迅速南下补充,到2日08:00, -32°C 等温线接近 40°N ,河套槽进一步发展并东移至山西河北交界一带,北京处于槽前西南气流中。700 hPa无明显系统,但北京上游西北气流中配合的是水汽辐合区。850 hPa

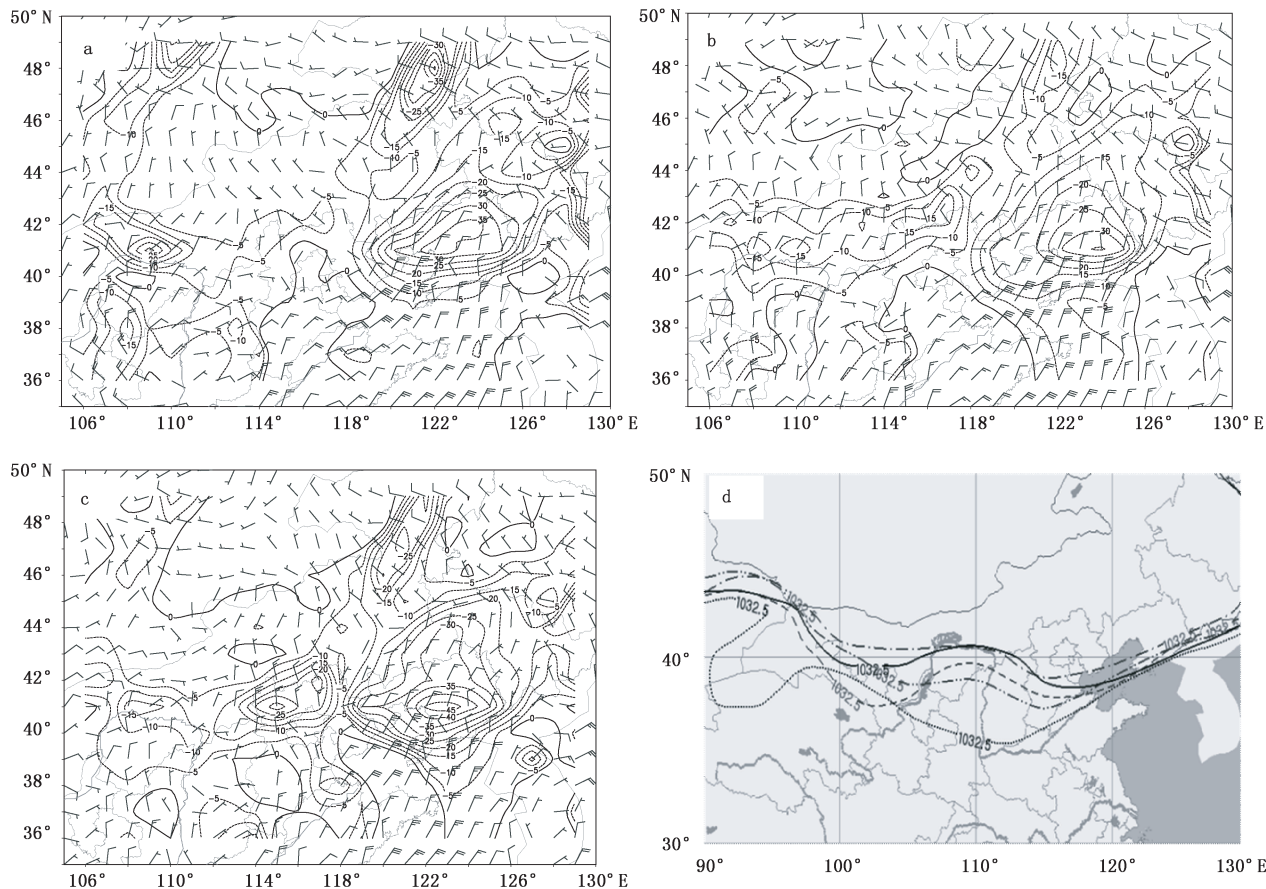


图 3 11 月 29 日 08:00、14:00、20:00 850 hPa 温度平流(单位: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)和风叠加图(a~c);08:00—20:00 间隔 3 h 1032.5 hPa 等压线分布(d)

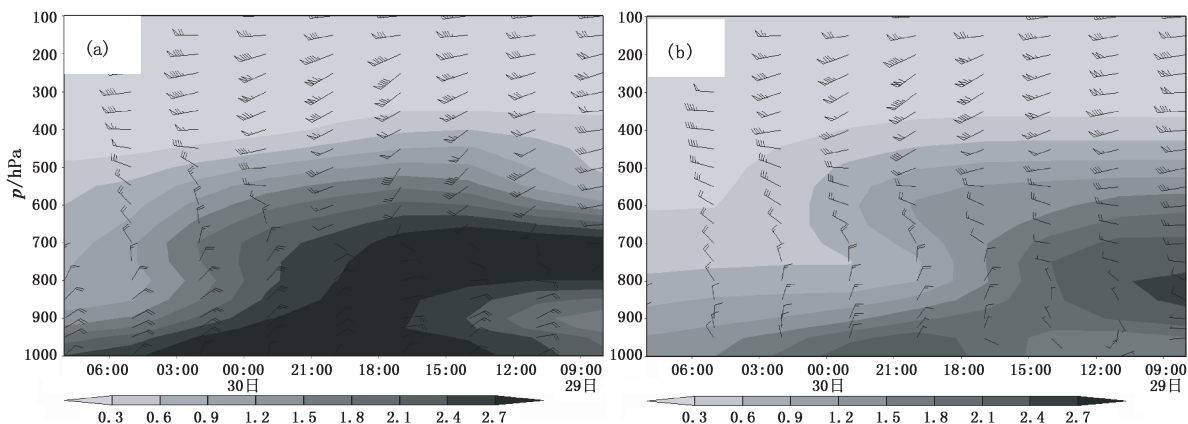


图 4 2011 年 9 月风场与比湿(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)垂直剖面:(a)石家庄,(b)北京观象台

的天气图中,1 日 20:00 在河套附近存在切变线,但切变线右侧并没有水汽输送配合,925 hPa 西南风明显,达到 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。2 日 08:00,除了 500 hPa 高空槽未过境北京之外,对流层中、低层(700~1000 hPa)均转受槽后较为深厚的西北气流控制,然而在

这种较大尺度下沉气流的控制下,北京观象台的微波辐射计探测显示,3 km 以下的大气迅速趋于饱和。

地面图上,蒙古高压一直在贝加尔湖以南区域盘踞,沿西北路径的冷空气不断分裂南下。冷空气

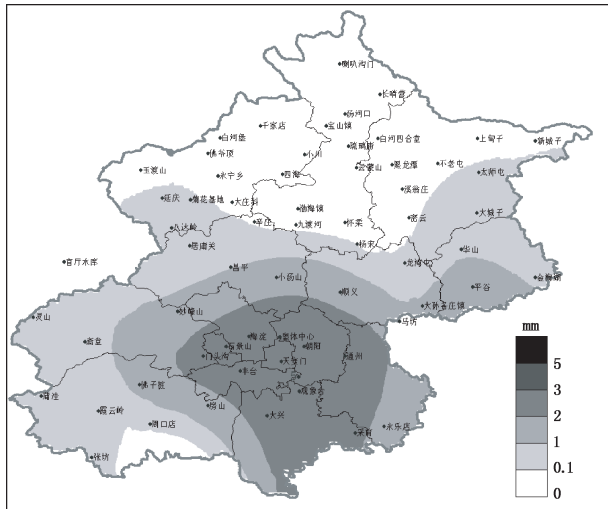


图5 12月2日05:00—16:00北京地区
累积降水量分布

从河套地区移向山西高原形成弱冷锋,配合弱冷锋东移南下,锋面附近有降雪,降雪区与锋面有较好的对应关系。

2.3 降雪成因分析

从大尺度天气背景来看,对流层中层均为西北气流控制,诊断分析中也显示为下沉气流,且存在明显的干区,均不利于北京出现降雪。那么,究竟是什么动力学过程造成的凝结?北京上空的水汽来自于哪里?

2.3.1 动力诊断分析

一般情况下,降雪出现的时间和强度与高层辐散场和低层辐合场有较好的对应关系。从此次降雪过程散度场的垂直分布(图6a)可以看到,高低层存在两对辐合辐散中心,高层的辐合中心位置与700 hPa风速辐合相对应,低层925 hPa以下的浅薄的辐合区与边界层的辐合系统相对应。2日02:00,500 hPa以上的相对涡度有明显增强(图略),受到其强迫抬升作用,高空350 hPa出现了强度达 $0.9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散中心,与此同时,900 hPa附近受弱冷空气影响出现了辐散,为了补偿辐散引起的质量亏损,中层的辐合中心开始逐渐加强,到2日08:00在750 hPa附近出现了一 $1.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心,并且形成了深厚的辐合区,北京城区大部分站点开始出现降雪。2日08:00—14:00期间,500 hPa出现了辐散大值区,900 hPa以下受地面锋面前部辐合区影响,辐合明显增强,出现了一 $1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心,对应在这段时间内城区多个自动站出

现了本次过程的小时降雪量极值,16:00后,随着高层散度中心减弱消失,低层850 hPa开始出现辐散区,降雪逐渐停止。

垂直速度的演变也是如此(图6b)。2日02:00,北京高、低层上升运动中心分别与高、低空的辐合辐散相对应,高层的上升运动中心位于600 hPa附近,中心强度达到了一 $0.15 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$ 并一直维持至2日08:00;低层的上升运动中心位于地面至900 hPa之间,中心强度为一 $0.1 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$ 。2日02:00开始,由于低层冷空气的侵入,北京上空出现弱下沉运动。08:00开始,受东移南下的锋面抬升,低层900 hPa以下很快再次出现上升运动区,中心强度为一 $0.06 \text{ Pa} \cdot \text{ s}^{-1}$,并且与800 hPa以上的上升运动区叠加。配合散度的垂直分布来看,对应对流层低层为强辐合运动,造成了该时段的明显降雪。16:00后,北京上空完全被下沉气流控制,降雪逐渐结束。为了更好地理解降雪发生时间段内低层大气的演变过程,对3 h间隔的BJ-RUC初始场资料进行分析。从 $116^\circ \text{ E}, 40^\circ \text{ N}$ 的垂直速度时间演变情况看出(图6c, BJ-RUC模式初始场垂直速度的输出单位为 $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{ s}^{-1}$),2日06:00,边界层开始出现上升运动,这时南部有站点开始出现零星降雪,锋面移过北京的08:00—14:00期间,边界层内的上升运动先增大后减小,最大上升速度达到 $3 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{ s}^{-1}$,与观象台降雪量极大值(图6d)出现时间呈明显的对应关系。由于降雪发生在两次探空观测之间,因此仅依靠观测的资料无法判断上升运动的存在,但是从高分辨率的模式资料中,可以看到低层确实存在着辐合上升运动,且上升速度与降雪有良好的对应关系。

通过上述分析可知:对流层中高层的正涡度平流引起的上升运动区与边界层及锋面前沿的辐合区叠加导致上升运动增强,为降雪的产生提供了非常有利的动力条件。当天气尺度锋面结构前端的上升运动建立时,降雪过程开始,在锋面系统继续移动的过程中,其边界层内的上升运动逐渐增强,降雪量逐渐加大,直到整层大气完全被下沉气流控制,降雪才完全结束。

2.3.2 水汽条件分析

根据水汽方程

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla q - \omega \times \frac{\partial q}{\partial p} - c + K_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}$$

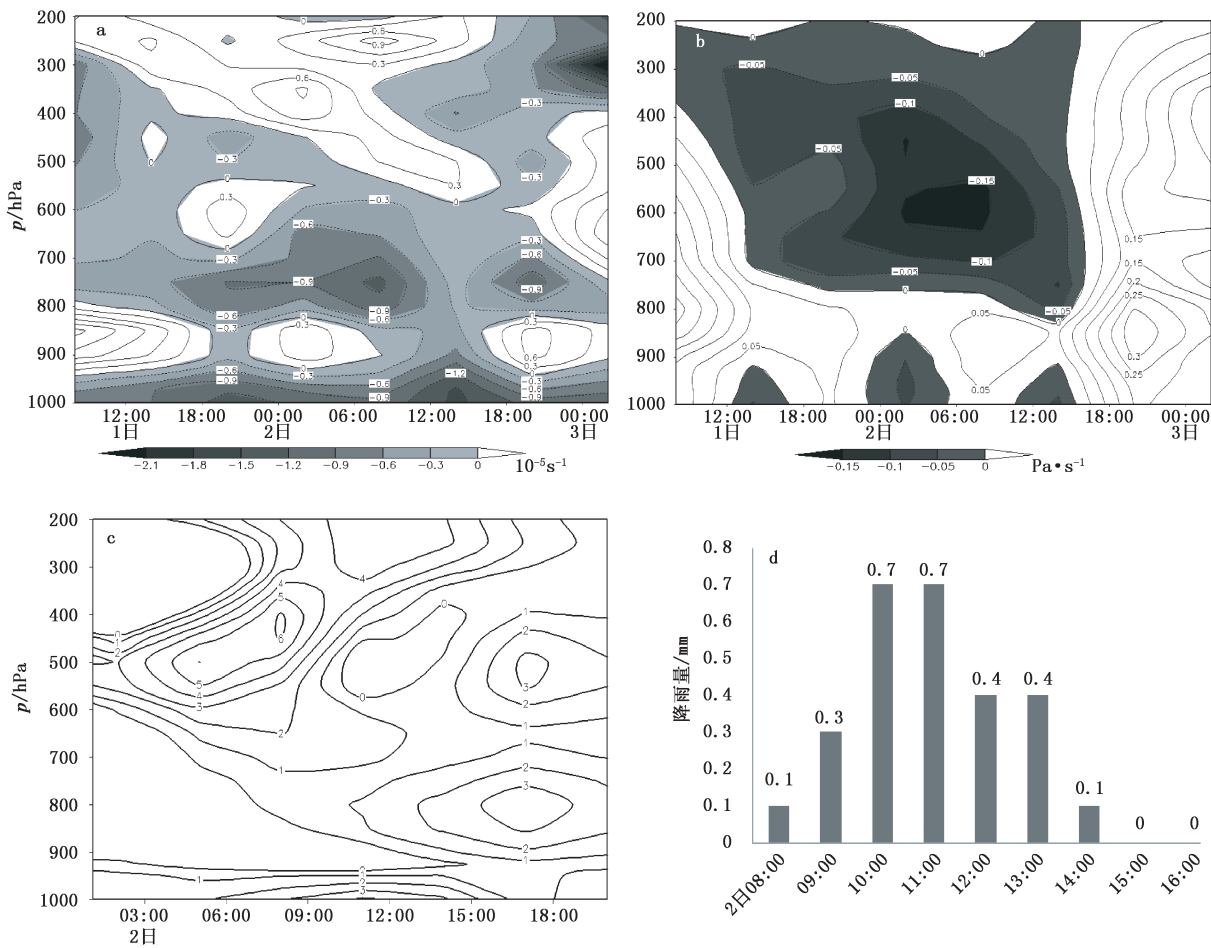


图 6 2011 年 12 月 1—3 日 $39^{\circ}\sim 41^{\circ}N, 115^{\circ}\sim 117^{\circ}E$ 区域平均垂直剖面散度(a:阴影区小于等于 $0 s^{-1}$),垂直速度 (b:阴影区小于等于 $0 Pa \cdot s^{-1}$),BJ-RUC 模式初始场($40^{\circ}N, 116^{\circ}E$)垂直速度(c:单位: $10^{-2} m \cdot s^{-1}$)和北京气象台降雪量(d)时序图

可知局地的水汽变化量决定于比湿平流,比湿垂直输送,凝结、蒸发和湍流扩散 4 个因子。由于稳定性降水过程中,后两项的贡献相比前两项要小的多,可以忽略不计,因此本文只讨论前两个因子的影响。

1 日 20:00,各层比湿平流分布来看(图略),北京 700 hPa 处于水汽通量辐合区,上游均为温度露点差小于 $2^{\circ}C$ 的高湿区,有水汽不断向北京输送,850 hPa 无水汽输送。从 2 日 02:00 等熵面的比湿分析来看,锋面结构为北侧厚南侧薄。由于地形作用,图 7a 中东南部地区气压相对较高,北京处在锋面上相对干的区域,西南方向有比湿超过 $4 g \cdot kg^{-1}$ 的大值中心存在,有比湿平流沿锋面从 925 hPa 附近向位于 875~900 hPa 之间北京区域输送(西南箭头)。同时,锋面西侧高层 850 hPa 附近的比湿为 3

$g \cdot kg^{-1}$ 也较北京的比湿 $1 \sim 1.5 g \cdot kg^{-1}$ 大,湿空气从高层向低层传递(西北箭头)。两股湿平流不断将水汽向北京输送,使得北京地区低层的比湿在 2 日 02:00(图 7b)有了明显的改善。

如果低层的比湿大于高层,当出现垂直上升运动时,水汽由低向高输送。相反,如果高层比湿大于低层,出现下沉运动时,水汽由高向低输送。从此次降雪过程的比湿和垂直输送分布来看(图 8a),1 日 20:00 开始,800~500 hPa 一直存在上升运动,对应的比湿分布为低层大高层小,因此,一直有水汽向上输送。到 2 日 08:00,600 hPa 附近出现了 $0.15 g \cdot kg^{-1} \cdot s^{-1}$ 的水汽向上输送大值中心(图 8b)。800~1000 hPa 在 2 日 02:00—08:00 期间内出现了下沉运动,但由于 900 hPa 附近受到锋面上

游的水汽输送,其比湿($2.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)大于925~975 hPa之间的 $2.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,表明该层次内有水汽向下输送,08:00之后由于地面锋面的抬升作用,边界层再次出现上升运动,低层的比湿又开始向上输送,直

到16:00锋面过境,整层转为下沉气流。

综上所述,锋面上游的水汽输送导致对流层中低层湿度增加,并通过比湿的垂直输送形成垂直方向上深厚的湿层,为降雪提供了有利的水汽条件。

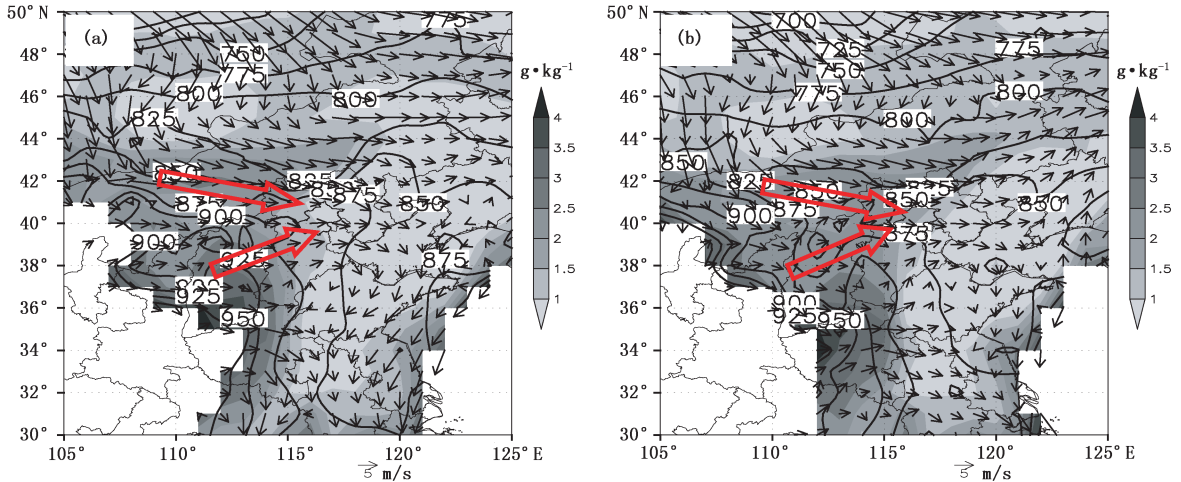


图7 2011年12月1—2日279 K等熵面上的比湿(阴影),气压(等值线,单位:hPa)和 风场(空白区域假相当位温 $<279 \text{ K}$):(a)12月1日20:00,(b)12月2日02:00

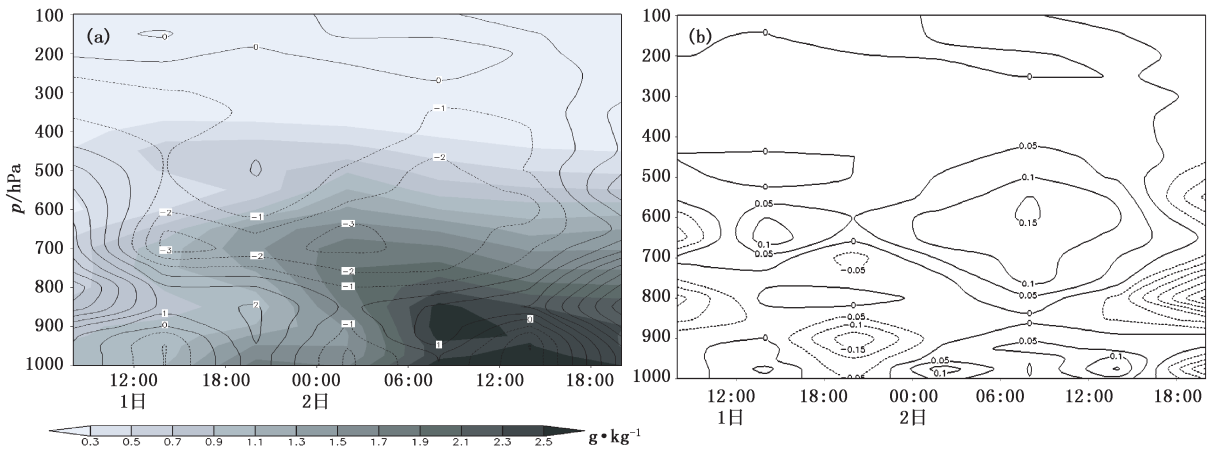


图8 2011年11月1—2日 $40^{\circ}\text{N}, 116^{\circ}\text{E}$ 垂直剖面:(a)垂直速度(单位: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)和 比湿(阴影),(b)比湿垂直输送分布(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

3 小结

本文对北京地区初冬季节连续两次预报失误的降雪过程进行了分析,得到以下结论:

(1)11月29日偏东风配合地面倒槽的有利形势下北京未出现降雪的原因之一是影响北京的偏东风为干冷下沉气流,且层次偏高,导致北京上空的水汽凝结厚度不足以形成降雪。对流层低层冷空气快速南压导致地面倒槽填塞,未影响北京,是降雪空报的另一重要原因。

(2)12月2日的降雪过程,锋面上游的水汽输送使得对流层中低层的湿度增加,通过比湿的垂直输送形成深厚湿层,中高层槽前正涡度平流、边界层切变线和锋面引起的上升运动为降雪提供了非常有利的动力条件。当天气尺度锋面结构前端的上升运动建立时,降雪过程开始。在锋面系统继续移动的过程中,其边界层内的上升运动逐渐增强,降雪量逐渐加大,直到整层大气完全被下沉气流控制,降雪才完全结束。

(3)对两次预报失误降雪过程的研究表明,北京

地区冬季的降雪过程应关注边界层内水汽的变化情况。当水汽集中在对流层中上层,边界层内的水汽条件较差时,即使中层存在明显的天气系统,也不易产生降雪。当边界层存在较好的湿度条件,并伴有边界层辐合系统(如锋面、辐合线或切变线等)引起的浅薄上升运动时,即使中层没有明显的天气系统,也可在北京地区产生明显降雪。

致谢:感谢北京市气象服务中心张明英高工在文章写作中给予的热心指导。感谢国家气象中心马学款、符娇兰在图形分析上给予的帮助。

参考文献

- [1] 赵思雄,孙建华,陈红,等.北京“12·7”降雪过程的分析研究[J].气候与环境研究,2002,7(1):7-21.
- [2] 孙继松,梁丰,陈敏,等.北京地区一次小雪天气过程造成路面交通严重受阻的成因分析[J].大气科学,2003,27(6):1057-1066.
- [3] 仪清菊,刘延英,许晨海.北京1980—1994年降雪的天气气候分析[J].应用气象学报,1999,10(2):249-254.
- [4] 张迎新,张守保.华北平原回流天气的结构特征[J].南京气象学院学报,2006,29(1):107-113.
- [5] 张守保,张迎新,杜青文,等.华北平原回流天气综合形势特征分析[J].气象科技,2008,36(1):25-30.
- [6] 王迎春,钱婷婷,郑永光.北京连续降雪过程分析[J].应用气象学报,2004,15(1):58-65.
- [7] 魏东,廖晓农,杨波.有利环流形势下北京降雪空报原因[J].气象科技,2010,38(2):182-189.
- [8] 叶晨,王建捷,张文龙.北京2009年“1101”暴雪的形成机制[J].应用气象学报,2011,22(4):398-410.
- [9] 段丽,张琳娜,王国荣,等.2009年深秋北京大雪过程的成因分析[J].气象,2011,37(11):1343-1351.
- [10] 侯瑞钦,张迎新,范俊红,等.2009年深秋河北省特大暴雪天气成因分析[J].气象,2011,37(11):1352-1359.
- [11] 董林,符娇兰,宗志平.2011年隆冬北京初雪成因分析[J].气象,2012,28(8):913-920.
- [12] 易笑园,李泽椿,朱磊磊,等.一次中- β 尺度暴风雪的成因及动力、热力结构[J].高原气象,2010,29(1):175-186.
- [13] 郭锐,张琳娜,李靖,等.2010年冬季北京初雪预报难点分析[J].气象,2012,38(7):858-867.
- [14] 宋薇,靳瑞军,孟辉,等.2009年天津地区首场降雪过程分析[J].气象科技,2012,40(6):996-1001.
- [15] 孙继松,等.北京的回流天气系统,北京预报员手册[G].北京市气象台(内部交流材料),2011.
- [16] 范水勇,陈敏,仲跻芹,等.北京地区高分辨率快速循环同化预报系统性能检验和评估[J].暴雨灾害,2009,28(2):119-125.

Analysis of Unsuccessful Forecasting for Two Snowfall Processes in Beijing

He Na^{1,2} Sun Jisong^{1,2} Wang Guorong¹ Lu Bing² Liu Ke³

(1 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089; 2 Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089; 3 Meteorological Center, North China Aviation Administration, Beijing 100621)

Abstract: Unsuccessful forecasting for two snowfall processes in Beijing in 2011 is analyzed by using a variety of high spatial-temporal resolution observation data, NCEP1°×1° analysis data, and conventional observation data. The result shows: (1) On 29 November 2011, one of the most important reasons that there was no snow in Beijing is that the east winds in Beijing were dry and cold in a deep layer, and the boundary layer moisture condition was unfavorable. The cold air moved southward, leading to a filling pressure trough in the lower troposphere, which is another important reason for the fault prediction. (2) In the process of snowfall on 2 December 2011, the front and 925 hPa shear line provided dynamic condition for uplifting boundary layer water vapor convergence, and the lower troposphere water vapor transmission provided the moisture condition for snow. (3) Comparative analysis shows that more attention should be paid to water vapor change in the boundary layer in snow forecasting in Beijing. It hardly snows even if there is obviously favorable weather pattern but poor water vapor condition in the boundary layer; it probably snows if there is good moisture condition and convergence in the boundary layer, even if there were no favorable weather systems in the middle troposphere.

Key words: snowfall, physical quantity field, PBL humidity, North China occluded front