

董林,符娇兰,宗志平. 2011 年隆冬北京初雪成因分析[J]. 气象,2012,38(8):913-920.

2011 年隆冬北京初雪成因分析^{*}

董 林 符娇兰 宗志平

国家气象中心,北京 100081

提 要: 利用常规、加密观测自动站资料、雷达风廓线资料、L 波段探空风、微波辐射计资料和 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 再分析资料,对 2011 年 2 月 9—10 日北京首场降雪天气过程进行了成因分析,结果表明:此次降雪过程是在高空短波槽、东风回流和地面倒槽的共同作用下产生的。东路冷空气经东北平原南下到渤海,而后向西移动形成回流。华北地区的东风回流具有西北方向浅薄、东南方向深厚的楔形结构,同时具有湿冷的特性。东风回流前沿有辐合上升气流和锋生,在近地面层形成冷垫和小幅度增湿,西南暖湿气流在冷垫上爬升造成降雪。500 hPa 短波槽前的正涡度平流和 850 hPa 的温度平流促进了河套附近地面倒槽的发展和东移,倒槽的辐合上升区与东风前沿的辐合区叠加导致上升运动加强为北京降雪提供了动力条件。西南暖湿气流是降雪过程的主要水汽来源。

关键词: 北京初雪,东风回流,地面倒槽,水汽

An Analysis of Dynamic Characteristics of the First Snow in Winter 2011 in Beijing

DONG Lin FU Jiaolan ZONG Zhiping

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: In this paper, an analysis is performed on the snow weather process taking place in Beijing on February 9 and 10, 2011. The NCEP final operational global analysis data as well as the observation data, both conventional and densely AWS data, are used in the analysis. It is shown in the analytical results that this snow process is a combined consequence of the eastward returning current and the surface inverted trough. The eastward returning current is characterized by its wedge structure of being shallow in north-west direction and deep in southeast direction, as well as being wet and cold. Although there is convergent ascending current and frontogenesis, the eastward returning current is not the primary dynamic mechanism of the snowfall. Instead, it plays the role as a cooling and wetting cushion. There are three primary dynamic mechanisms. First, a positive vorticity advection in front of 500 hPa short wave trough and a temperature advection at 850 hPa facilitate the development and eastward movement of surface inverted trough near Hetao. Second, the southwest current at east side of inverted trough ascends on the cooling cushion. Third, the overlay of convergent rising regions at the inverted trough and the front of east wind makes ascending motion strong. Finally, southwest warm and wet currents serve as the main water vapor source for the snow process.

Key words: first snow, eastward returning current, inverted trough, water vapor

* 中国气象局 2011 年预报员专项(CMAYBY2011-057)项目、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906001、GYHY201006010-2)和国家自然科学基金青年科学基金项目(41105030)共同资助

2011 年 11 月 27 日收稿; 2012 年 1 月 9 日收修定稿

第一作者:董林,主要从事短期天气预报和研究. Email: donglin@cma. gov. cn

引 言

北京的降雪,特别是初雪,由于预报难度大,服务敏感性高,历来是研究的热点。北京的回流降雪,由于雪量小、预报难度大,非常容易漏报。2001 年 12 月 7 日,在高空短波槽和东风回流的共同影响下,北京一场小雪天气造成了全市的交通拥堵。此后,预报和科研人员加大了对华北地区回流形势的研究力度,在回流降水的机理方面取得了一定进展^[1-9]。但是,目前对于东风回流的性质仍然存在一些分歧,争论焦点主要集中在回流是干冷还是湿冷。一部分研究表明^[4,10-12],湿冷的东风回流是降水的主要水汽来源。但也有人认为^[7]:来自东北平原的低层冷空气虽然经渤海侵入华北平原,却仍然保持干冷气团的特性,回流降水的主要水汽来源是西南暖湿气流。另一个认识上的分歧是东风回流在降水中的动力作用:在强回流降水过程中,西南暖湿气流沿着低层的东风回流爬升,回流起到冷垫的作用^[8]。弱回流降水过程,特别是东风回流和地面倒槽同时出现的个例,目前还鲜有研究,东风和倒槽在降水中的作用尚不十分明确,这是值得进一步研究的问题。

2011 年 2 月 9—10 日,华北、黄淮等地出现小到中雪(雨)过程,北京出现了 2010/2011 年冬季的首场降雪。自 2010 年 10 月 25 日以来,北京已经连续 108 天没有出现有效降水,刷新了 1951 年以来,北京最长无降水日的历史同期纪录,同时打破了 1984 年 1 月 29 日出现初雪的最晚初雪纪录。此次

北京降雪过程是一次有东风回流和倒槽共同作用的弱降雪过程,已有的概念模型还不能完全解决此种非典型弱降雪过程的空报和漏报问题,特别是回流和倒槽在降雪中所起的作用还需要进一步分析。

本文利用常规、加密观测自动站资料、雷达风廓线资料、L 波段探空风、微波辐射计资料和 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析资料,重点讨论东风回流的性质以及回流和倒槽在降雪中的作用。希望通过分析总结深入理解此类过程的发生机理,为今后的预报积累经验。

1 过程概述

1.1 降雪实况

2011 年 2 月 9 日 08 时至 10 日 20 时,我国中东部大部地区出现了一次明显降水过程,华北和黄淮等地普遍出现小到中雪(雨)天气,其中山西南部、河南中东部降雪量达到 5~8 mm,河南南部和安徽沿淮地区出现了 10~23 mm 的降雨或雨夹雪。北京地区从 9 日 23 时前后开始出现降雪,10 日 14 时雪止,城区和大部分自动站降雪量均在 1~4 mm,是一次小到中雪的弱降雪过程。本次降雪过程具有影响时间短(大部地区降水持续时间在 12 小时之内),降水量分布不均(北少南多)的特点。虽然降雪期间正处于春运高峰期,降雪对地面和空中交通有一定影响,但是从总体来看,这场降雪对缓解旱情、净化空气有利,是一场姗姗来迟的及时雪。

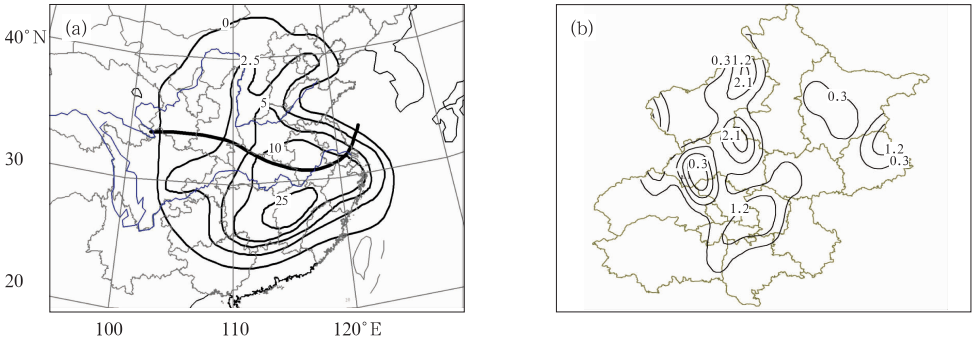


图 1 (a) 2011 年 2 月 9 日 08 时至 10 日 20 时过程累积降水量(粗实线为雨雪分界线),
(b) 2011 年 2 月 9 日 20 时至 10 日 20 时北京地区自动站累加降水量

Fig. 1 (a) Accumulative rainfall from 08 BT 9 to 20 BT 10 February 2011

(bold solid line is the division of rainfall and snowfall),

(b) Accumulative rainfall from AWS in Beijing area from 20 BT 9 to 20 BT 10 February 2011

1.2 环流特征

降雪发生前,亚欧中高纬为两槽一脊的形势,乌拉尔山和东北亚分别被深厚的低涡低槽占据,新疆北部为一脊区(图略)。8 日,东北亚低槽槽线位于黑龙江东部到朝鲜半岛一线,槽后冷空气自东路南下。在地面气压场上可以看到内蒙古中东部有一个中心值为 1032 hPa 的冷高压,高压前部的冷空气经东北平原南下到渤海和黄海。9 日,入海的冷空气向西移动,侵入华北平原,形成回流形势^[13]。在地面风场上,华北地区东侧建立起一支东风气流,到 23 时北京降雪开始之前,偏东风逐渐转变为东南风,风速加大到 $4\sim6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。9 日白天,乌拉尔山低槽分裂一短波槽经新疆和甘肃快速东移,引导西路冷空气东移南下,同时槽前的西南暖湿气流经河套向华北西北部地区输送。9 日下午到傍晚,在河套附近有地面倒槽发展加强,向华北移动和伸展,北京位于地面倒槽的东侧。由高空短波槽引导的西路冷空气在 9 日夜间东移到河套西侧,在地面气压场上表现为倒槽西北部的冷高压逐渐南压,东、西两路冷空气形成夹击的形势,使得华北西部的倒槽进一步发展,形成西来槽与回流相结合的天气形势。此后倒槽逐渐东移影响华北和北京地区。在西来槽、东风回流和倒槽的共同作用下,9 日夜间至 10 日白天,北京出现了降雪天气。

2 降雪成因分析

冬季的北京,经常受到西风带短波槽的影响,造

成降雪的情况却很少。但是,如果在近地面层有东风回流参与,形成东风回流加西来槽的形势,降雪的概率明显增加,这说明东风回流在北京的降雪过程中起到了非常重要的作用。为了加深对东风回流的认识,本文分别从东风的空间分布、物理特征和动力学特征对其进行分析。

2.1 东风的空间分布

东风的水平分布:从地面加密自动站观测风来看(图略),9 日凌晨,京津冀大部地区的风向凌乱、风速较小,此时,东风还没有建立;中午前后自动站风向趋于一致的偏东风或东南风,风速逐渐增加。为了突出显示风的变化特征,将北京及回流上游区($37.5^{\circ}\sim41.2^{\circ}\text{N}$ 、 $115.2^{\circ}\sim120.8^{\circ}\text{E}$)加密自动站的 1 小时观测风进行平均,结果显示:9 日 01—08 时,平均风速只有 $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右;到 9 时前后,自动站风速迅速增加,13 时风速最强为 $2.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,到降雪开始时风速一直维持在 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。以上分析说明:在降雪开始之前 10 小时,北京地区近地面层建立起一支 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风。

东风的垂直分布:从延庆站风廓线仪的观测来看(图 2),在降雪开始前约 14 个小时(9 日 09 时),在 150~900 m 高度,有一支浅薄的东风建立。随着降雪的临近,风速逐渐从 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增加到 $4\sim6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,风向的偏南分量逐渐加大,特别是在降雪开始前 2 小时,750 m 以下为东南风,750~1590 m 高度层已经转为南风。这说明由于空中摩擦力小,150~900 m 东风的建立略早于地面,风速也较地面大。

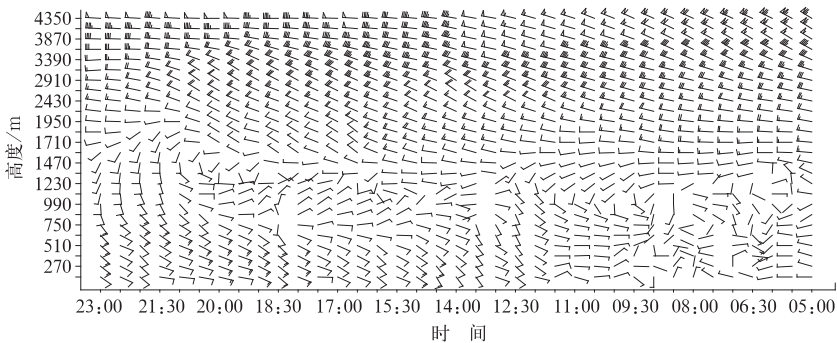


图 2 2011 年 2 月 9 日 05:00—23:30 间隔北京延庆雷达风廓线时序图
(时间轴从右到左)

Fig. 2 Radar wind-profile sequence diagram in Yanqing Station,
Beijing from 05:00 BT to 23:30 BT 9 February 2011 at in tervals of 30 min
(Abscissa represents time, from right to left)

分析 9 日 08 时华北地区 4 个探空站的观测风发现: 北京和乐亭东风的垂直高度只伸展到 925 hPa,北京在 1000 hPa 虽然风速较小,并且为西偏南风,但是 925 hPa 已经有东风入侵;乐亭站主要为北风或东北风,说明冷空气正处于向南推进的过程中。邢台和章丘的东风则伸展到了 850 hPa,风

向主要为东风或东南风。这 4 个站风向的对比说明,在西北的位置(39°N 附近,北京),东风伸展的层次低、更浅薄,而偏南的位置(36°N 附近,邢台和章丘),东风较伸展的层次更高、更深厚,东风以楔形从东南向西北方向侵入北京地区。

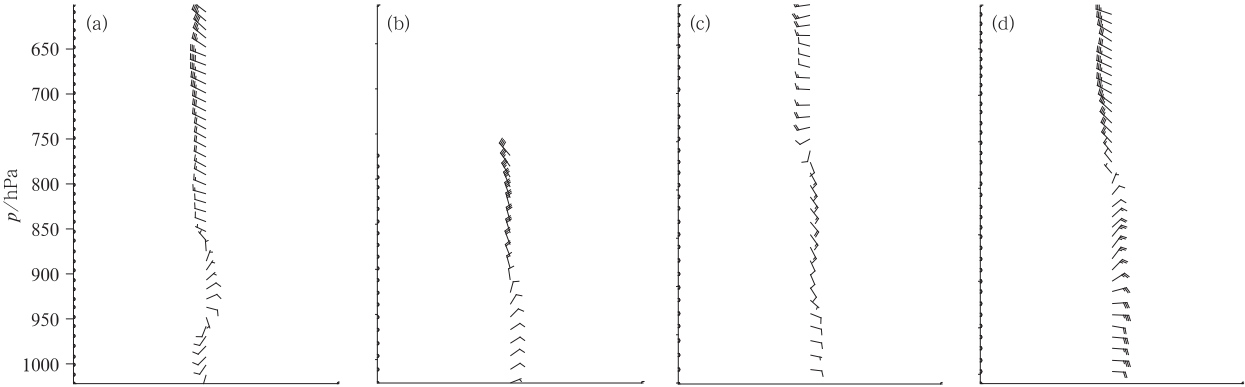


图 3 2011 年 2 月 9 日 08 时 L 波段高空探测风(数据间隔 20 秒)
(a) 54511 北京观象台, (b) 54539 乐亭(700 hPa 以上缺测), (c) 53798 邢台, (d) 54727 章丘
Fig. 3 L-band wind soundings at intervals of 20 s at 08 BT 9 February 2011 at Stations
(a) 54511 Beijing, (b) 54539 Laoting, (c) 53798 Xingtai, and (d) 54727 Zhangqiu

(1)北京地区地面东风在降雪开始前约 10 个小时建立,风向由偏东逐渐转向东南,风速逐渐加强至 $2\sim3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; (2)北京地区的东风垂直伸展高度只到 1000 m,而河北东南部 and 山东北部的东风伸展高度可到 1500 m,形成自东南向西北切入的楔形; (3)垂直方向上,150~900 m 东风建立时间较地面早,东风的风速可加强到 $4\sim6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,在降雪开始前 1000~1500 m 高度的风向进一步向南偏转。因此,从以上分析来看,在此次过程中,东风回流在北京降

雪开始前 10 小时建立,具有西北方向浅薄、东南方向深厚的楔形结构。

2.2 东风物理特征

2.2.1 东风的冷暖特性

为了判断东风回流的冷暖特性,我们在华北地区挑选了北京、天津、石家庄、唐山和惠民 5 个代表站,从 5 站的日平均气温的变化曲线来看(图 4a),在 2 月 9 日东风入侵时段均出现了降温,降温幅度

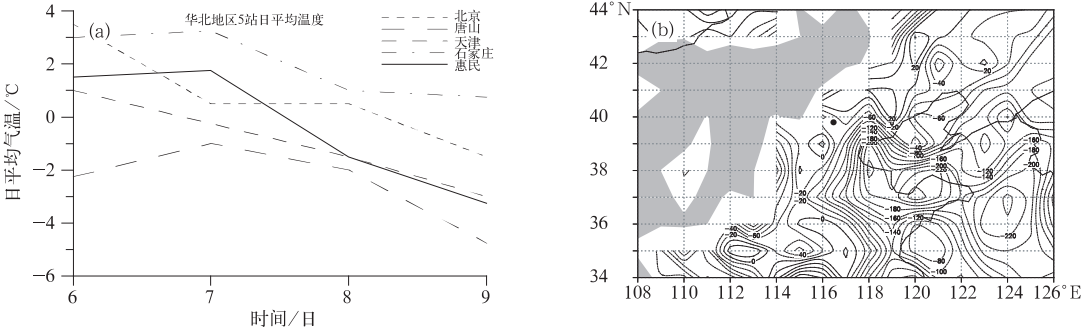


图 4 (a)2011 年 2 月 6—9 日地面 5 站日平均气温(单位: °C), (b)2011 年 2 月 9 日 14 时 1000 hPa 温度平流
(阴影为地面海拔高度 1200 m 以上地区,单位: $10^{-6}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$)
Fig. 4 (a) Daily mean surface temperatures at five stations from 6 to 9 February 2011 (unit: $^{\circ}\text{C}$),
(b) The 1000 hPa temperature advection at 14 BT 9 February 2011
(Areas with terrain height larger than 1200 m are shaded. unit: $10^{-6}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$)

在 2~5℃ 之间。并且,从北京、乐亭和章丘的探空风观测上也可以看到(图 3),在 1000~850 hPa 之间,从低层到高层风向均发生了逆转,证明低层有冷平流。9 日 14 时 1000 hPa 的温度平流表明(图 4b),有一中心为 $-40\times 10^{-6}\text{℃}\cdot\text{s}^{-1}$ 的冷平流位于渤海湾南部,冷平流自东南向西北方向入侵。微波辐射计的温度探测也显示(图 5b 上),9 日白天在 1000 m 以下高度出现了明显的降温。

通过垂直剖面可以进一步考察东风在垂直方向的冷暖特性,经过北京和青岛两点的温度平流垂直剖面图显示(图略),有来自东南方向的冷平流向北京地区入侵,冷平流东南一侧深厚,可以达到 600 hPa,西北方向浅薄,只能达到 900 hPa,呈楔形结构;其中心位于渤海湾南部,冷平流中心位于近地面层,中心强度达到 $-220\times 10^{-6}\text{℃}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

从以上分析可以看出,东风具有较本地气团更冷的特性,这与张迎新等^[7-8]的研究结果一致。

2.2.2 东风的干湿特性

虽然对回流降水的研究日益增多,但是东风的干湿特性仍是一个争论的焦点。从 9 日地面加密自动站比湿分布可以看出(图 5a),东北平原地区为一个比湿较低($0.75\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$)的干区,但天津东部、河北东部和山东北部的比湿值相对较高(大于 $1.75\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$),说明从东北平原南下的冷空气经过渤海时,经海面增湿,水汽明显增加,并在天津和河北东部沿海形成一个南北向的高比湿带($2\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$)。9 日白天,北京地区地面为偏东风或东南风,高比湿中心区恰好位于北京上游,因此水汽会伴随着东风向北京地区输送。从 9 日 14 时 1000 hPa 水汽通量上可以看出(图略),在渤海南部海面、天津东南部沿海和山东北部分别有 3 个 $12\times 10^{-5}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ 的水汽通量中心,为北京地区近地面增湿提供了水汽来源。微波辐射计可以测得从地面到高空 10 km 的温度、水汽以及液态水的垂直廓线,每分钟一个数据。2 月 8—9 日北京微波辐射计(图 5b 下)的观测资料显示,从 9 日白天开始,北京地区近地面液态水含量有所增加。同时,9 日的观测资料表明地面露点温度略有升高。因此,从东北平原南下的干冷空气,经过渤海的增湿后,形成东风回流侵入北京,具有较北京本地气团更湿的特性。

9—10 日 850 hPa 的水汽通量演变显示(图 5c),有两支水汽向华北北部输送。一支水汽来源于渤海的东南气流,另一支是来源于河套地区的西南

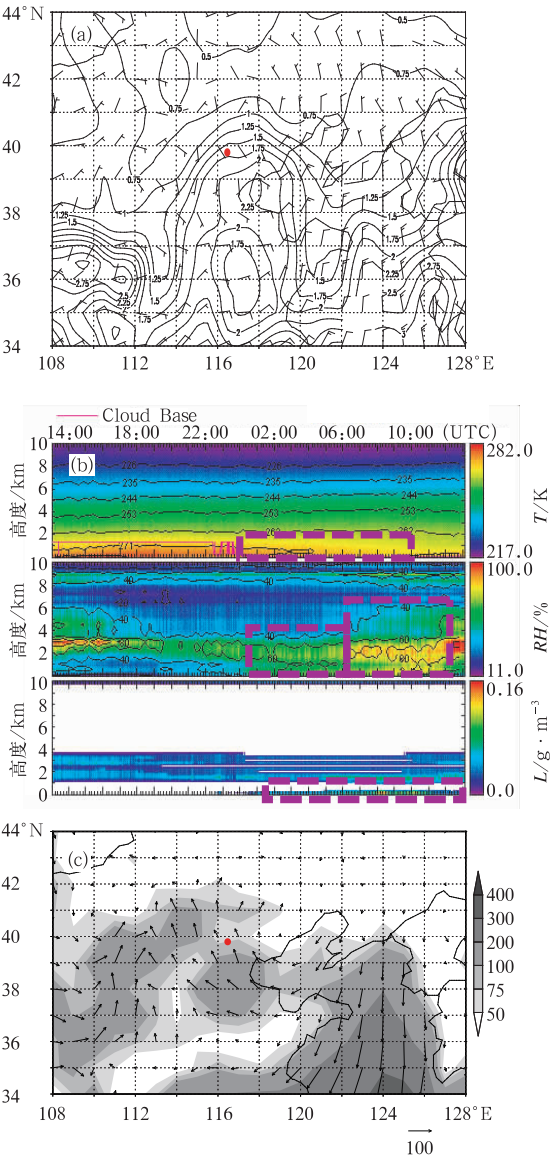


图 5 (a) 2011 年 2 月 9 日 08 时 1000 hPa 风场和地面加密自动站比湿(实线,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$); (b) 2011 年 2 月 8 日 13 时至 9 日 13 时(UTC)北京观象台微波辐射计时间序列图像(时间轴从左向右,从上到下依次为温度、相对湿度和液态水含量的高度-时间序列图); (c) 2011 年 2 月 10 日 2 时 850 hPa 水汽通量(阴影,单位: $10^{-5}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 5 (a) The 1000 hPa wind field and sepcific humidity from densified AWS at 08 BT 9 February 2011 (unit: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$), (b) Microwave radiometer time sequence diagram from Beijing Observatory from 13 UTC 8 to 13 UTC 9 February 2011 (Abscissa with direction from left to right represents time, subfigures from top to bottom are respectively for temperature, relative humidity and liquid water content), (c) The 850 hPa vapor flux (shaded, unit: $10^{-5}\text{ g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)

气流。同时,地面加密自动站的比湿显示,河套附近的地面比湿在 $2.8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 以上,明显较北京地区湿(图略)。微波辐射计也显示(图 5b 中)在 9 日白天,从地面到 3 km 高度相对湿度明显增加,与地面附近相比,2 km 相对湿度的增加更明显,表明在 2000 m 高度可能有低云生成;到傍晚前后,相对湿度的增加扩展到 4 km 以上,并且 2~3 km 水汽接近饱和,这说明傍晚前后可能有新的水汽输送到本地,导致云层加厚。因此,从地面到 3000 m 高度,西南气流都是一支比东风回流更湿的气流。这支西南暖湿气流逐渐向华北地区伸展,其所到达的地区与降雪落区一致。23 时前后,当其影响北京地区时,北京开始降雪。从以上分析可以看出,第一,判断东风的干湿特性依据不同的比较对象而得到不同的结果,当其与本地气团相比时,东风是湿的;当其与西南气流相比时,东风是干的。第二,在此次降雪过程中,北京地区的东风回流虽然造成了近地面层的小幅度增湿,但并不是降雪的主要水汽来源,西南暖湿气流才是主要的水汽来源。

2.3 东风的动力学特征

如果东风回流的参与可以增加北京的降雪概率,说明东风不仅改变了天气系统的水汽条件和温度条件,同时也使其动力条件发生了变化。从 9 日 14 时 1000 hPa 垂直速度场可以看到(图 6a),从东北平原南下的冷空气,当其经过渤海以后向西推进时,在冷空气(东风或者东南风)的前沿,近地面层有

辐合上升区相伴,而在东风伸展高度较深厚的渤海湾、河北东南部和山东北部则逐渐转为下沉气流。北京附近的上升气流区沿着太行山和燕山的走向呈现出东北—西南向,上升中心位于太行山东侧和燕山南侧的迎风坡上,说明北京西北部山区对东风有一定的抬升作用。同时,从该时刻 975 hPa 的锋生函数可以看出,东风前沿有锋生。

由锋生函数的公式^[14]可知:

$$F = -\frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \left[\left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] - \frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial y} \right) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} + \frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \frac{\partial Q}{\partial y} \right) \quad (1)$$

由式(1),锋生函数 F 可以看作是三项之和,其中 F_1 代表水平气流的辐合与辐散。

$$F_1 = -\frac{1}{|\nabla_h \theta_{se}|} \left[\left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \quad (2)$$

计算表明,北京地区的锋生主要是由代表空气水平辐合辐散的 F_1 项所贡献(图 6b),也就是说东风前沿的速度辐合使得等温线更加密集从而导致锋生。低云量观测表明,在天津和北京东部有低云生成西移,证实有弱的锋面正自东向西经过北京向太行山东侧推进。

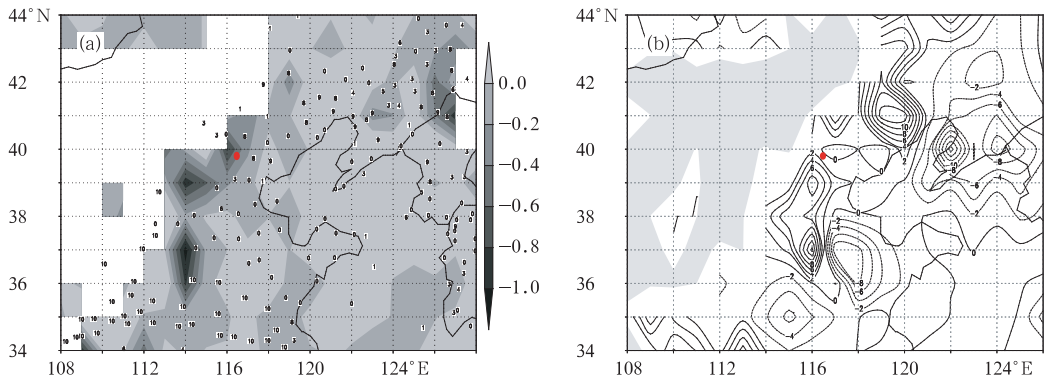


图 6 (a)2011 年 2 月 9 日 14 时 1000 hPa 垂直速度(阴影,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)和地面观测低云量, (b)2011 年 2 月 9 日 20 时 975 hPa 锋生函数 F_1 项(单位: $\text{K}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) (无数据区为地面海拔高度 1200 m 以上区域)

Fig. 6 (a) The 1000 hPa vertical velocity (shaded, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 14 BT 9 February 2011, and low-cloud amount, (b) The horizontal advection convergence and divergence term of 975 hPa frontogenetical function at 20 BT 9 February 2011 (unit: $\text{K}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) (The areas with terrain height larger than 1200 m have no observation records)

以上分析说明,东风前沿有锋生。锋生是由东路冷空气在从渤海向华北平原自东向西推进时,遇到北京西部和北部山区的特殊地形造成的。由于东风的层次比较浅薄,低于太行山和燕山的高度,因此锋生造成的弱辐合上升区位于山前的迎风坡上。

2.4 地面倒槽的作用

造成北京降雪的天气形势主要有低涡低槽型、低槽型、回流型和特殊型,并且前两种天气型占了所有个例的近 90%^[11-12],说明西风带系统在北京降雪中的作用是至关重要的。在此次降雪过程中,西风带短波槽的作用是怎样体现出来的?特别是其与地面倒槽的关系如何?这是解释降雪动力机制的关键问题。

$$\left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)] - \nabla^2 \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \varphi}{\partial p} \right] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt} \quad (3)$$

 ω 方程^[14](式 3)中右端第一项为涡度平流随高度变化项,当涡度平流 $-\left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)\right]$ 随高度增加时, $\frac{\partial}{\partial p} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla (f + \zeta_g)] > 0$, 有上升运动 $\omega < 0$ 。2 月 9 日 20 时,随着 500 hPa 高空短波槽东移到河套附近,槽前的正涡度平流移动到华北西部(图 7a),正涡度平流中心值达到 $150 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 。此时 1000

hPa 涡度平流小于 $5 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ (图略),涡度平流随高度增加,导致风压场不平衡,在地转偏向力作用下,产生水平辐散,为保持质量连续,在低层将出现补偿上升运动,地面气压降低。

式(3)右端第二项为厚度平流(或温度平流)的拉普拉斯项,可以证明 $-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \varphi}{\partial p} = \frac{R}{p} \mathbf{V}_g \cdot \nabla T \approx \mathbf{V}_g \cdot \nabla T$ 。一般情况下温度平流总是随高度减弱的,因此对于对流层中上层的等压面来说,在其下层若有暖平流时,等压面将升高。在本次过程中,河套附近 850 hPa 有东北—西南向的暖平流区(图 7b),中心值达到 $60 \times 10^{-6} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 的暖平流向华北北部输送。受其影响,华北北部气柱厚度增加,从而导致地面由于质量补偿而出现降压。因此,在 500 hPa 正涡度平流和 850 hPa 暖平流的共同作用下,9 日下午到夜间,河套附近的地面倒槽迅速发展并向华北北部伸展。9 日 20 时,当倒槽发展、移动到太行山东侧时,倒槽东侧的西南暖湿气流叠加到浅薄的东风回流之上。从风场上可以看出(图略),地面至 925 hPa 为东南风,850 hPa 及其以上各层为西南风,形成西南暖湿气流沿着低层冷垫向上爬升的结构。同时,西风槽前的上升气流与东风回流前沿的上升气流相结合,使得倒槽东侧 850 和 700 hPa 的垂直速度明显加强(图略)。

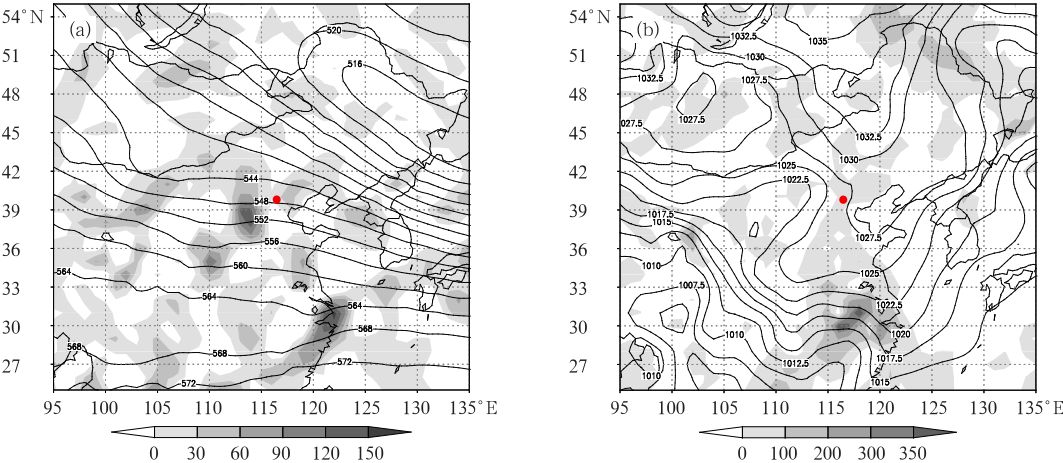


图 7 2011 年 2 月 9 日 20 时(a)500 hPa 高度场(实线)和 涡度平流(阴影,单位: 10^{-10} s^{-2}),
(b)地面气压场(实线)和 850 hPa 温度平流(阴影,单位: $10^{-6} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 7 (a) The 500 hPa height (solid line) and vorticity advection (shaded, unit: 10^{-10} s^{-2})
and (B) the surface pressure (solid line) and 850 hPa temperature
advection (shaded, unit: $10^{-6} \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20 BT 9 February 2011

地面观测表明,9日白天,有低云自东向西从渤海湾经过北京向太行山推进,但是北京并没有降雪出现。9日23时,当地面倒槽伸展到北京附近时,北京开始出现降雪,并且雪区从北京西北部山区逐渐向东移动,这说明高空短波槽和地面倒槽的移近和发展为降雪提供了动力条件,东风回流提供了西南气流爬升的冷垫和低层弱辐合上升条件。

3 结论和讨论

此次北京降雪过程是在高空短波槽、东风回流和地面倒槽的共同作用下产生的。华北地区的东风回流具有西北方向浅薄、东南方向深厚的楔形结构;从东北平原南下的干冷空气,经过渤海海面的加湿作用后,形成东风回流侵入北京,具有较北京本地气团更加湿冷的特性。东风前沿有辐合上升气流和锋生,回流起到冷垫和近地面层小幅度增湿的作用。500 hPa短波槽前的正涡度平流和850 hPa的温度平流促进了河套附近地面倒槽的发展和东移,倒槽东侧的西南气流在冷垫上爬升,倒槽东侧的辐合上升区与东风前沿的辐合区叠加导致上升运动加强为降雪提供了动力条件。西南气流所携带的丰富水汽是此次降雪过程的主要水汽来源。

虽然此次东风向西推进的过程中北京没有出现降雪,但是东风回流能否直接造成北京降雪还需要分析更多的个例才能下结论。对回流降雪的历史个例进行统计分析、在回流降雪预报中对东风的性质和作用进行验证、形成可用于业务预报的概念模型

是今后的工作重点。

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] 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.
- [3] 宗志平,刘文明. 2003年华北初雪的数值模拟和诊断分析[J]. 气象, 2004, 11(30):3-8.
- [4] 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, 2004, 6(27):1057-1066.
- [5] 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.
- [6] 杨文霞,牛生杰,魏俊国,等. 回流天气系统层状云的非均匀性[J]. 气象科技, 2005, 33(3):256-259.
- [7] 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[J]. 2006, 29(1):107-113.
- [8] 张迎新,侯瑞钦,张守保. 回流暴雪过程的诊断分析和数值试验[J]. 气象, 2007, 33(9):25-32.
- [9] 张守保,张迎新,杜青文. 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.
- [10] 庄英如,范永祥. 对1979年2月21—23日河套锢囚锋的分析—与扈忠慈商榷[J]. 气象, 1981, 7(4):14-16.
- [11] 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.
- [12] 李青春,程从兰,高华,等. 北京一次冬季回流暴雪天气过程的数值分析[J]. 气象, 2011, 37(11):1380-1388.
- [13] 大气科学辞典[M]. 北京:气象出版社, 1994:294, 107.
- [14] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 天气学原理和方法[M]. 北京:气象出版社, 2000:95-98.