

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.

2009 年深秋河北省特大暴雪天气成因分析^{* 1}

侯瑞钦^{1,2} 张迎新² 范俊红² 李宗涛²

1 南京信息工程大学气象台,南京 210044

2 河北省气象台,石家庄 050021

提 要: 利用多种资料对 2009 年 11 月 10—11 日河北省特大暴雪天气过程进行了分析。结果表明:冷锋系统长时间影响河北,并产生正、逆双向次级环流,其强上升运动与中层强辐合及正涡度柱耦合,为暴雪提供了很好的动力条件;由于锋面附近强温度梯度及风的垂直切变作用,在暴雪区形成条件性对称不稳定和对流不稳定;另外西南暖湿气流为暴雪提供了充沛的水汽条件,强上升运动可将水汽输送到高空冷区凝华、冻结为雪及冰晶;向东开口的喇叭口地形使得干冷空气在低层堆积,增强了回流降雪的低层冷垫作用;在低层由于地形作用产生的弱上升运动与锋面次级环流上升运动叠加,有利于强对流天气发展和增强。

关键词: 暴雪,次级环流,地形,数值模拟

Diagnoses of Heavy Snowstorm in Hebei Province in Late Autumn of 2009

HOU Ruiqin^{1,2} ZHANG Yingxin² FAN Junhong² LI Zongtao²

1 Meteorological Observatory, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

Abstract: Based on the observed data and output data from MM5, the causes for the blizzard process in Hebei Province from November 10 to 11 in 2009 are analyzed. The results show that a cold front system influences Hebei Province for a long time and brings about positive and contrary bi-directional secondary circulations with strong upward flows and convergence at the middle levels coupled with positive vorticity column, which are the main dynamic factors for snowstorm. On the other hand the results show that the conditional symmetric instability and convective instability are formed in the blizzard area due to the stronger temperature gradient and wind vertical shear. Moreover, plentiful water vapor is transported to Hebei through the southwest warm and wet airflows, which change into snow and ice by deposition and freezing when being carried to the higher cold levels. The northeast dry and cold airflows acting as a cold wedge of backflow snowfall are accumulated and lifted in the lower level because of the eastward bell-mouthed topography. It favors development of severe convective weather when the two kinds of upward flows caused by topography and front-surface secondary circulation are superimposed.

Key words: blizzard, secondary circulation, topography, numerical simulation

* 国家自然科学基金项目(40875024)、河北省自然科学基金项目(D2008001282)、国家科技支撑项目(2008BAC37B01)和中央公益性科研院所业务专项(IUMKY201002)共同资助

2010 年 11 月 1 日收稿; 2011 年 5 月 30 日收修定稿

第一作者: 侯瑞钦,主要从事中尺度数值模式模拟研究. Email: houruiqin@163.com

引 言

暴雪是我国北方常见的灾害性天气之一。早在 20 世纪 70 年代,王文辉等^[1]对内蒙古自治区锡盟“77.10”暴雪进行了天气学分析。朱爱民等^[2]和周雪松等^[3]分析了锋面次级环流对暴雪的影响。王建忠等^[4]、池再香等^[5]、盛春岩等^[6]、王文等^[7-8]研究认为对称不稳定对暴雪发生至关重要。张小玲等^[9-10]和隆霄等^[11]对两次高原暴雪过程模拟分析中指出中尺度系统在暴雪的发展过程中发挥了重要作用。迟竹萍等^[12]对山东暴雪个例进行了云微物理参数模拟分析。易笑园等^[13]对北方晚冬一次雨雪天气分析得到,对流层低层干冷空气促进锋生和暖湿空气的抬升。赵思雄等^[14]对造成北京交通大堵塞的“12.7”小雪过程分析认为,该过程是在回流天气背景下发生的。徐达生^[15]研究认为华北平原冬季较大的降雪、春秋季节较大的降水大部分与回流天气有关。华北回流天气是指冷空气从东北平原南下,经过渤海,以偏东路径影响华北平原。王迎春等^[16]通过北京连续降雪个例分析,认为华北回流降雪近地面层存在一个浅薄的冷空气垫。张迎新等^[17-18]对 2002 年 12 月暴雪个例分析指出降水强度及开始、结束时间与高空暖湿气流及低层偏东风有很好的相关。张守保等^[19]统计了 1980—2002 年华北平原的回流天气过程,合成分析结果显示,涡度和散度的垂直分布与一般降水过程不同,低层存在辐散和反环流,低层经渤海回流到华北地区的空气是比较干的。尽管如此,对我国而言,暴雪过程的研究仍是一个比较薄弱的环节,对华北地区暴雪的大气不稳定分析及中尺度特征研究较少。

2009 年 11 月,华北地区出现了有气象记录以来的特大暴雪天气,据统计,9—13 日(北京时,下同)河北省共有 82 站出现 10 mm 以上的降雪,其中石家庄地区有 8 站超过 50 mm,石家庄测站降雪最多为 93.3 mm。受降雪天气影响,石家庄大部、邢台西部、邯郸西部累计积雪深度超过 30 cm,石家庄市积雪最深达 55 cm。据省民政部门统计,此次暴雪共致 328.4 万人受灾,直接经济损失达 15.2743 亿元。对此次华北暴雪过程的深入研究将有助于更好地认识和预报此类天气。本文将选择降雪集中时段(10 日 08 时至 11 日 08 时)作为个例,分析此次特大暴雪的影响系统及主要成因。

1 主要影响系统

1.1 天气系统

从高低空系统配置(图 1)可以看到,暴雪刚开始,500 hPa 上亚洲中高纬地区呈两槽一脊型,东北地区槽后冷空气遇长白山阻挡,从东北平原南下经渤海侵入华北平原。而位于巴尔克什湖附近的高空槽,槽底不断有小短波槽分离并快速东移,槽前的暖湿气流与回流冷空气共同作用形成华北回流天气。对应 700 hPa,南支槽与西风带短波槽同位相叠加,在槽前形成风速达 $14\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南急流,并且与北方冷空气在河北中部到山西、陕西一带相遇形成一东-西向切变线。850 hPa 及以下层东北南下的冷空气以东北风的形式回灌到华北,且形成了一支东北风急流。地面图上(图略),7—12 日,贝加尔湖南侧蒙古冷高压长时间稳定维持,受其影响,冷空气不断从东北平原扩散南下,长时间影响河北,并与河套地区西侧冷空气长时间对峙形成了锢囚锋。

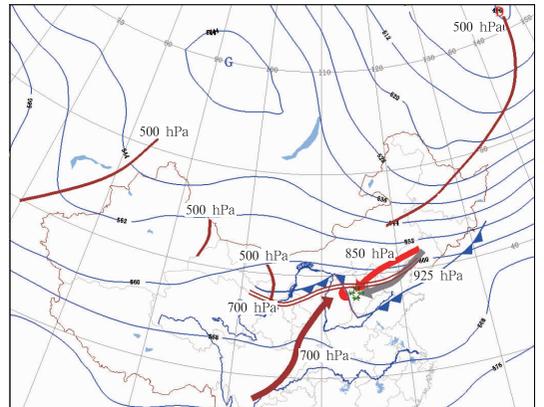


图 1 天气系统综合配置图

500 hPa 位势高度(细实线),高空槽(粗实线),
大风速带(箭头),700 hPa 切变线(双实线)

Fig. 1 The map of weather system configuration
500 hPa geopotential height (thin solid line), upper-level
trough (thick solid line), strong wind speed (arrow),
700 hPa shear line (double solid line)

1.2 中尺度系统

从假相当位温和温度平流的经向剖面图(图略)时间演变来看,800~200 hPa 之间为暖平流,说明西南暖湿气流势力较强,低层虽然冷平流较强,但其在层次较低且南移缓慢,使得锋面系统长时间维持,暴雪区上空等位温线密集区基本维持在 800 hPa 附近。从尺度分离结果来看(图 2),由于冷暖空气

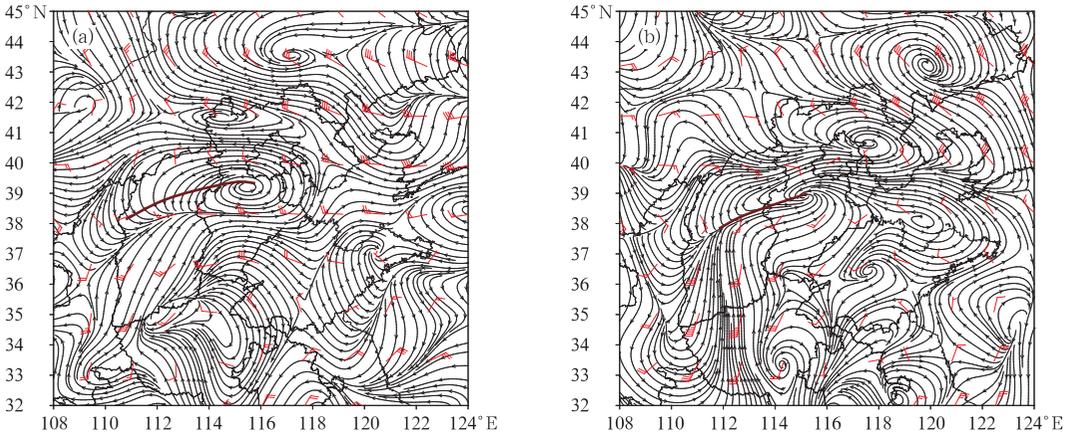


图 2 2009 年 11 月 10 日 08 时(a)和 20 时(b)700 hPa 中尺度滤波结果

Fig. 2 The 700 hPa mesoscale filtered wind fields at (a) 08:00 BT 10 November 2009, and (b) 20:00 BT 10 November 2009

长时间对峙,700 hPa α 中尺度低涡切变线稳定维持在山西到河北中部地区。云图(图略)也清楚地显示出切变线云系不断向东移过石家庄上空,云顶温度达到 -55°C 以下,说明对流发展较强。

2 成因分析

2.1 动力机制

周雪松等^[3] 研究指出,在暴雪过程中,动力锋生

机制扮演了重要的角色,其产生的锋面次级环流是造成降水的直接中尺度系统。张维桓等^[20] 对副高北侧京津冀地区的一次大暴雨过程的模拟诊断发现,考虑次网格尺度动量和热量及非绝热加热条件后,次级环流为两个明显的正、逆环流圈。此次过程冷锋锋面向北倾斜,由热成风原理及动力学锋生理论^[21] 可以得到必然强迫出一南-北向的锋面次级环流。另外由于中层西南暖湿气流强盛,对流发展较强,在热量、非绝热加热等条件作用下,降雪过程中次级环流也呈现出了正、逆两个环流圈(图 3)。

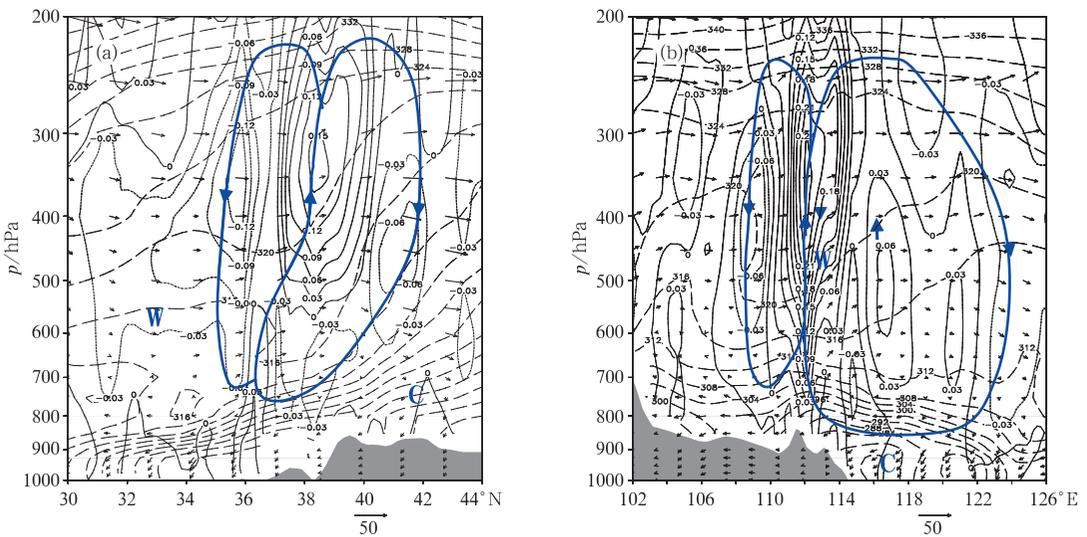


图 3 2009 年 11 月 10 日假相当位温(单位:K, 长虚线)、垂直速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、风矢量图 (a) 14 时,沿 114.2°E 剖面;(b) 20 时,沿 38°N 剖面(阴影部分为地形,C 表示冷空气,W 表示暖空气)

Fig. 3 (a)The cross section along 114.2°E at 14:00 BT 10 November 2009 for pseudo-equivalent potential temperature (unit: K, long dashed line) and vertical velocity (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and wind vector; (b) is same as (a), but at 20:00 BT and the cross section along 38°N

In the two charts, C (W) indicates the cold (warm) air

从图 3a 可以看到正、逆环流圈伴随有强的垂直上升运动,中心位于 350 hPa 高度,最大值达到 $0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于东北平原回流南下的冷空气遇太行山脉阻挡,使得冷中心位于山坡东侧,在纬向剖面上(图 3b)也可看到双环流圈,上升中心位于迎风坡处,中心值可达 $0.24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。涡度和散度图(图略)显示在 800 hPa 以下层为辐散和负涡度,在 800~350 hPa 为辐合区并耦合有强正涡度。200 hPa 附近为辐散和负涡度。因此暴雪区上空的结构为辐散—辐合—辐散,与张守保等^[5]得到的结论一致。由此可见,600~350 hPa 之间的强辐合及与正涡度的耦合和次级环流的上升气流对于降雪有重要贡献。

2.2 不稳定条件

$$\zeta_{\text{MPV}} = \zeta_{\text{MPV1}} + \zeta_{\text{MPV2}} = -(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)^{[22-24]}$$

式中第一项 $\text{MPV1} = -(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$,为湿正压项,表示惯性稳定性和对流稳定性的作用;第二项 $\text{MPV2} = g \left(\frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)$,为湿斜压项,表示湿相当位温水平梯度和水平风垂直切变的贡献。

当 $\partial \theta_{\text{se}} / \partial p > 0$ 或 $\partial \theta_e / \partial p > 0$ 时,且 $\text{MPV} < 0$,大气为条件性不稳定或位势不稳定; $\partial \theta_e / \partial p < 0$ 或 $\partial \theta_{\text{se}} / \partial p < 0$,且 $\text{MPV} < 0$ 时,大气为条件对称性不稳定或位势不稳定。

条件性对称不稳定能够导致 β 中尺度的倾斜对流,使得某些狭窄地带的降水总量大大增加。湖中明等^[23]指出,对流不稳定和对称不稳定共存的结构也可能是暴雪过程的一种触发机制。本文将利用湿位涡定性的讨论暴雪的不稳定特征。

由暴雪区附近($38^\circ\text{N}, 114^\circ\text{E}$)的 θ_e 和位涡的时间-高度剖面图(图 4b)可看到,300 hPa 以上存在位涡高值区,与对流层顶及平流层的静力稳定度有很大关系^[4],一般暴雨过程中高层位涡携带干冷空气下传,迫使中低层暖空气抬升^[25-26],使得降雨量增加,此次暴雪过程中,高层的位涡没有明显的高值下传,与暴雨的特征有所不同。对流层位涡的高值区主要集中在 900~700 hPa,在降雪较为集中的时段(10 日 08 时到 11 日 02 时)中心值维持在 2 PVU 以上。MPV1 的大值区与 θ_e 密集区相对应,持续的东北风造成冷垫增厚,使得 θ_e 的密集区高度逐渐抬升,与之相伴,MPV1 的大值区也向上伸展,高位涡携带的冷空气向上迫使中层暖湿空气抬升,有利于降雪的增幅;而 MPV2 的负值区(图 4c)也主要集中在这—高度,且绝对值逐渐增大,10 日 20 时最强可达 -0.9 PVU 。MPV2 项受水平风的垂直切变及位温梯度共同影响,次级环流的建立对于上下层风场有正反馈作用,高层西南风及低层东北风增大使得其垂直切变增强;而计算的 700 hPa 及以下层锋生函数分布显示(图略),降雪期间,在河北中南部地区到山西锋生函数为正值,这将使得等位温线更密集且等位温面陡立,有利于 MPV2 项增强。MPV2

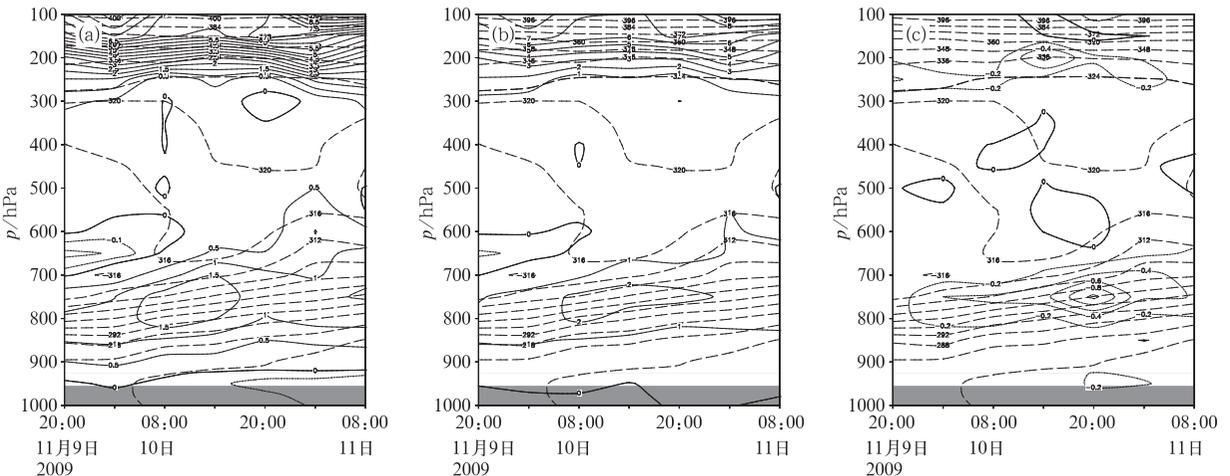


图 4 2009 年 11 月 9 日 20 时至 11 日 08 时暴雪区附近假相当位温(单位:K,长虚线)和位涡的时间-高度剖面图(单位:PVU)

(a) MPV, (b) MPV1, (c) MPV2

Fig. 4 Time-height cross sections of pseudo-equivalent potential temperature (unit:K) and moist potential vorticity at 20:00 BT 9 November to 08:00 BT 11 November 2009 (unit: PVU)

(a) MPV, (b) MPV1, (c) MPV2

的增强有利于暖湿空气在冷空气上的爬升运动的发展。朱环娟等^[27]对 2007 年河北省北部暴雪分析得到,强降雪区域发生在 $MPV1 > 0$ 且得到较大增长, $MPV2$ 绝对值得到较大增长的区域,本文结果与其基本一致。

图 4 显示 600~300 hPa 等 θ_e 线稀疏,大气近似为中性状态,位涡值也接近 0;9 日 20 时至 10 日 08 时,雪区上空 700~600 hPa,由于西南暖湿气流作用,大气是对流不稳定的, $\partial\theta_e/\partial p > 0$, 对应 $MPV < 0$,随着降雪的开始,不稳定能量逐渐释放, MPV 的负值区逐渐减小;在 10 日 02 时至 11 日 08 时,900 hPa 以下层 $\partial\theta_e/\partial p < 0$,大气是对流稳定的,对应 $MPV < 0$ 但数值较小,表明大气为弱的条件性对称不稳定,结合图 3b 分析可知,由于山脉对于东北风的阻挡作用,使得山坡东侧存在一干冷中心,其产生的 θ_e 梯度及地形对气流的强迫抬升、绕流等作用产生的风切变对不稳定 ($MPV2$) 有主要贡献。在 900~700 hPa 大气是对流稳定的 ($\partial\theta_e/\partial p < 0$, $MPV1 > 0$),低层东北风和中高层西南气流之间的切变和锋面 θ_e 的南北梯度共同贡献,使得对流层中低层湿斜压性较明显 ($MPV2 < 0$)。

因此,冷锋锋面南压过程产生的位温梯度、风的垂直切变,中层暖湿气流产生的对流不稳定及地形作用在暴雪区产生条件性对称不稳定的共同作用,有利于暴雪形成。

2.3 水汽条件

回流降雪的水汽伴随中层的西南气流来自南方地区^[18],9 日夜间开始从贵州、重庆、陕西到山西、河北一带西南急流逐渐建立,并缓慢东移,700 hPa 风速最大可达 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上(图 5a),水汽被源源不断地输送到暴雪区上空,河北中南部地区处于急流前端的水汽辐合区,有利于暴雪的产生。另外,比湿最大值区位于 850~500 hPa(图 5b),中心值最大可达 $4.8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,强上升运动可将水汽输送到对流层高层,相对湿度达 90% 以上的区域可达 200 hPa 以上。而从石家庄单站的 GPS 水汽也可监测到,从 9 日 21 时,大气中可降水量不断增加,到 10 日 03 时最大为 23.85 mm。对应降雪集中的时段(10 日 07—17 时),石家庄站大气可降水量均在 18 mm 以上,远高于陈小雷等^[28]统计的 11 月份月平均值(8.5 mm)。由此可见,这次暴雪过程水汽条件充沛。

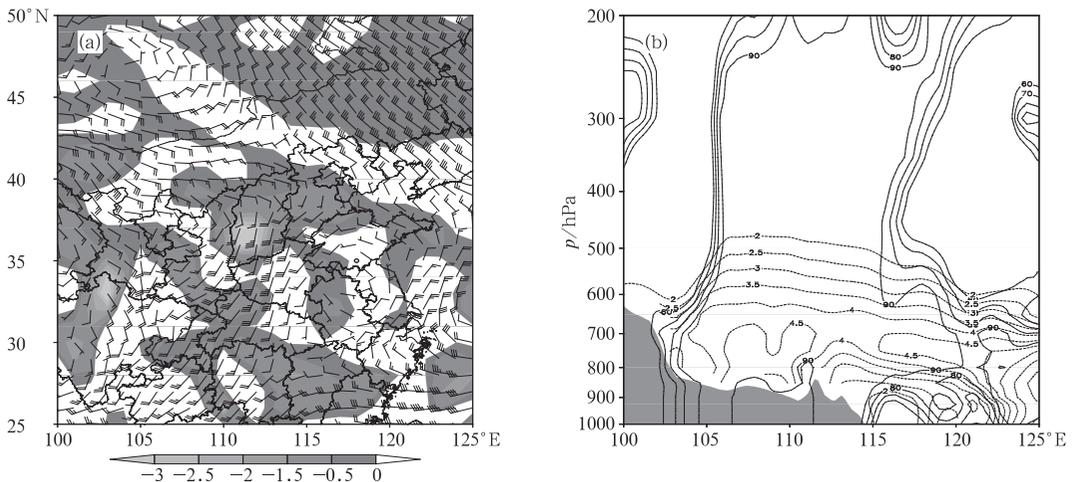


图 5 2009 年 11 月 10 日 20 时 700 hPa 风场及水汽通量散度(a,单位: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 阴影)和 14 时沿 38°N 比湿 ($> 2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 点线)、相对湿度 ($> 60\%$, 实线)剖面(b)

Fig. 5 (a) The 700 hPa wind field and vapour flux divergence (shaded, unit: $10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 20:00 BT 10 November 2009; (b) The cross section along 38°N at 14:00 BT 10 November 2009 for specific humidity ($> 2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, dashed line) and relative humidity ($> 60\%$, solid line)

3 地形作用

强降雪中心位于太行山向东开口的喇叭口地形

南侧迎风坡处,量值比其他地区大近 1 倍(见图 6)。一些研究^[29-31]发现夏季河北省中南部暴雨天气低层多吹偏东风,影响系统多为低涡或低值系统,因此偏东风性质为暖湿的,所携带的水汽和能量在山前堆

积,通过地形抬升和地形云直接增雨作用对暴雨产生增幅。冬季与夏季低层偏东风性质不同,冬季为干冷的^[17-19],其对于降雪的影响有待进一步研究。

特殊的喇叭口地形可以使气流汇聚,并强迫其爬坡,绕流。本节将用数值试验结果分析中小尺度地形对于降雪的影响。使用美国 MM5v3.6 非静力中尺度模式进行 3 层嵌套模拟,粗网格中心点为 38°N、110°E,3 层嵌套水平分辨率分别为 45,15 和 5 km,计算网格点空间分布分别为 100×100,112×100,214×187;垂直分辨率 $K_z=37$ 层;模式顶 $p_t=100$ hPa。辐射过程:采用 Cloud 辐射方案。云和降水的物理过程:显式方案为混合冰相,积云对流参数化方案为 D1,D2 域采用 Grell 方案,D3 域为显式方

案。行星边界层物理过程:MRF 高分辨率方案。初始化的资料包括:NCEP 的 $1^\circ\times 1^\circ$ 再分析资料及每日 2 次的探空资料和每日 4 次的地面资料。积分开始时间 2009 年 11 月 9 日 20 时,积分时间长度 36 小时,时间步长为 120,40 和 13.3 s。对 5 km 模拟结果进行分析。

图 6b 显示模式模拟降雪中心比实况略偏西,中心值最大为 40 mm,比实况偏小。但模式预报中雪范围与实况基本一致,20 mm 线区域也与实况较接近,因此模式能基本再现本次降雪天气。

模式模拟的剖面图(图 7)显示,南-北方向上,在喇叭口地形北侧为下坡风,贴近地面为下沉运动,南侧为迎风坡,上升运动;东-西方向由于 850 hPa

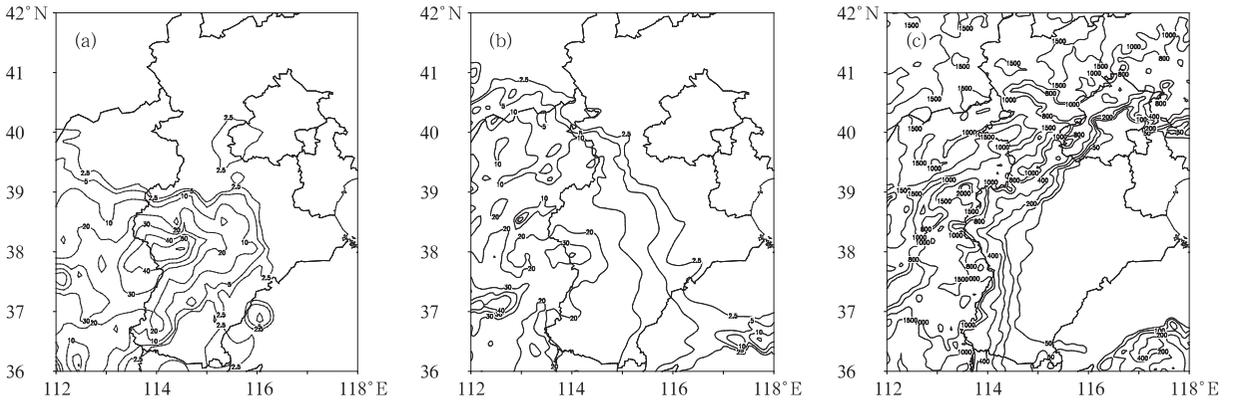


图 6 2009 年 11 月 10 日 08 时至 11 日 08 时降雪量(a,单位:mm),11 月 10 日 08 时至 11 日 08 时模拟 24 小时降雪量(b)和地形高度(c,单位:m)

Fig. 6 (a) The total snowfall at 08:00 BT 10-11 November, 2009 (unit: mm); (b) the simulated snowfall at 08:00 BT from 10 to 11 November, 2009; and (c) the terrain heights (unit: m)

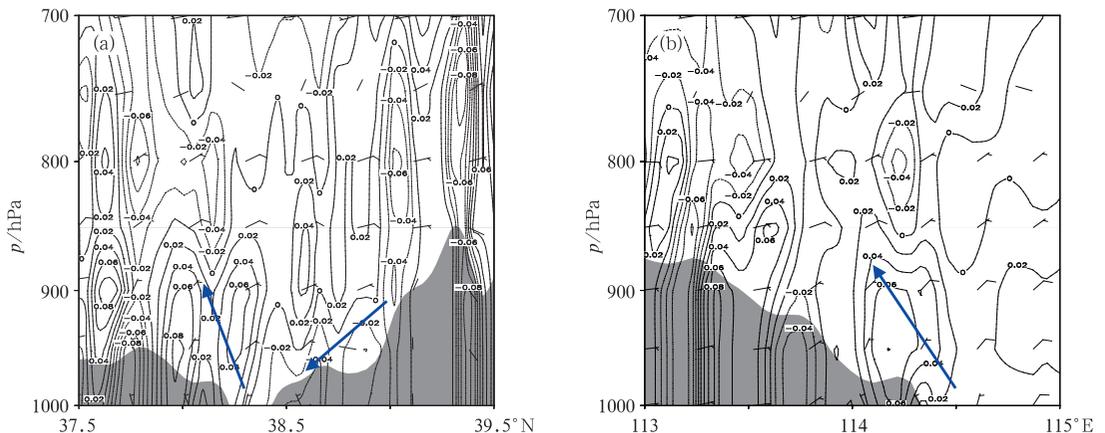


图 7 2009 年 11 月 10 日 02 时模式模拟的风场和垂直速度(单位: $m \cdot s^{-1}$,虚(实)线为下沉(上升)运动区) (a) 沿 $114.2^\circ E$ 剖面, (b) 沿 $38^\circ N$ 剖面

Fig. 7 The simulated wind field (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) and vertical speed (contour, unit: $m \cdot s^{-1}$) at 02:00 BT 10 November 2009 (Solid and dotted lines indicate ascending and descending areas, respectively) (a) The cross section along $114.2^\circ E$, and (b) the cross section along $38^\circ N$

以下层吹东北风,在迎风坡处为上升运动。另外由于向东开口的喇叭口地形对于气流有汇聚作用,因此整个喇叭口地形上空到 800 hPa 为上升运动,在喇叭口地形南侧与东北风几乎垂直的迎风坡处上升运动最强,中心值可达 $0.06 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。低层地形产生的辐合将与次级环流上升运动(图 8a)叠加形成一强的垂直环流,有利于降雪系统的稳定维持。而从图 8 可见,在山脉迎风坡地区 850 hPa 高度为一冷中心,比湿较小,因此地形抬升作用可将干冷空气抬升至较高气压层,加强了冷垫作用,从而迫使 700 hPa 暖湿空气爬升,有利于水汽向高层输送并

凝华、冻结为雪及冰粒子。冰粒子主要位于 -30°C (400 hPa)以上层,强垂直速度中心的顶端,而雪粒子中心在 550 hPa ,冰粒子与雪中心垂直,对下面层云降水起播种作用。另外雪粒子接地,说明此时降水性质为雪。

从模式模拟逐小时风场及散度也可看到(图 9a),沿太行山脉存在一条西南风和东北风的辐合带,与观测到的 $TBB \leq -55^\circ\text{C}$ 的对流云团(图 9b)相一致,另外辐合带中镶嵌有多个辐合中心,与喇叭口地形相对应。

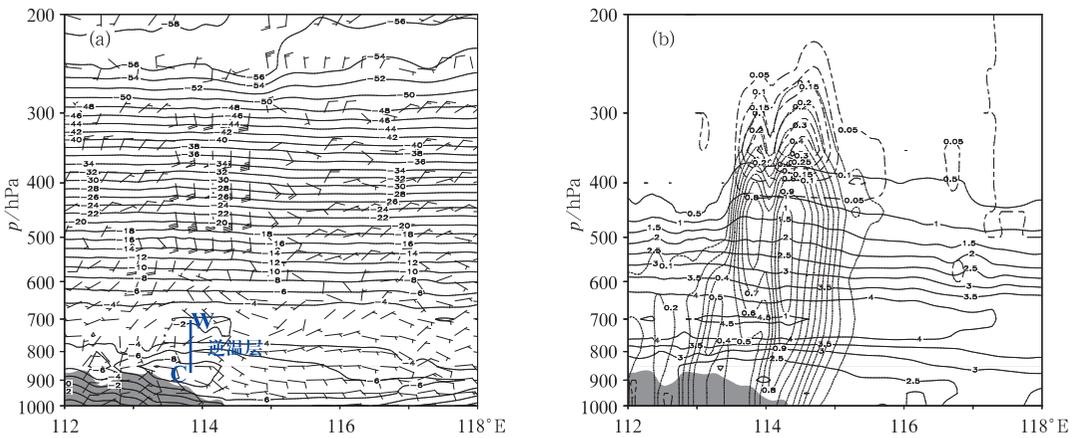


图 8 2009 年 11 月 10 日 10 时模式模拟(a)温度(单位: $^\circ\text{C}$)及 u 和 $(w \times 100)$ 合成风(图中, C 表示冷空气, W 表示暖空气);(b)比湿(实线,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、雪粒子(短虚线)及冰粒子(长和短虚线)

Fig. 8 The cross section along 38°N at 10:00 BT 10 November 2009 for temperature (unit: $^\circ\text{C}$) and u , $w \times 100$. Here C (W) indicates the cold (warm) air; (b) is same as (a), but for q (solid line, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), snow particles (short dashed line) and ice particles (long and short dashed line)

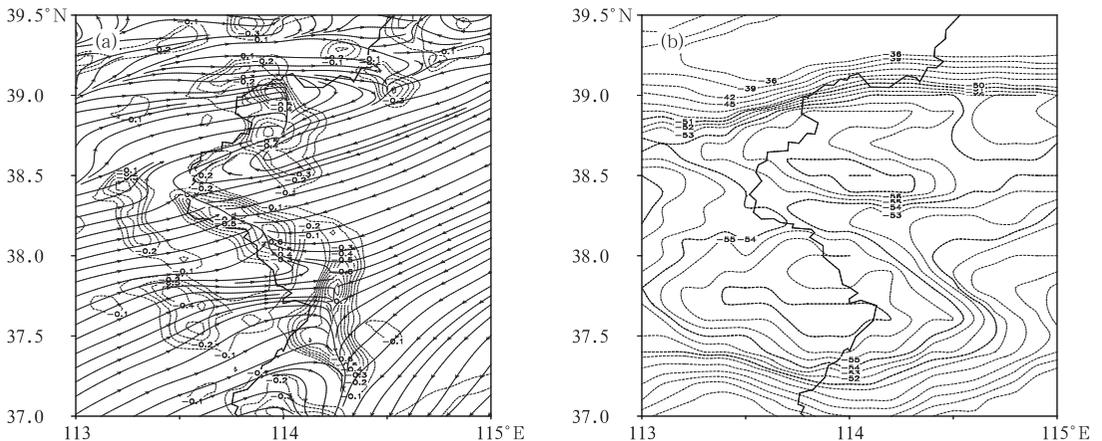


图 9 (a)2009 年 11 月 10 日 10 时模式模拟 1500 m 附近($\sigma=0.785$)的散度(单位: 10^{-5} s^{-1})及流场, (b) 10 日 11 时观测云顶亮温(单位: $^\circ\text{C}$)

Fig. 9 (a) The simulated divergence (unit: 10^{-5} s^{-1}) and stream field on 1500 m high at 10:00 BT 10 November 2009; and (b) the observed TBB temperature at 11:00 BT 10 November 2009 (unit: $^\circ\text{C}$)

4 结 论

应用多种资料对 2009 年 11 月河北省特大暴雪过程主要影响系统及成因进行了分析讨论,初步得到一些结论:

(1) 石家庄暴雪的动力机制:冷暖空气势力相当使得锋面长时间维持,由此产生正、逆双向次级环流,并伴随强的垂直上升运动,与中层辐合及正涡度强耦合的区域为暴雪区。由于锋面造成的温度梯度加大,风的垂直切变及地形作用在暴雪区产生条件性对称不稳定和中高层的对流不稳定,有利于暴雪形成。

(2) 水汽条件:这次降雪过程水汽充沛,强上升运动可将水汽输送到高空冷区,凝华、冻结为雪及冰晶。

(3) 向东开口的喇叭口地形使得干冷空气在低层堆积,增强了回流降雪的低层冷垫作用;由于地形作用,气流在低层有弱的上升运动,其与锋面次级环流上升运动叠加产生更强的上升运动。

参考文献

- [1] 王文辉,徐祥德.锡盟大雪过程和“77.10”暴雪分析[J].气象学报,1979,37(3):80-86.
- [2] 朱爱民,寿绍文.一次冬季暴雪过程锋生次级环流的诊断分析[J].南京气象学院学报,1994,17(2):183-187.
- [3] 周雪松,谈哲敏.华北回流暴雪发展机理个例研究[J].气象,2008,34(1):18-26.
- [4] 王建忠,丁一汇.一次华北强降雪过程的湿对称不稳定性研究[J].气象学报,1995,53(4):451-459.
- [5] 池再香,胡跃文,白慧.“2003.1”黔东南暴雪天气过程的对称不稳定分析[J].高原气象,2005,24(5):792-796.
- [6] 盛春岩,杨晓霞.一次罕见的山东暴雪天气的对称不稳定分析[J].气象,2002,28(3):33-37.
- [7] 王文,程麟生.“96.1”高原暴雪过程三维条件对称不稳定的数值研究[J].高原气象,2002,21(2):225-232.
- [8] 王文,刘建军,李栋梁.一次高原强降雪过程三维条件对称不稳定数值模拟研究[J].高原气象,2002,21(3):132-138.
- [9] 张小玲,程麟生.“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,2000,19(3):285-294.
- [10] 张小玲,程麟生.“96·1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断 II:散度和散度变率诊断[J].高原气象,2000,19(4):459-466.
- [11] 隆霄,程麟生.“95·1”高原暴雪及其中尺度系统发展和演变的非静力模式模拟[J].兰州大学学报:自然科学版,2001,37(2):141-148.
- [12] 迟竹萍,龚佃利.山东一次连续性降雪过程云微物理参数数值模拟研究[J].气象,2006,32(7):25-32.
- [13] 易笑园,李泽椿,陈涛,等.2007 年 3 月 3—5 日强雨雪过程中的干冷空气活动及其作用[J].南京气象学院学报,2009,32(4):306-313.
- [14] 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.
- [15] 徐达生.1956 年 2 月 22—25 日的华北锢囚结构和降水[J].天气月刊,1957(5):5-10.
- [16] 王迎春,钱婷婷,郑永.北京连续降雪过程分析[J].应用气象学报,2004,5(1):58-65.
- [17] 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.
- [18] 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.
- [19] 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.
- [20] 张维桓,董佩明.一次大暴雨过程中急流次级环流的激发及作用[J].大气科学,2000,24(1):47-57.
- [21] 朱乾根,林锦瑞,寿邵文,等.天气学原理和方法[M].第四版.北京:气象出版社,2007:99-100.
- [22] 费建芳,伍荣生,宋金杰.对称不稳定理论的天气分析与预报应用研究进展[J].南京大学学报,2009,45(3):323-333.
- [23] 湖中明,周伟灿.我国东北地区暴雪形成机理研究的个例研究[J].南京气象学院学报,2005,28(5):679-684.
- [24] 寿绍文.位涡理论及其应用[J].气象,2010,36(3):9-18.
- [25] 黄亿,寿绍文,傅玲艳.对一次台风暴雨的位涡与湿位涡诊断分析[J].气象,2009,35(1):65-73.
- [26] 林建.2009 年 8 月 29 日黄淮和西南地区不同性质暴雨特征分析[J].气象,2011,37(3):276-284.
- [27] 朱环娟,王宏,王万筠,等.河北北部一次区域性暴雪过程的湿位涡分析[J].沙漠与绿洲气象,2010,4(3):26-29.
- [28] 陈小雷,景华,全美然,等.地基 GPS 遥测大气可降水量在天气分析诊断中的应用[J].气象,2007,33(6):19-24.
- [29] 徐国强,胡欣,苏华.太行山地形对“96.8”暴雨影响的数值试验研究[J].气象,1999,25(7):3-7.
- [30] 范广洲,吕世华.地形对华北地区夏季降水影响的数值模拟研究[J].高原气象,1999,18(4):659-666.
- [31] 侯瑞钦,景华,王丛梅,等.太行山地形对一次河北暴雨过程影响的数值研究[J].气象科学,2009,29(5):687-693.