

张元春, 孙建华, 傅慎明. 冬季一次引发华北暴雪的低涡涡度分析[J]. 高原气象, 2012, 31(2): 387-399.

## 冬季一次引发华北暴雪的低涡涡度分析

张元春<sup>1-2</sup>, 孙建华<sup>1</sup>, 傅慎明<sup>1</sup>

(1. 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

**摘要:** 利用 NCEP FNL  $1^\circ \times 1^\circ$  再分析资料和 WRF 模式, 模拟了 2010 年 1 月 2~3 日我国华北地区的一次由涡旋造成的冬季降雪过程, 并采用位涡和涡度方程对引发暴雪的涡旋发展机制进行了诊断分析。结果表明, 这次降雪过程中, 对流层中层高空浅槽东移、加深及发展, 并引导低空和地面系统自西向东移动, 高空位涡的下传强迫加强了对流层中低层涡旋的发展。平均通量和涡旋区域的辐合、辐散作用对涡旋涡度的增长贡献最大, 扰动通量和类倾斜项的作用较小。在中层涡旋成熟期, 环境场的风速小于中层涡旋的移动速度时, 环境场相对于涡旋区域为辐散, 涡旋涡度减小; 当环境场风速大于涡旋的移动速度时, 环境场相对于涡旋区域为辐合, 涡旋涡度增加。在涡旋衰减期, 向涡旋外输送的绝对涡度通量使得涡旋涡度逐渐减弱。这次过程中, 高空位涡强迫、低空辐合和涡旋边界平均气流对扰动涡度的输送是涡旋发展的主要机制。

**关键词:** 暴雪; WRF 模式; 涡度方程; 位涡

文章编号: 1000-0534(2012)02-0387-13 中图分类号: P458.1<sup>+</sup>21 文献标识码: A

### 1 引言

2009 年 10 月底开始, 冷空气和暴雪袭击了北美、欧洲和东亚等地。11 月 1 日, 北京迎来了 22 年来最早的降雪, 北半球中高纬多个国家也同时打破了最早降雪纪录。自这次雨雪天气过程后, 2010 年 1 月 2~4 日我国北方也发生了大范围的降雪天气, 北京和天津地区的日降雪量均突破了 1951 年以来 1 月的历史极值, 北京城区平均日降雪量为 11 mm, 达到暴雪级别; 内蒙古中西部、华北南部、黄淮及江汉等部分地区降温幅度为  $10 \sim 12^\circ\text{C}$ , 局地达到  $12 \sim 14^\circ\text{C}$ 。北方的低温暴雪过程对电力供应、交通和农业生产造成了重大影响。

这次暴雪过程是冷空气南下过程中伴随一次中- $\alpha$  尺度气旋发展造成的。关于暴风雪的研究, 国外在触发、加强机制和各尺度天气系统间的相互作用等方面开展了大量工作, 同时也对造成暴雪的中尺度系统及其发生、发展机理进行了研究。欧美的降雪过程大多与温带气旋的形成、发展有关<sup>[1-3]</sup>。Bosart<sup>[4]</sup>和 Uccellini et al<sup>[5]</sup>对 1979 年美

国总统日的暴雪进行了研究, 指出登陆气旋是造成此次雪灾的主要天气系统, 暴雪中心附近的一系列对流活动与气旋存在相互作用; 动力强迫形成的中- $\alpha$  尺度垂直环流对随后发展起来的暴雪系统具有重要作用。Marwitz et al<sup>[6]</sup>发现 1987 年 12 月俄克拉荷马雪暴中, 位于暖锋上的非地转风可强迫条件不稳定气流上升并释放不稳定能量。Schmidlin et al<sup>[7]</sup>指出, 来自对流层中层深槽附近的冷平流与低层不稳定气流的交汇是造成暴雪的直接原因。Onton et al<sup>[8]</sup>通过一系列中尺度数值模拟试验, 揭示出来自盐湖地面的水汽通量是造成 1998 年盐湖区雪暴的必要条件, 局地地形影响了降雪的分布和强度。此外, 日本的暴风雪也多与低压系统的发生、发展有关, 尤其是经海上登陆的低压<sup>[9-10]</sup>。

中国降(暴)雪的研究始于 20 世纪 70 年代末, 近年来的一些研究在其发生、发展和影响机制等方面取得了明显进展<sup>[11-18]</sup>。王建忠等<sup>[19]</sup>讨论了湿对称不稳定在华北“86.11”暴雪形成中的可能作用。邓远平等<sup>[20]</sup>指出, “96.1”暴雪过程中湿对流不稳

收稿日期: 2010-12-08; 定稿日期: 2011-06-30

基金项目: 国家重点基础研究规划项目(2010CB951804); 中国科学院知识创新工程项目(9KZCX2-YW-Q03-30); 国家科技支撑计划课题(2009BAC51B02)共同资助

作者简介: 张元春(1987-), 女, 安徽亳州人, 硕士研究生, 主要从事中尺度气象学研究. E-mail: zhyc@mail.iap.ac.cn

定为暴雪提供热力不稳定条件。孙建华等<sup>[21]</sup>通过模拟认为,“12.7”降雪过程是对流层中层快速移动的短波槽和近地面出海高压后部的回流共同影响的结果。因此,本文利用 NCEP FNL  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料和 WRF 模式,分析 2010 年 1 月在我国北方发生的一次较强降雪过程,并利用数值模拟结果分析引发暴雪的低涡发展机理。

## 2 资料选取和方法介绍

### 2.1 资料选取

选取 NCEP FNL  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料,中国气象局地面 6 h 累计降水量资料;选取 WRF 模式,格距为 20 km,格点数为  $270 \times 200$ ,垂直方向为 19 层。微物理过程选取适用于冰雪过程的 single-moment 3-class 方案,积云参数化方案选取 Kain-Fritsch 方案。初始和边界条件仍采用 NCEP 再分析资料。

### 2.2 方法介绍

此次降雪过程是由低涡发展造成的,通过涡度方程中各项的收支分析可得到涡旋发展的涡度来源和机制。一些研究<sup>[22-23]</sup>认为,倾斜项在 MCV (Mesoscale Convective Vortex) 的形成中起主要作用,但是也有研究认为涡旋柱的伸展项对于中层涡度的形成非常重要<sup>[24-25]</sup>。对于不同的环境背景场和不同个例,使用不同的分析方法所得到的结果都会存在一些差异。因此,对涡度方程进行诊断分析也需要根据不同个例的特征进行适当的变形,才能分析出影响某个个例的动力过程。由于涡旋内复杂的对流和涡度发展,故难以完全描述出其内部的具体过程, Davis et al<sup>[26]</sup>和 Conzemius et al<sup>[27]</sup>通过矢量合并和环流积分对涡度方程进行积分变形,只考虑边界上的涡度输送和演变,也能揭示环境对涡旋发展的涡度贡献。

由  $p$  坐标下大气运动学方程组的水平运动方程推出的垂直方向上的涡度方程(舍去摩擦项):

$$\frac{\partial \zeta_h}{\partial t} = -\vec{V}_h \cdot \nabla \zeta_h - \vec{V}_h \cdot \nabla f - \omega \frac{\partial \zeta_h}{\partial p} + \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (\zeta_h + f) \nabla_h \cdot \vec{V}_h, \quad (1)$$

其中:  $\zeta_h$  是水平风产生的垂直方向上的涡度;  $\vec{V}_h$  是水平风矢量。方程(1)右边的第一、二、五项作矢量合并,三、四项作矢量合并,则变形为

$$\frac{\partial \zeta_h}{\partial t} = -\nabla \cdot \left( \vec{V}_h \eta - \omega \vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial p} \right), \quad (2)$$

其中:  $\eta = \zeta_h + f$  是绝对涡度。方程(1)右边就转化为两个矢量和的散度形式。第一个矢量的散度形式为绝对涡度通量,第二个矢量的散度形式类似于倾斜项,因此称为类倾斜项。当对方程(2)进行面积积分时,也就是求一个区域内的涡度收支情况,根据高斯定理可以转化为沿此区域边界的积分。例如方程(3),  $\hat{n}$  是垂直于涡旋区域边界向外的向量,  $C$  是相对涡度环流积分的结果<sup>[26-27]</sup>:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\oint \vec{V}_h \eta \cdot \hat{n} dl + \oint \omega \left( \vec{k} \times \frac{\partial \vec{V}_h}{\partial p} \right) \cdot \hat{n} dl. \quad (3)$$

通常情况下,把一个量(包括矢量和标量)分解为平均量和扰动项,即  $V = \bar{V} + V'$ , 这里的平均值是沿着某区域边界上的平均值,扰动量为边界上各点相对于平均值的偏差。方程(3)右边第一项可分解为方程(4)右边的前三项:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\bar{\eta} \bar{\delta} A - \oint \eta' \bar{V} \cdot \hat{n} dl - \oint \eta' \bar{V}' \cdot \hat{n} dl + \oint \omega \left( \vec{k} \times \frac{\partial \bar{V}_h}{\partial p} \right) \cdot \hat{n} dl, \quad (4)$$

方程(4)左边为相对涡度的环流积分,右边第一项为伸展项,反映中尺度涡旋的辐合、辐散;第二项为平均通量项, Davis et al<sup>[26]</sup>在分析北美大陆夏季 MCV 的发展过程时舍去了此项,结果发现,没有考虑此项,方程右边的其他三项与方程左边基本平衡,这可能是因为计算的个例差异造成的。本文在分析冬季华北涡旋时,发现此项是不可忽略的,它反映出边界上的平均气流对扰动绝对涡度的输送(即涡旋尺度上的边界气流通过输送扰动绝对涡度影响涡旋的强度);第三项为扰动通量项,此项表征涡旋边界上气流的扰动速度对扰动绝对涡度的输送(即次涡旋尺度的气流通过输送扰动绝对涡度影响涡旋的强度)。最后一项为类倾斜项,是方程(1)中相对涡度垂直平流和倾斜项之和,垂直速度的作用使得涡旋边界上水平速度的垂直切变产生水平方向上的涡度向垂直方向倾斜。以往的研究中, Davis et al<sup>[26]</sup>和 Conzemius et al<sup>[27]</sup>对比了倾斜项和伸展项的不同作用,而本文利用方程(4)则可说明平均气流项和扰动气流项的相对重要性。 Davis et al<sup>[26]</sup>研究了 MCV 的垂直结构和涡度来源,发现除了中层的辐合外,低层边界层出流的辐合也是涡度的重要来源。

本文使用环流积分后的涡度方程(4),对 2010 年 1 月 2~4 日我国华北地区降雪过程中低涡发展

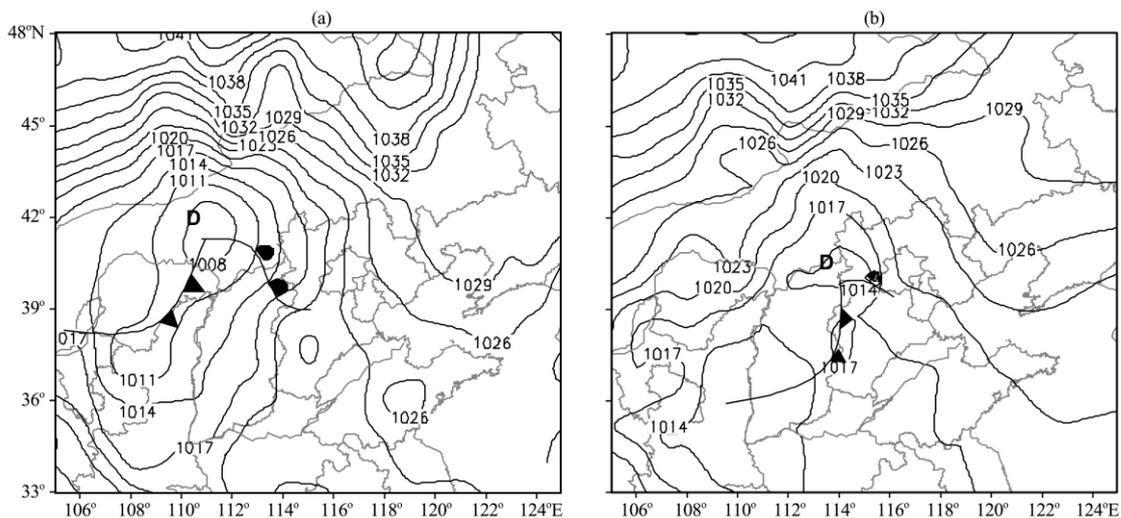


图 1 2010 年 1 月 3 日 00:00 (a) 和 06:00 (b) 地面天气形势  
等值线为海平面气压(单位: hPa)

Fig. 1 The surface weather situation at 00:00 (a) and 06:00 (b) on 3 January 2010.

Isoline is sea level pressure. Unit: hPa

的涡度来源进行了诊断分析。结果表明，此次过程是地面气旋在 500 hPa 高空槽的引导作用下不断加深发展，并且在中层 850~700 hPa 有中尺度涡旋发展，水平尺度约 400 km，是一次中- $\alpha$  尺度涡旋活动过程。下面进一步分析冬季典型涡旋的发生、

发展机制。

### 3 暴雪过程的环流分析

这次降雪过程为 1 月 1~2 日开始出现零星小雪，2 日 12:00(世界时，下同)以后，北京市出现大

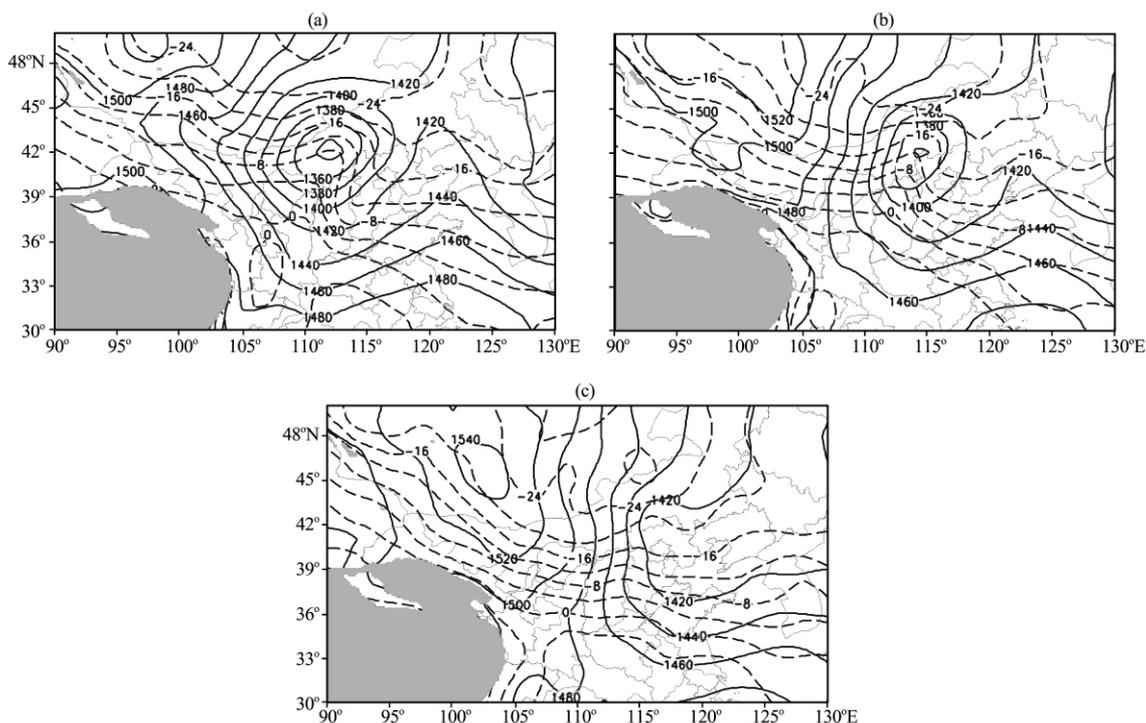


图 2 2010 年 1 月 3 日 850 hPa 位势高度场(实线, 单位: gpm)和温度场(虚线, 单位: °C)分布  
阴影区为地形高度>1500 m 的区域。(a) 00:00, (b) 06:00, (c) 12:00

Fig. 2 Distributions of 850 hPa geopotential height (solid line, unit: gpm) and temperature filed (dashed line, unit: °C) on 3 January 2010. Shaded areas are region of topography higher than 1500 m

范围的降雪天气。2日12:00~3日12:00, 内蒙古中部、河北中部及京津地区都出现了6 mm以上的降雪中心, 尤其在河北与山西交界处, 北京、天津均出现了24 h 累计降雪量>10 mm 的暴雪区(图略, 按照24 h 降雪量级划分标准, 降水量≥10 mm 为暴雪)。本文主要分析2~3日引发此次华北暴雪的中尺度系统发展演变过程。

地面上, 1月2日12:00 蒙古国以北为高压系统, 黑海及其东部受低压系统控制, 我国西部受高

压系统控制, 华北为低压系统。西北太平洋至日本海, 我国东北东部受低压控制。新疆东北部与内蒙古交界处为低压系统, 该系统在东移的发展过程中造成华北暴雪(图略)。至3日00:00(图1a)在内蒙古、山西和河北一直维持一低压中心, 中心强度为1 008 hPa, 河套西北部为冷锋, 河北北部和北京西北部为地面暖锋。之后, 系统向东南方向移动、发展; 06:00, 系统已移到山西与河北交界处(图1b), 此时的低压强度和范围都有所减小, 北京、天津地

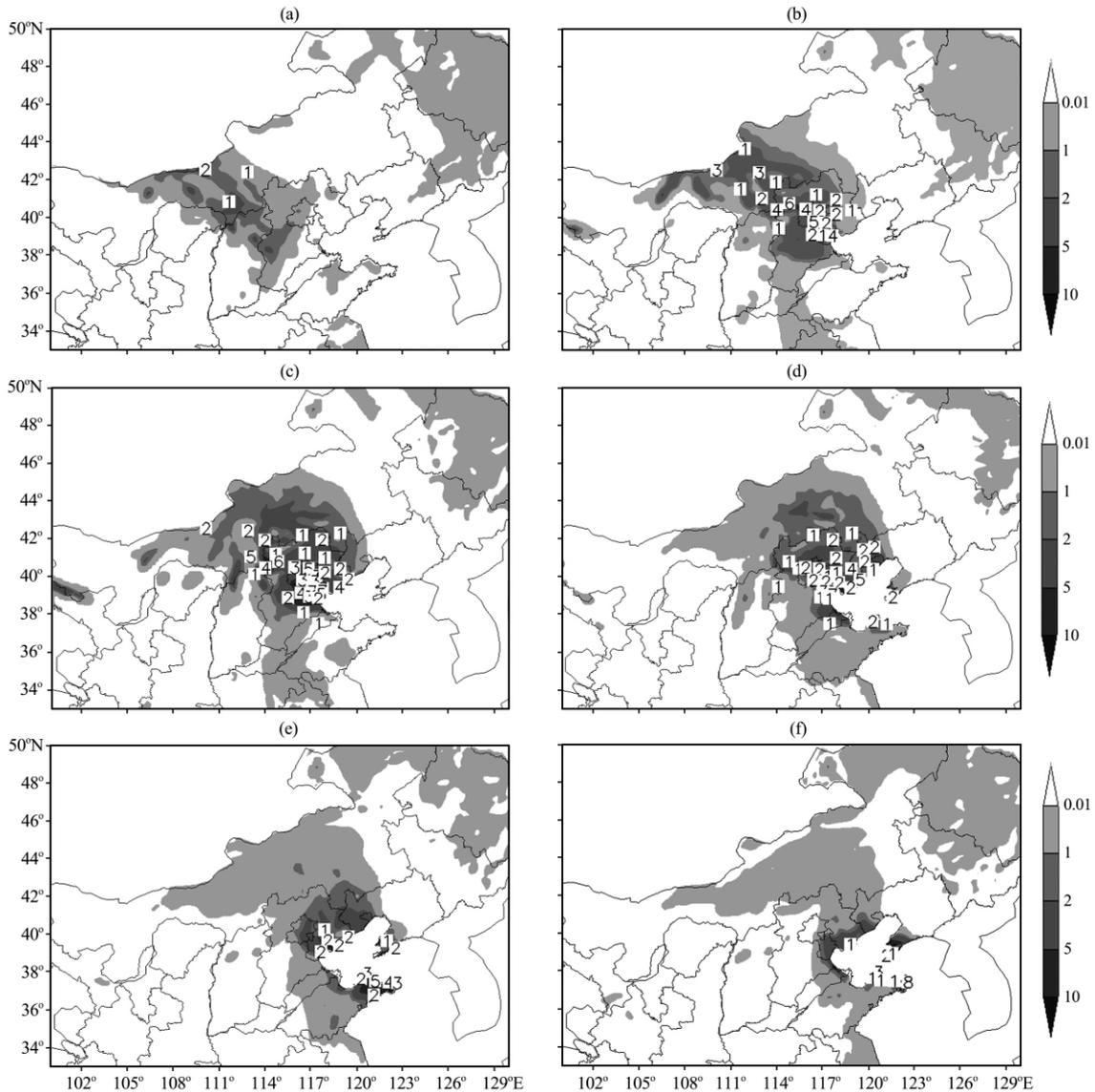


图3 2010年1月2日12:00~4日00:00模拟和观测的6h降水量(单位: mm)

数值为观测的降水量, 阴影区为模拟的降水量. (a) 2日12:00~18:00, (b) 2日18:00~3日00:00, (c) 3日00:00~06:00, (d) 3日06:00~12:00, (e) 3日12:00~18:00, (f) 3日18:00~4日00:00

Fig. 3 The simulated and observed 6 h precipitation from 12:00 on 2 to 00:00 on 4 January 2010. Unit: mm.

(a) from 12:00 to 18:00 on 2, (b) from 18:00 on 2 to 00:00 on 3, (c) from 00:00 to 06:00 on 3, (d) from 06:00 to 12:00 on 3, (e) from 12:00 to 18:00 on 3, (f) from 18:00 on 3 to 00:00 on 4.

Shaded area is the simulated precipitation, number is the observed precipitation

区受暖锋影响；12:00 低压中心已经减弱、消失，此时在山东、江苏境内有一新的低压中心生成(图略)，华北、东北仍出现持续降水。

此次降雪过程的高空形势显示，1月2日 18:00，850 hPa 内蒙古中北部维持一低压中心，比

地面图上的低压中心略偏西北，其上空对应 500 hPa 在河套西北方有一浅槽发展(图略)，200 hPa 上空维持一致的西北气流(图略)。3日 00:00，850 hPa 上低压中心东移至内蒙古中部且加深、发展，中心强度为 1 335  $\text{gpm}$ (图 2a)，其上空 500 hPa 高

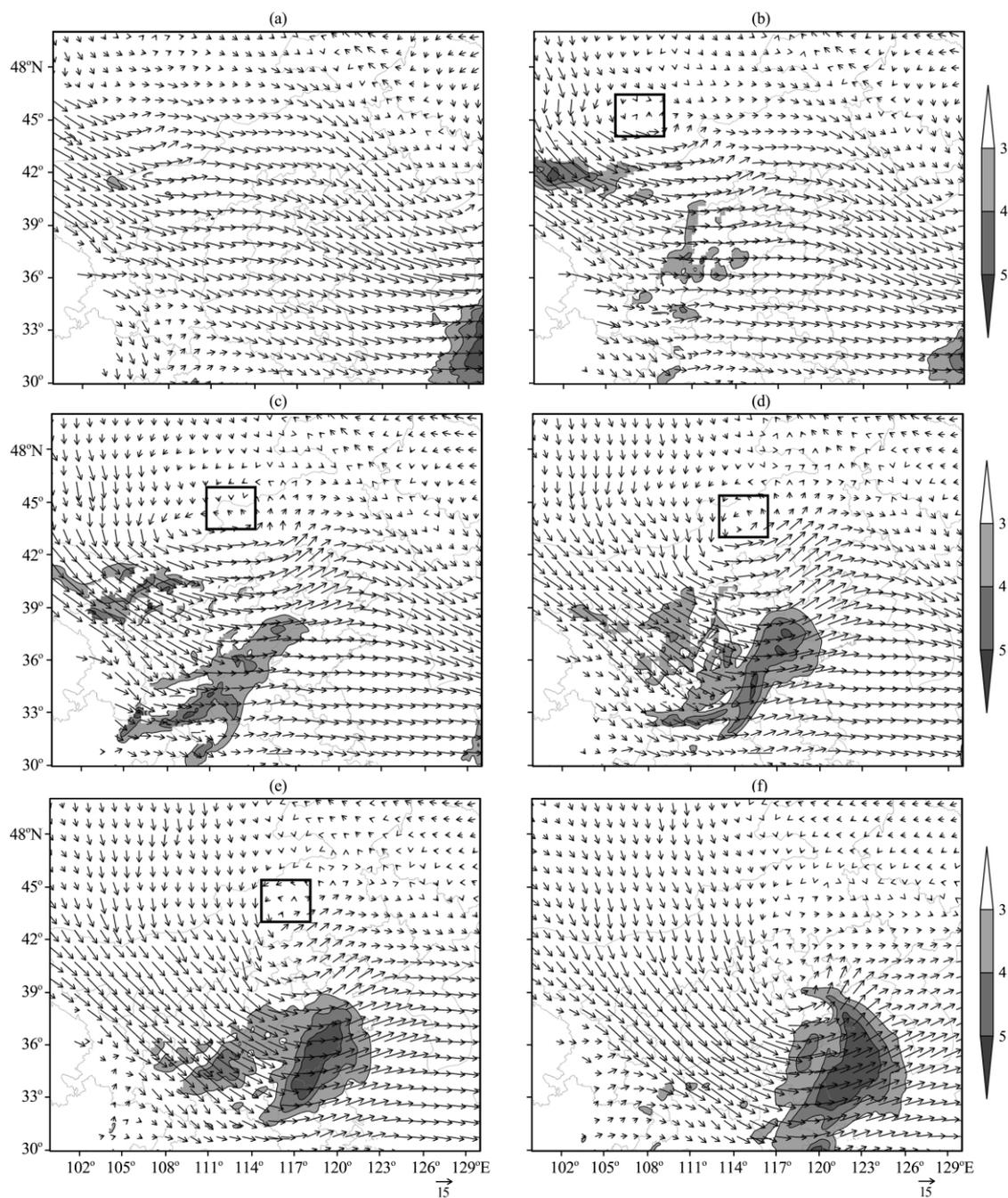


图 4 2010 年 1 月 2 日 12:00~3 日 18:00 模拟的 700 hPa 风场(箭头, 单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )和 850 hPa 水汽通量(阴影区, 单位:  $\times 10^{-3} \text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ )

矩形框为低涡区域, (a) 2 日 12:00, (b) 2 日 18:00, (c) 3 日 00:00, (d) 3 日 06:00, (e) 3 日 12:00, (f) 3 日 18:00

Fig. 4 The simulated 700 hPa wind field (vector, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and 850 hPa moisture flux (shading, unit:  $\times 10^{-3} \text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) from 12:00 on 2 to 18:00 on 3 January 2010. The rectangles represent the vortex areas. (a) at 12:00 on 2, (b) at 18:00 on 2, (c) at 00:00 on 3, (d) at 06:00 on 3, (e) at 12:00 on 3, (f) at 18:00 on 3

空浅槽已东移至河套地区,槽后等温线的密集带为高空锋区。3日06:00(图2b),850 hPa 低压继续东移,其中心移至河北西北部,中心强度明显减弱,而且范围缩小;500 hPa 低槽也东移,温度槽略落后于高空槽,随着槽的加深、发展,槽后等温线更加密集,锋区加强(图略)。12:00(图2c),850 hPa 低压中心强度已明显减弱,中心东移至河北东部—渤海地区,华北地区位于500 hPa 高空槽的槽底,温度槽和高空槽基本重合(图略)。18:00,850 hPa 低压中心系统已减弱、消失,500 hPa 高空槽继续东移,华北地区已位于槽后,降雪结束(图略)。

以上分析表明,此次过程受500 hPa 上东移加深槽的影响,低层低涡和地面气旋不断东移、发展,低压中心在内蒙古和山西时最强,华北地区的强降雪也发生在此时段低压系统的东南部。

## 4 模拟结果及涡旋发展机理分析

### 4.1 模拟结果验证

对比模拟与观测的降水量(图3)可以看到,模拟与观测的吻合较好,尤其是模拟的强降水中心(图3b~d)强度和位置都与观测的较为一致。

模拟的高空环流形式与实况也很相近,对流层中低层为直径约400 km的低涡,500 hPa 上低槽东移且加深、发展。模拟的涡旋在700 hPa 上(图4),1月2日12:00,内蒙古西北部有一浅槽形成,槽前的西南气流有水汽输送到华北地区。研究表明<sup>[21]</sup>,华北冬季降雪的水汽通道包括沿青藏高原东侧的低层西南暖湿气流的远距离输送和黄海、渤海附近的低层偏东气流的近距离输送。西南暖湿气流含水量大,是华北地区冬季降雪的主要水汽来源。地面降水的位置也与水汽输送的大值区一致,位于中层涡旋的西南部(图3和4)。从2日18:00开始,此次过程的水汽通量也主要来自西南暖湿气流。之后在500 hPa 低槽的强迫下逐渐形成气旋式环流,3日00:00,涡旋进入内蒙古境内,对应其东南部850 hPa 上涡旋和地面气旋已位于河北西北部,来自西南暖湿气流和渤海的水汽输送增加了该地区的水汽含量,则出现了较大范围的降雪。06:00,涡旋发展达到最强,地面气旋也移入河北,但京津地区仍有来自渤海的水汽输入,降雪继续维持。之后涡旋移动缓慢,强度减弱,15:00,流场中心逐渐消失。18:00 涡旋减弱、消失,地面气旋东移出海;华北地区的水汽输送也减弱,降雪量减少,最大降雪量

中心只有2 mm,范围也移至渤海沿岸。

### 4.2 涡旋发展过程的PV分析

根据以上地面气旋及高空涡旋的发展情况,为了进一步分析涡旋的垂直结构和发展情况,对涡旋中心42°N进行垂直剖面的位涡分析。位涡的计算公式为

$$PV = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta}{\partial p}, \quad (5)$$

其中: $\zeta_p$  是等压面上的相对涡度。

2日23:00 500 hPa 以上有大的PV正值区(图5a)。3日02:00 0.5 PVU 线向下伸至850 hPa,并且在750 hPa 附近有1 PVU 的中心值,形成一个位涡柱(图5b)。由于位涡异常会形成或加强低层的气旋性环流,对应图4,此时700 hPa 上的中尺度涡旋开始发展,表明高空的PV强迫有利于对流层中低层的涡旋发展,110°~116°E 存在两个锋区,分别对应图1的冷暖锋面。05:00,位涡柱东移到112°E(图5c),并且1 PVU 的等值线也向下伸展到550~500 hPa,随着涡旋发展,700 hPa 以下的锋面也有所加强。15:00 之后,地面至700 hPa 的低压系统已经开始衰减。在涡旋减弱时期位涡柱仍然维持了一段时间,直到4日00:00,位涡柱才断裂、减弱及消失。在700 hPa 涡旋形成初期,PV 的下传并不明显(图略),而在发展成熟阶段,高空位涡的下传促进了对流层中低层涡旋的发展。

### 4.3 涡旋不同发展阶段的涡度收支分析

利用WRF模式,采用涡度方程(3)对此次过程进行诊断分析。选取700 km×500 km 的矩形区域(图4)为涡旋区域,矩形区域随着涡旋移动,并且计算过程中水平风速都减去700 hPa 涡旋的移动速度(每小时平均移动速度,表1)。

为进一步分析涡旋发生、发展的演变过程,通过选取的涡旋区域中的平均涡度变化(图6)对其演变过程进行分段分析。考虑到2日17:00 700 hPa 的模拟流场上开始出现闭合环流,将其定为涡旋发展的起始时间,结合前面的涡旋发展过程和涡度方程诊断结果,整个发展演变过程可分为3个阶段:发展阶段(2日17:00~3日01:00),成熟阶段(3日01:00~07:00)和减弱阶段(3日07:00~15:00)。在涡旋发展过程中在300~200 hPa 之间一直存在涡度的大值区域,这个大值区域与高空的强位涡有关(图5)。发展阶段:700 hPa 涡旋已经形成,涡旋的涡度逐渐增强,并且在3日01:00 达到最强(图6a、b),且低层的涡度强度与对流层高层(200~

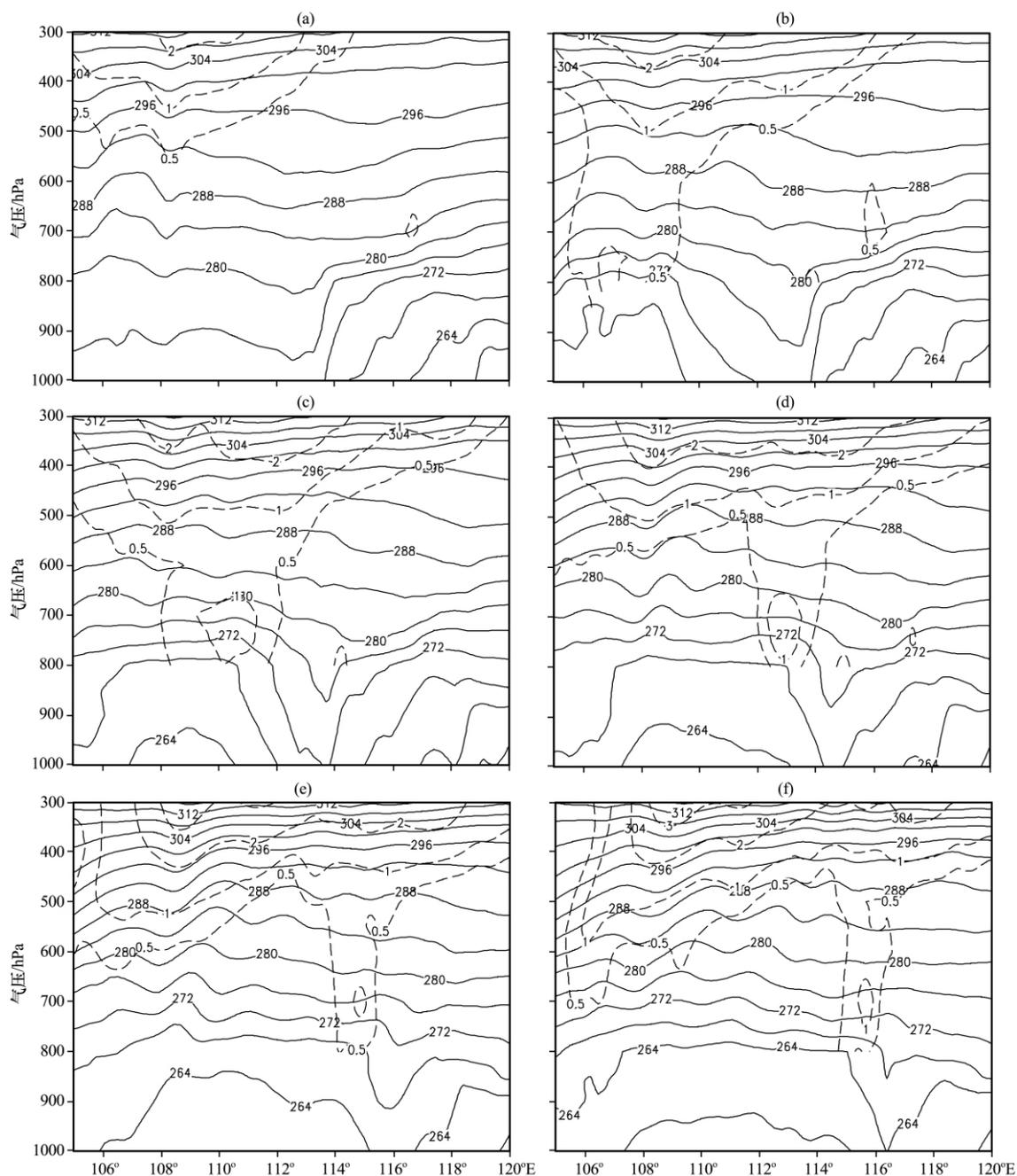


图 5 2010 年 1 月 2~3 日沿 42°N 位涡(虚线, 单位:  $\text{PVU}=10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ )和假相当位温(实线, 单位: K)的高度—经度剖面

(a) 2 日 23:00, (b) 3 日 02:00, (c) 3 日 05:00, (d) 3 日 08:00, (e) 3 日 11:00, (f) 3 日 14:00

Fig. 5 The height-longitude cross-sections of potential vorticity (dashed line, unit;  $\text{PVU}=10^{-6} \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) and pseudo-equivalent potential temperature (solid line, unit: K) along 42°N on 2~3 January 2010. (a) at 23:00 on 2, (b) at 02:00 on 3, (c) at 05:00 on 3, (d) at 08:00 on 3, (e) at 11:00 on 3, (f) at 14:00 on 3

300 hPa) 的强度相当。成熟阶段: 涡旋强度很强, 地面每小时最大降雪量达到 1.5 mm。成熟阶段又分为两个时段, 第一时段为 3 日 01:00~04:00, 涡度值随时间不断减小(图 6c), 但 700 hPa 涡旋的直径一直维持在 600 km 左右, 只是涡旋强度减弱。

第二时段为 3 日 04:00~07:00, 这 4 h 内 600 hPa 以下的涡旋强度基本维持, 以上的涡度值有所增加(图 6d), 但是最大值与 01:00 相比仍然有所减小。减弱阶段: 涡旋区中的涡度逐渐减弱(图 6e、f), 15:00 700 hPa 已无闭合涡旋中心存在(图 5)。下

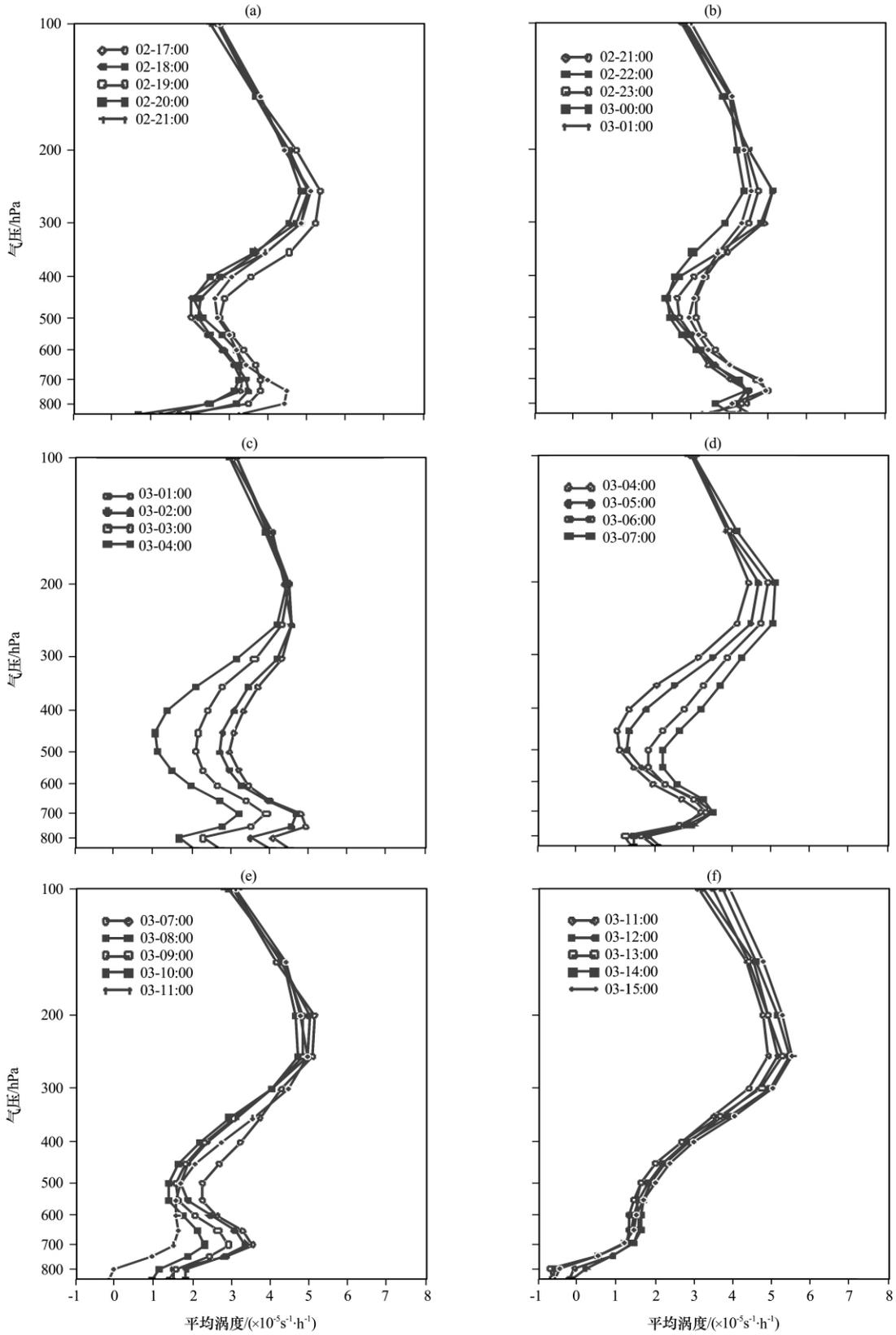


图 6 涡旋区域(图 4 中的矩形框区域, 700 km×500 km)的平均涡度变化

(a), (b) 发展阶段, (c), (d) 成熟阶段, (e), (f) 减弱阶段

Fig. 6 The variation of average vorticity for vortex area (the rectangle area in Fig. 4, 700 km×500 km) (a), (b) at the developing stage, (c), (d) at the maturing stage, (e), (f) at the diminishing stage

面根据以上划分的涡旋发展阶段，对涡度收支作进一步的分析。

方程(4)的计算结果如图7所示，LH为方程左边项涡度随时间变化项，RHS为右边各项之和，Stretching(STRE)为方程右边第一项，即伸展项，Meanflux(MEAN)为右边第二项，即平均通量项，Eddyflux(EDDY)为右边第三项，即为扰动通量项，Tilting(TILT)项为方程右边最后一项，即为类倾斜项。计算结果表明，方程的左边项和右边两项之和基本平衡(图7)，说明在不考虑潜热项时，也可基本准确的对涡旋发展的涡度来源进行分析，当然潜热也是涡度的一个重要来源。LH和RHS两项之间也存在差异(图7a、b)，特别是在涡旋的发展期(2日18:00~23:00)500 hPa附近的正值中心和涡旋的减弱期(3日09:00~13:00)850 hPa的负值中心，RHS的计算结果大于LH，前者的差异可能是由于涡旋形成前和形成初期动力场处于不完全平

衡状态，后者的差异可能是由于此阶段的降雪和潜热释放仍然较强，而其他的涡度制造项已经减弱造成的。从图7中涡旋发展演变过程中方程右边各项的演变看，平均通量项(Meanflux)所起的作用最大，主要表现为低层(600 hPa以下)为负贡献，中高层(600 hPa以上)基本为正贡献。发展期(2日20:00~22:00)，400 hPa附近有正值中心，成熟期后半段内(3日05:00~07:00)，500~400 hPa之间存在一个正值中心，即通过涡旋区域边界的平均气流向区域内输入正涡度，或者输出负涡度，从而使涡旋区域内的涡度增加。伸展项(Stretching)基本与平均通量项呈反位相分布，600~550 hPa以下表现为正贡献，以上表现为负值，这与系统低空辐合和高空辐散分布形式一致(图略)。在涡旋发展期，低空涡度(850~600 hPa)增长的来源主要来自伸展项，也就是说，正涡度区域的辐散使得涡旋进一步加强。扰动通量项(Eddyflux)的数值明显小于

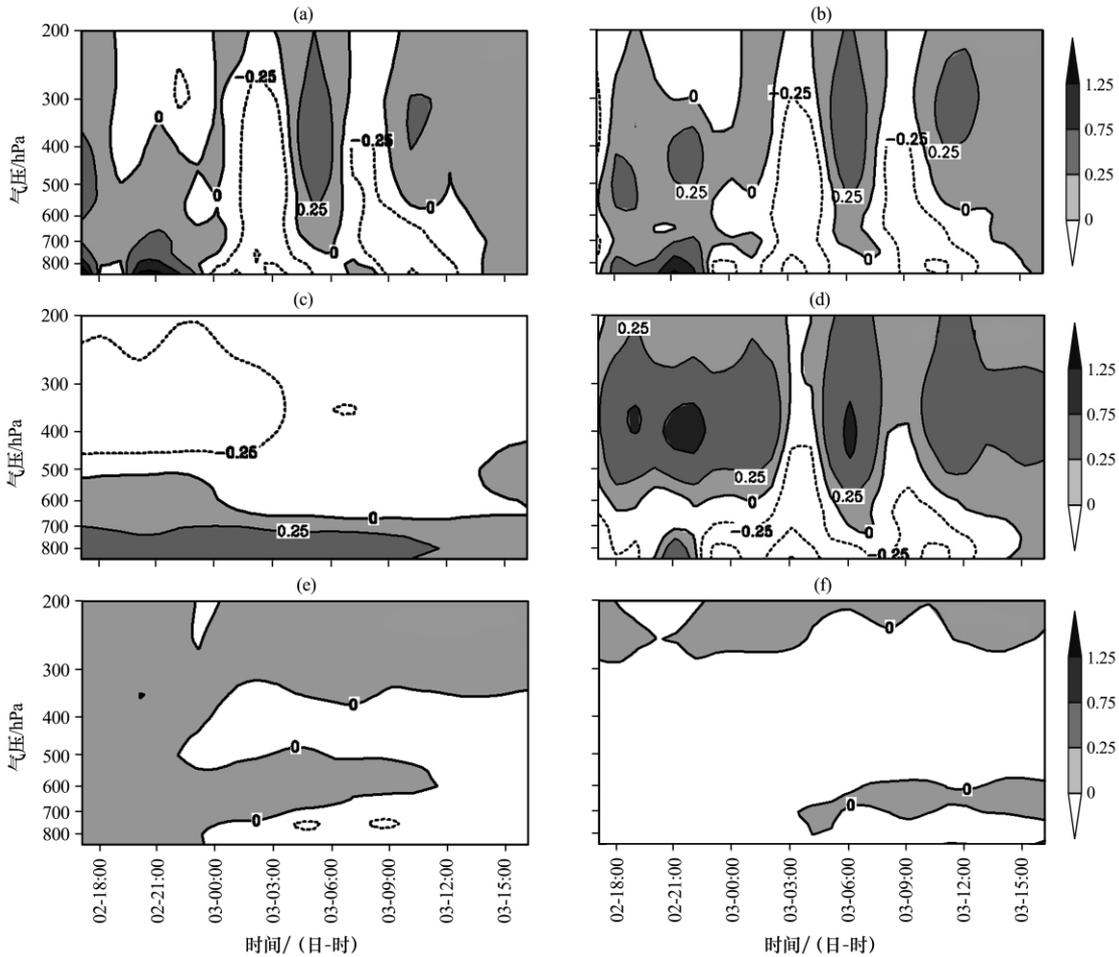


图7 涡旋发展过程中涡度收支随时间—高度剖面(单位： $\times 10^{-5} s^{-1} \cdot h^{-1}$ )

(a) LH, (b) RHS, (c) STRE, (d) MEAN, (e) EDDY, (f) TILT

Fig. 7 The time-height cross-sections of vorticity budget during the developing process of vortex.

Unit:  $\times 10^{-5} s^{-1} \cdot h^{-1}$

前两项。可见，通过边界上扰动气流输送的涡度量明显弱于平均气流的输送，即次涡旋尺度的扰动输送对本次涡旋的影响较弱。这可能是因为冬季系统的对流较弱。涡旋发展期，扰动通量项整层都表现为正贡献，从成熟期开始，低层(850~700 hPa)和中高层(500~400 hPa)转变为负贡献，结合图 6b、c 对应层次上为涡度变化，说明扰动涡度的垂直变化使得扰动通量在各层次上的贡献有差异。类倾斜项的数值相对平均通量项和伸展项也较小，由于此次过程中垂直运动较弱(图略)，使其引起的垂直涡

度的增长也不显著，且在 300 hPa 以下大部分为负贡献，只在 3 日 03:00 以后的 700 hPa 左右有弱的正贡献。

图 8 是图 7 在各发展演变阶段求得的时间平均，下面进一步分析 3 个演变阶段中涡度收支中各项的相对大小。

涡旋发展阶段(图 8a)，在 800~750 hPa 之间有一涡度变化的最大值，此层涡旋增长最快。从整层来看，各层涡度基本都处于增长阶段。由于此时垂直速度仍比较小，类倾斜项(TILT)基本处在零

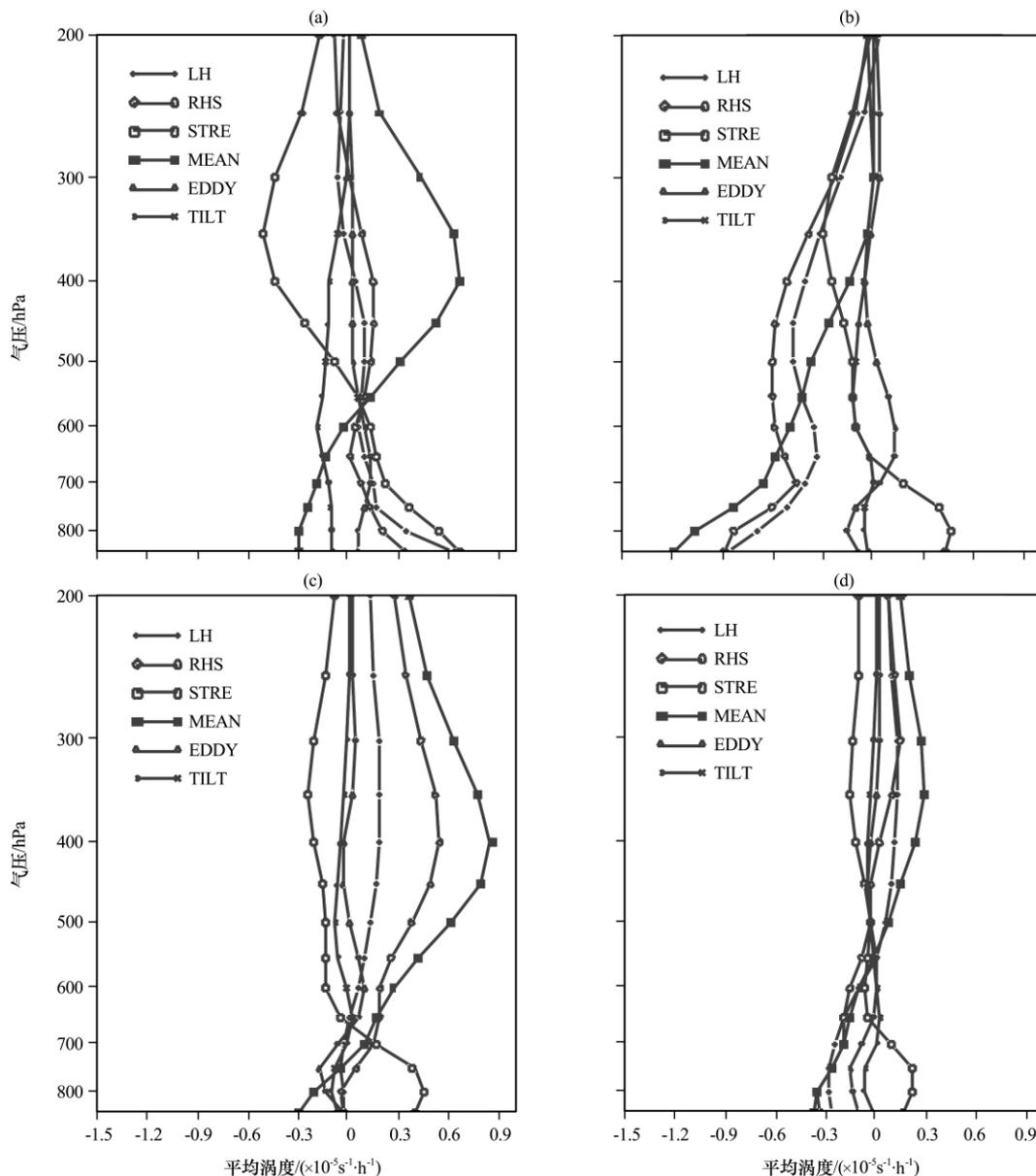


图 8 涡旋演变各阶段涡度方程各项时间平均的垂直变化

(a) 2 日 17:00~3 日 01:00, (b) 3 日 02:00~04:00, (c) 3 日 05:00~07:00, (d) 3 日 08:00~15:00

Fig. 8 Vertical variation of time-averaged terms of the vorticity equation at each stage of vortex evolution on 2~3 January 2010. (a) from 17:00 on 2 to 01:00 on 3, (b) from 02:00 to 04:00 on 3, (c) from 05:00 to 07:00 on 3, (d) from 08:00 to 15:00 on 3

值附近,对涡度变化的贡献很小。扰动通量项的贡献也在零值附近。伸展项在 550 hPa 以下对涡度变化是正贡献,以上是负贡献,即呈现涡旋低空辐合、高空辐散的特征。平均通量项在 550 hPa 以上为正贡献,以下为负贡献,说明对流层中高层的涡度来自边界上平均流的输送。此阶段,在 600 hPa 以上伸展项和平均通量项的作用相反,使总的涡度制造并不显著;而在 700 hPa 以下,伸展项的涡度制造略大于平均通量项的涡度消耗,因此,有明显的涡度制造。在涡旋的发展阶段,涡度在低层主要来源于辐合,而在中高层主要来源于平均通量项。

涡旋成熟阶段,3 日 02:00~04:00(图 8b),整层基本为涡度减弱,伸展项和平均通量项基本呈相反位相。涡度的变化分布(RHS 和 LH)在 500 hPa 以下与平均通量项较一致,以上与伸展项项较为一致,说明在成熟阶段的前一个阶段(涡度减弱期),低层平均通量的贡献较大,也即通过边界平均气流输送的涡度扰动。涡旋进入成熟期后,稍有减弱。此阶段,虽然 700 hPa 以下伸展项有明显的涡度制造,但由于平均通量的涡度消耗较强,涡旋的涡度减弱。3 日 05:00~07:00(图 8c),涡度增长率转为正值,但是 LH 和 RHS 的差异略有增加,尤其在对流层中层,可能是由于持续的降雪,热力作用在此阶段比较明显。在涡度变化中,平均通量项对涡度增长起主要贡献,尤其在 500~400 hPa 之间平均通量项主要决定涡度的增长,而低层的涡度增加是由于伸展项所表现出的辐合增强。从图 8b、c 中可清楚地看出,在成熟阶段涡旋涡度有先减后增的变化,而且此变化都是平均涡度通量项占主要贡献。平均涡度通量表示涡旋区域边界上的平均流向区域内输送绝对涡度的扰动,也可以用环境大气与涡旋之间的相互作用来解释。

表 1 给出了涡旋的移动速度和外界环境场中的风速。由表 1 可见,成熟阶段的第一时段(3 日

02:00~04:00),涡旋西移动的速度为  $19.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,北移的速度为  $5.56 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,环境场的西风风速只有  $2.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,南风风速为  $4.74 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,纬向风速相差较大,经向风速相当,表明环境场相对于涡旋区域是辐散,涡旋边界上为指向边界外的平均气流,方程(4)右边第一项(伸展项)为负值,则涡旋区域的涡度减小。第二时段(3 日 05:00~07:00),涡旋移动速度和环境场风速的纬向风速相当,经向风风向则相反,环境场相对于涡旋区域是辐合,涡旋边界上为指向涡旋内部的平均气流,涡旋区域中涡度增加。因此,在成熟阶段出现了涡旋区域的平均涡度变化为先减小后增加。

涡旋的减弱阶段(图 8d),在对流层中低层涡度的增长率为负值,在 800~700 hPa 之间出现涡度减小的最大值,平均通量项和扰动通量项都为负值,550 hPa 向上的平均通量项则为弱的正值(图 8d),说明高层的涡度有弱的涡度制造,到 3 日 08:00~11:00,高层的正值也有所减弱。

以上分析说明,在涡旋加强的过程中,在发展阶段,低层(600 hPa 附近以下)的涡度增加是伸展项的主要作用。在成熟阶段,无论是第一时段的减弱期还是第二时段的增强期,平均通量项在高低层都占主要作用,而伸展项只在低层有涡度制造。这说明涡旋边界上的平均气流通过对边界上涡度扰动的输送影响涡旋区域内,即涡旋移动速度与环境场风速之间的相对大小的改变造成了涡旋区域的涡度制造和消耗。在减弱阶段,低层平均通量项仍对涡旋涡度收支的贡献最大,涡旋区域内通过边界上平均气流不断向外输送绝对涡度,使得涡旋强度逐渐减弱。由于此次过程中垂直运动较弱,类倾斜项所起作用较小。Sun et al<sup>[28]</sup>对梅雨锋上 MCV 的研究表明,除了辐合和平流(即文中的涡度通量项)外,倾斜项也是 MCV 的涡度来源之一。冬季的气旋由于垂直运动比夏季弱,与垂直运动相关的倾斜项的涡度制造较弱。

表 1 涡旋各发展阶段内平均的涡旋移动速度和环境场风速

Table 1 The moving speed of average vortex and wind speed of ambient field at developing stage of vortex

时间/(日-时)	涡旋平均移动速度(U, V)/(m · s <sup>-1</sup> )	环境场平均风速(U, V)/(m · s <sup>-1</sup> )
2 日 17:00~3 日 01:00	(23.5, 8.0)	(1.8, 0.32)
3 日 02:00~04:00	(19.7, 5.56)	(2.03, 4.74)
3 日 05:00~07:00	(5.56, -5.56)	(4.2, 5.0)
3 日 08:00~15:00	(8.33, 0.0)	(4.59, 1.74)

注: U 正值为西风, V 正值为南风

## 5 结论与讨论

2010年1月2~3日华北地区出现了较大范围的降雪过程,本文采用WRF模式对此次过程进行了模拟研究,并利用模拟结果分析了造成此次华北大范围降雪的低涡系统的发展机理,得到如下主要结论:

(1) 对流层中层蒙古国西北部浅槽东移、加深及发展导致了对流层低层的中尺度涡旋形成、发展。对流层中低层(700 hPa)的涡旋形成之后,高空位涡的强迫使得中低层的低涡系统进一步加强、发展。

(2) 涡旋发展分为3个阶段:发展阶段、成熟阶段和减弱阶段。对3个阶段涡度收支的诊断分析表明,由于此次过程中垂直速度较小,类倾斜项对涡度收支的贡献也较小,基本维持在零值附近。扰动通量项的影响也较小,仅在成熟阶段的减弱期和减弱阶段的底层起一定的作用。

(3) 平均通量项和伸展项是涡旋发展的主要涡度来源。发展阶段,由于高空位涡的强迫作用,涡旋区域中有很强的正平均通量,涡旋不断发展,同时由于低层涡旋内的气流辐合使得低层涡度增强。成熟阶段的第一时段,由于涡旋移动速度远大于环境场风速,涡旋边界上的平均气流指向涡旋区域外,涡旋的涡度强度有所减弱;但第二时段,低涡系统都维持在河北西北部,涡旋移动速度小于环境风速,平均气流转为指向涡旋内部,涡旋的涡度强度继续增强。减弱阶段,低层负的平均通量迫使低层不断减弱,涡旋趋于消亡。在此次涡旋的发展过程中,低层气流辐合、高空位涡强迫和涡旋区域边界上扰动涡度输送是涡度的主要来源。

本文虽然对2009年1月华北地区一次降雪的低涡系统结构和演变过程进行了分析,但是仅利用涡度方程从动力作用的角度考察环境场和涡旋区域间的相互作用,而对冬季这类系统的研究还不够全面和深入,所以还需要进一步研究冬季出现暴雪的涡旋结构、演变特征及出现强降雪的机理。

### 参考文献

- [1] Braham R R Jr. The midwest snow storm of 8~11 December 1977[J]. *Mon Wea Rev*, 1983, 111: 253-272.
- [2] Ulbrich U, Fink A H, Klawa M, et al. Three extreme storms over Europe in December 1999[J]. *Weather*, 2001, 56(3): 70-80.
- [3] Pearce R, Lloyd D, McConnell D. The post-Christmas 'French' storms of 1999[J]. *Weather*, 2001, 56(3): 81-90.
- [4] Bosart L F. The Present' Day snowstorm of 18-19 February 1979: A subsynoptic-scale events[J]. *Mon Wea Rev*, 1981, 109: 1542-1566.
- [5] Uccellini L, Keyser W D, Brill K F, et al. The Presidents' Day cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis[J]. *Mon Wea Rev*, 1985, 113: 962-988.
- [6] Marwitz J D, Toth J. A case study of heavy snowfall in Oklahoma[J]. *Mon Wea Rev*, 1993, 121: 648-661.
- [7] Schmidlin T W, Kosarik J. A record Ohio snowfall during 9-14 November 1996[J]. *Bull Amer Met Soc*, 1999, 80(6): 1107-1116.
- [8] Onton D J, Steenburgn W J. Diagnostic and sensitivity studies of the 7 December 1998 Great Salt Lake-Effect snowstorm [J]. *Mon Wea Rev*, 2001, 129: 1318-1338.
- [9] Shumizu N, Uchida A. An observational study of organized snow echo over the Japan Sea[J]. *J Meteor Soc*, 1974, 52(3): 289-299.
- [10] Ninomiya K. Polar low development over the east coast of Asian continent on 9-11 December 1985[J]. *J Meteor Soc*, 1991, 69(6): 669-685.
- [11] 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.
- [12] 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.
- [13] 王文,程麟生. "96.1"高原暴雪过程三维条件性对称不稳定的数值研究[J]. *高原气象*, 2002, 21(3): 225-232.
- [14] 王正旺,苗爱梅,庞转棠,等. 山西中南部区域性暴雪天气诊断分析[J]. *高原气象*, 2010, 29(2): 531-538.
- [15] 周淑玲,朱先德,符长静,等. 山东半岛典型冷涡暴雪个例对流云及风场特征的观测与模拟[J]. *高原气象*, 2009, 28(4): 935-944.
- [16] 杨成芳,王俊. 利用单多普勒雷达资料做冷流暴雪的中尺度分析[J]. *高原气象*, 2009, 28(5): 1034-1043.
- [17] 梁军,张胜军,王树雄,等. 大连地区一次区域暴雪的特征分析和数值模拟[J]. *高原气象*, 2010, 29(3): 744-754.
- [18] 黄翠银,沈新勇,孙建华,等. 一次由海岸锋引发山东半岛暴雪过程的研究[J]. *气候与环境研究*, 2008, 13(4): 567-583.
- [19] 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[J]. *气象学报*, 1995, 53(3): 451-459.
- [20] 邓远平,程麟生,张小玲. 三相云显式降水方案和"96.1"暴雪成因的中尺度数值模拟[J]. *高原气象*, 2000, 19(4): 401-414.
- [21] 孙建华,赵思雄. 华北地区"12.7"降雪过程的数值模拟研究[J]. *气候与环境研究*, 2003, 8(4): 381-395.
- [22] Skamarock W C, Weisman M L, Klemp J B. Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines[J]. *J At-*

- mos Sci, 1994, 51: 2563—2584.
- [23] Weisman M L, Davis C A. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems[J]. J Atmos Sci, 1998, 55: 2603—2622.
- [24] Bartels D L, Maddox R A. Midlevel cyclonic vortices generated by mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev, 1991, 119: 104—118.
- [25] Davis C A, Trier S B. Cloud-resolving simulations of mesoscale convective vortices[J]. J Atmos Meteor, 2002, 130: 2839—2858.
- [26] Davis C A, Galareanu T J. The vertical structure of mesoscale convective vortices[J]. Mon Wea Rev, 2008, 66: 686—704.
- [27] Conzemius R J, Montgomery M T. Clarification on the generation of absolute and potential vorticity in mesoscale convective vortices[J]. Atmos Chem Phys, 2009, 9: 7591—7605.
- [28] Sun J H, Zhao S X, Xu G K, et al. Study on a mesoscale convective vortex causing heavy rainfall during the Meiyu season in 2003[J]. Adv Atmos Sci, 2010, 27(5): 1193—1209.

## Analysis of Vorticity during Vortex Producing Snowstorm in North China in Winter

ZHANG Yuan-chun<sup>1-2</sup>, SUN Jian-hua<sup>1</sup>, FU Shen-ming<sup>1</sup>

(1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

2. Graduated University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** The snowstorm occurred in North China on 2~3 January 2010 was simulated using WRF model. And potential vorticity and vorticity equation were used to diagnose the developing mechanism of the vortex producing heavy snowfall process in winter. The results showed that, firstly, the weak trough in middle troposphere led to lower and surface systems moving from west to east. Secondly, potential vorticity from upper-level intensified development of vortex in middle-lower troposphere. Thirdly, the mean flux and stretching term of the integrated vorticity equation was the main source of vorticity, but eddy flux and like-tilt term was relatively weak. During the mature period of vortex, the vorticity decreased because of the divergence of environmental circulation to vortex area while the vortex moved faster than surrounding air, and to the contrary, vorticity increased for the convergence between environmental circulation and vortex area. During the dissipating period, the vorticity decreased since the loss of the absolute vorticity flux. On the basis of all diagnosis, the PV forcing in upper-troposphere, convergence in lower-troposphere and the vorticity produced by environmental circulation are main mechanisms of vorticity developing.

**Key words:** Snowstorm; WRF model; Vorticity equation budget; Potential vorticity