

熊秋芬, 张昕, 陶祖钰. 2016. 一次温带气旋涡度场演变特征及气旋发生发展机制分析. 气象, 42(3): 294-304.

一次温带气旋涡度场演变特征及 气旋发生发展机制分析^{*}

熊秋芬¹ 张 昕¹ 陶祖钰²

1 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

2 北京大学物理学院, 北京 100871

提 要: 气旋是涡旋运动, 因此相对涡度(以下简称涡度)是确切表征气旋中心位置和强度的物理量, 分析气旋发生发展过程就是分析涡度的变化机理。文中采用 1000 hPa 地转风涡度表征地面气旋, 利用常规地面观测、6 h 一次的 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析场等资料, 对 2014 年 6 月一次具有螺旋式回转路径的北方温带气旋过程进行了诊断分析。利用 Petterssen 地面气旋发展公式, 再结合 300 hPa 涡度平流、散度场与 850 hPa 热力场的配置关系, 考察了对流层中低层温度平流、500 hPa 涡度平流以及 300 hPa 涡度平流引起的辐散对地面气旋发展的贡献。结果表明: (1) 这次气旋过程中 500、300 hPa 存在两个正涡度区及涡度中心的替换: 即在地面气旋发生发展阶段, 第一个涡度中心为主要的涡度中心; 在气旋减弱阶段, 第二个涡度中心成为主要的涡度中心。(2) 地面和高空涡度中心均以逆时针螺旋式路径移动。在地面气旋初生和发展阶段, 高低层涡度中心及正涡度区呈后倾结构; 当高低层涡度中心及正涡度区几乎垂直重合时, 地面气旋停止发展。(3) 温度平流项在气旋初生阶段起主要作用; 500 hPa 涡度平流决定了地面气旋的发展。(4) 当 300 hPa 正涡度平流引起的辐散区叠加在对流层低层 850 hPa 斜压锋区上时, 地面气旋发展。

关键词: 温带气旋, 涡度, 演变, 涡度方程, 物理机制

中图分类号: P443

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2016.3.004

An Analysis of Vorticity Evolution and Physics Mechanism on an Extratropical Cyclone

XIONG Qiufen¹ ZHANG Xin¹ TAO Zuyu²

1 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

2 Physics School, Peking University, Beijing 100871

Abstract: As cyclone is vortex, the parameter relative vorticity (for brevity, vorticity) can be used to exactly describe the position and intensity of extratropical cyclone. Thus, the research of the extratropical cyclone development is actually the mechanism analysis of vorticity. With the geostrophic wind vorticity at 1000 hPa adopted in this study, a typical extratropical cyclone with a spiral track occurred during 6–10 June 2014 is diagnosed using conventional observations and NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ reanalysis data. Based on Petterssen's equation, and the configuration of positive vorticity advection and divergence at 300 hPa and thermal advection at 850 hPa, this paper investigates the contributions of thermal advection in middle-lower layer of troposphere, the vorticity advection at 500 hPa and the divergence induced by the vorticity advection at 300 hPa to the development of surface cyclone. The results show that: (1) Vorticity transferred between 2 positive vorticity zones at 300 hPa and 500 hPa. The first positive vorticity zone was the main one during cyclogenesis and development while the other became dominant in the decaying period. (2) In

^{*} 国家自然科学基金项目(41405007)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2015-096 和 CMAYBY2015-097)共同资助

2015 年 5 月 28 日收稿; 2015 年 12 月 3 日收修定稿

第一作者: 熊秋芬, 主要从事天气分析预报教学和研究. Email: xiongqf@cma.gov.cn

the whole troposphere, the vorticity centers moved cyclonically on a curve path. During the development of the surface cyclone, the positive vorticity centers tilted rearward with height, and while weakening, they were vertically overlapped at different levels. (3) The temperature advection played a major role in cyclogenesis while positive vorticity advection at 500 hPa was the main factor in the cyclonic development. (4) Cyclone would develop when the divergence caused by positive vorticity advection at 300 hPa was located above the frontal zone at 850 hPa.

Key words: extratropical cyclone, vorticity, evolution, vorticity equation, physics mechanism

引言

以往有关温带气旋发生发展的研究,主要从四个方面展开:(1)从波动的角度出发,把气旋的发生发展看成是斜压不稳定波动所造成的(丁一汇,2005;黄彬等,2013;李兆祥等,1980;宁松等,1997;盛春岩等,2012;陶祖钰等,1989;陶祖钰,2011;王东海等,2014;尹尽勇等,2011;苗春生等,2015;Petterssen,1956;Radinovic,1988;Tao et al,2014);(2)从气压变化出发研究大气中净的质量辐合辐散与气旋发展的关系(朱乾根等,2007;Petterssen et al,1955;Sutcliffe,1939);(3)从涡度出发,用流场中涡度的加强来说明气旋的发展(曹钢锋等,1981;陶祖钰等,1980;Danard,1964;Lupo et al,1992;Petterssen,1955;Petterssen et al,1971;Radinovic,1988;Sanders,1986;Tracton,1973);(4)从上升运动越强气旋越强出发,用高低空散度之差作为气旋发展的指标(Sutcliffe,1939),并由此导出热成风和热成风涡度平流对气旋发展的贡献,其物理本质就是准地转动力学理论所揭示的暖平流和涡度平流垂直微差(王秀明等,2013;周小刚等,2013;2014)。

气旋的本质是涡旋运动,因此相对涡度(以下简称涡度)是确切表征气旋中心位置和强度的物理量。Petterssen(1955)公式就是以地面地转风涡度倾向来表征气旋的发展。他利用500 hPa接近无辐散层的特点,将涡度方程用于500 hPa时略去涡度方程中的散度项;然后利用热成风涡度关系和热力学关系导出地面涡度倾向公式。本文也将从地面地转风涡度的变化来研究一次气旋的发展过程。

众所周知,气旋的垂直结构是对流层上半部辐散、下半部辐合。Petterssen(1955)公式导出过程中完全忽略了对流层上半部辐散对气旋发展的贡献。由于这个“先天不足”,在Petterssen(1955)公式中,上升运动由于绝热冷却作用,因此是一个不利于气

旋发展的因子。这是一个与客观事实,即气旋强度和上升运动之间高度的正相关相违背的结论。究其根源,这是因为在Petterssen(1955)公式提出的年代还没有准地转理论。从准地转 ω 方程可知,暖平流是引起上升运动的主要因子。由此引起的上升运动绝热冷却不会改变暖平流引起的局地增温。在Petterssen(1955)公式中将绝热项当作强迫项和平流项并列在动力学上是不合理的。为了弥补Petterssen(1955)公式的不足,本文只计算温度平流项,不计算绝热项,而代之以计算对流层上半部300 hPa的高空散度项和涡度平流项。

利用常规地面观测、6 h一次的NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析场等资料,对2014年6月6—10日发生在我国华北和东北的一次温带气旋过程进行了分析,先给出地面气旋中心、1000 hPa地转风涡度中心的移动路径及强度,再展示对流层中高层两个天气尺度的涡度中心的替换过程、高空各层涡度中心的移动路径及涡度的垂直演变特征,然后讨论气旋发展不同阶段的物理机制,重点揭示高空涡度平流对气旋发生发展的影响。

1 过程特点

图1给出了这次气旋过程中海平面气压场的分布。地面图上显示在6日08时(图略)华中—华北的倒槽中有热低压生成,中心海平面气压为1002 hPa(图2a);此后该热低压向偏东方向移动(图2b),且华北西部的冷锋逐渐进入热低压,锋面气旋于6日20时(图1a中的D)形成;至7日08时(图1b,图2b),气旋中心向东北方向移动到辽东半岛,中心海平面气压降为1001 hPa;此后气旋继续向东北方向移动,中心海平面气压持续下降;但7日14时以后,气旋中心的海平面气压继续下降但转向西北方向移动;而8日02时又转向西移;8日14时,气旋中心海平面气压下降至本次过程的最低值

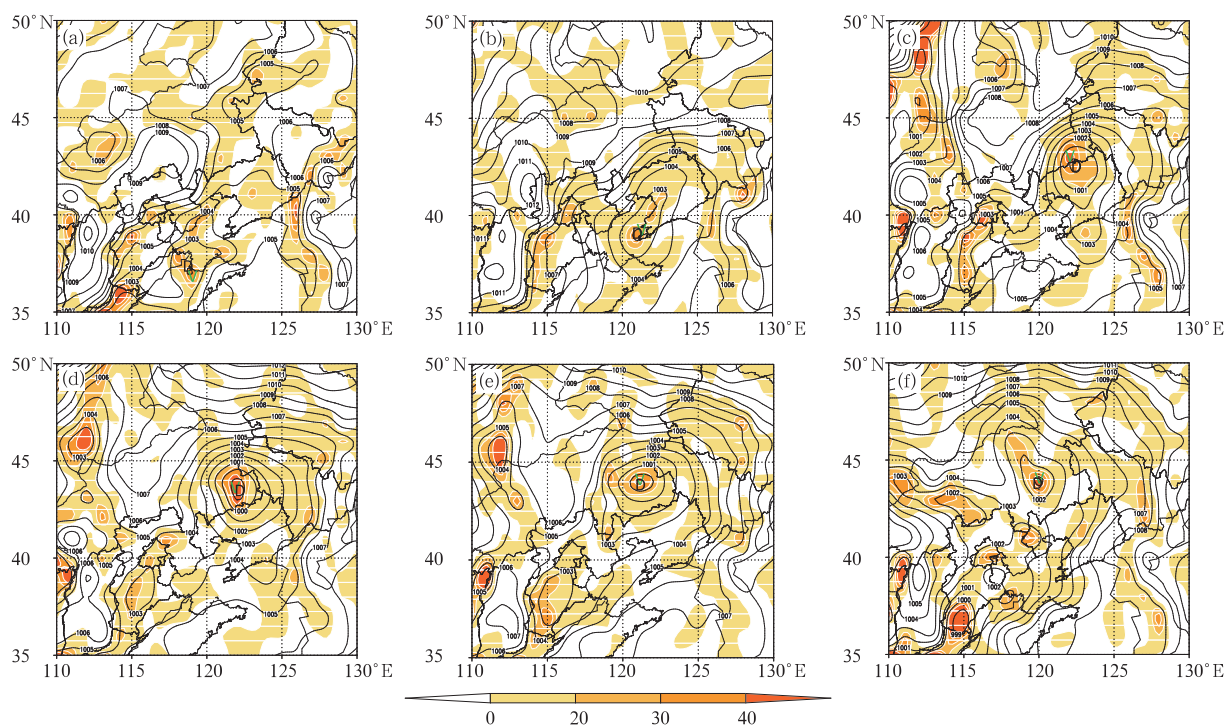


图 1 2014 年 6 月 6—8 日气旋发展不同阶段海平面气压场(单位:hPa,实线)和 1000 hPa 地转风涡度(单位: 10^{-5} s^{-1} ,阴影)分布
(a)6 日 20 时,(b)7 日 08 时,(c)7 日 20 时,(d)8 日 02 时,(e)8 日 08 时,(f)8 日 20 时
(D 和 V 分别为地面气旋中心和 1000 hPa 地转风涡度中心,下同)

Fig. 1 Distribution of sea level pressure (hPa, solid line) and the geostrophic wind vorticity at 1000 hPa (10^{-5} s^{-1} , shaded) at 20:00 BT 6 (a), 08:00 BT 7 (b), 20:00 BT 7 (c), 02:00 BT 8 (d), 08:00 BT 8 (e) and 20:00 BT 8 (f) June 2014
(D: surface low center; V: the geostrophic wind vorticity center at 1000 hPa)

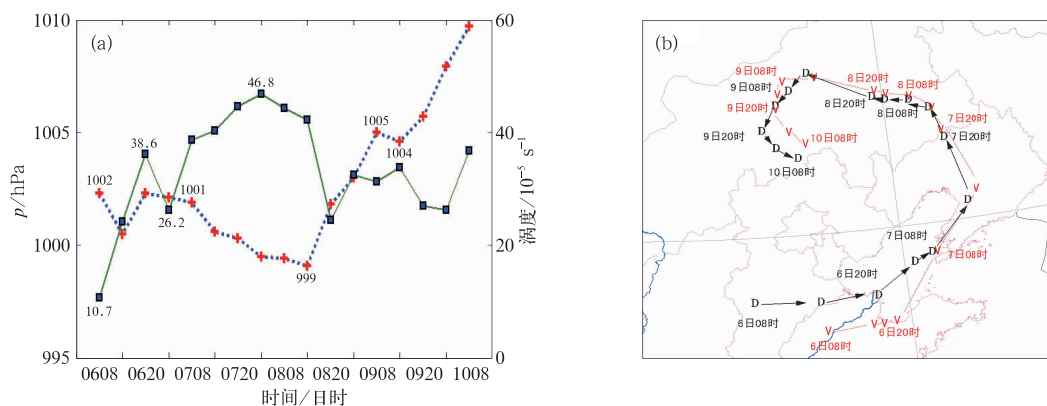


图 2 2014 年 6 月 6 日 08 时至 10 日 08 时每 6 h 一次的(a)地面气旋中心海平面气压(虚线,单位:hPa) 和 1000 hPa 地转风涡度中心(实线, 10^{-5} s^{-1})的变化曲线,
(b)地面气旋中心(D)和 1000 hPa 地转风涡度中心(V)移动路径示意图

Fig. 2 (a) Temporal evolution of sea level pressure (unit: hPa, dashed line) and the geostrophic wind vorticity at 1000 hPa (unit: 10^{-5} s^{-1} , solid line) and (b) track of the surface cyclone center (D) and the geostrophic wind vorticity center at 1000 hPa (V) at a time interval of 6 h from 08:00 BT 6 June to 08:00 BT 10 June 2014

999 hPa;8 日 20 时之后地面气旋中心以西移为主, 气旋减弱。
然后缓慢向南移动;气旋中心海平面气压逐渐上升,

图 1 和图 2 还描述了地面气旋中心和 1000 hPa

地转风相对涡度(简称地转风涡度)的关系。6日20时之前1000 hPa地转风涡度中心与地面气旋中心相互接近;至7日08时以后两者之间的距离非常近(图1a~1d),8日08—20时几乎完全重合(图1e, 1f),9日02时以后,两者又逐渐分离。可见在这次气旋过程中,地面气旋中心和1000 hPa地转风涡度中心均以逆时针螺旋式的路径移动(图2b),两者相互接近直至几乎完全重合,之后两中心又略有分开。

另外,图2a表明在6日08—20时气旋生成时,1000 hPa地转风涡度中心从 $10.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增至 $38.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。此后气旋中心海平面气压逐渐下降,而1000 hPa地转风涡度中心呈逐步增大的趋势,从7日02时的 $26.2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增加到8日02时 $46.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。至8日14日1000 hPa地转风涡度中心一致维持较高的数值($42 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 以上),因此地转风涡度,即气压的拉普拉斯比单点的气压更能反映气压的分布,所以更能代表气压系统的强度,能更确切地表征气旋的发展过程。

综合上述分析可知,2014年6月6日08时至10日08时地面气旋中心和1000 hPa地转风涡度

的移动与强度变化趋势基本一致。这表明1000 hPa地转风涡度也可以很好地反映地面气压的变化,因此可以用1000 hPa地转风涡度代替地面气旋中心。按照1000 hPa地转风涡度,同时也参考海平面气压强度,这次气旋过程大致可分为三个阶段,即初生阶段(6日08—20时),发展阶段(7日02时至8日14时)和减弱阶段(8日20时至10日08时)。

2 高空涡度水平演变特征

这里以500、300 hPa涡度场(图3和图4)为例来分析气旋发生发展不同阶段涡度水平尺度大小,以及各涡度中心是如何移动并相互转换的。

6日08时之前的500 hPa涡度图上(图略),在蒙古国东部有低槽东移,并伴有东北—西南向带状天气尺度的正涡度区A。至6日08时(图3a),该低槽东移到中蒙边境并加深成低涡D1,对应的正涡度区A仍为东北—西南带状,但强度加强,最大正涡度中心数值为 $15.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图5a);同时在500 hPa低槽前,地面热低压D在河北西部生成(图3a)。

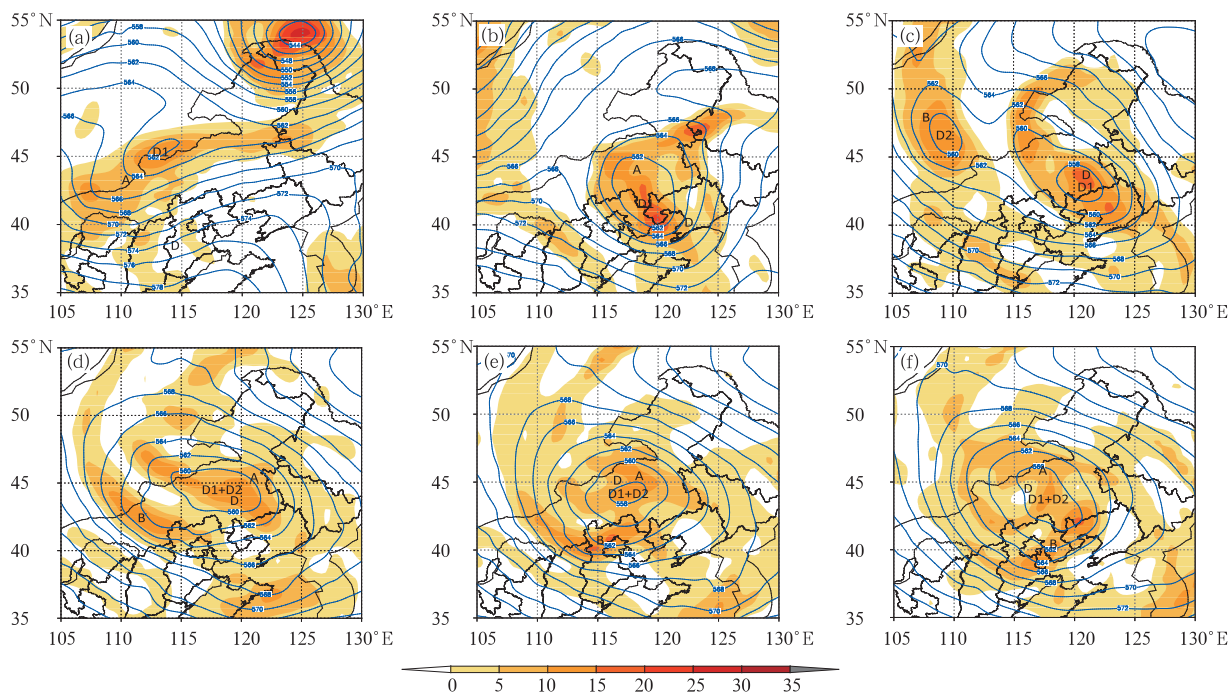


图3 2014年6月6—9日500 hPa涡度(阴影,单位: 10^{-5} s^{-1})、等高线(实线,单位:dagpm)、低涡中心(D1,D2)、正涡度区A、B和地面气旋中心D的分布

(a)6日08时,(b)7日14时,(c)8日08时,(d)8日20时,(e)9日02时,(f)9日08时

Fig. 3 Distribution of 500 hPa geopotential height (unit: dagpm, solid line), positive vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1} , shaded), low center (D1,D2), positive vorticity zone A,B and surface low center (D) at 08:00 BT 6 (a), 14:00 BT 7 (b), 08:00 BT 8 (c), 20:00 BT 8 (d), 02:00 BT 9 (e) and 08:00 BT 9 (f) June 2014

此后低涡 D1 逐渐移入我国境内的内蒙古东部和东北地区(图 3b),相应地正涡度区也东移并转为南北向分布,正涡度中心数值于 7 日 14 时达最大,为 $20.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 5a),此时地面气旋处于发展阶段。在低涡 D1 缓慢东移的同时,其西侧的蒙古国东部又有新的低槽发展东移,且伴有天气尺度的正涡度区 B(图略)。至 8 日 08 时,新的低槽发展成低涡 D2,正涡度区 B(图 3c)对应的最大涡度中心值为 $14.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 5b),此时正涡度区 A 已变为西

北—东南向,中心值 $15.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。8 日 14 时低涡 D2 与低涡 D1 合并(图略),此时围绕减弱的地面气旋中心 D 分布着的两个涡度区 A、B,但移向不同,正涡度区 B 东移,正涡度区 A 转向西移。此后正涡度区 B 在东移过程中加强而正涡度区 A 却在西移时减弱(图 5a 和 5b),两者中心相互靠近(图 3d 和 3e),地面气旋减弱。9 日 08 时,正涡度中心值 B 超过正涡度中心值 A,成为主要的涡度中心,同时 2 个正涡度区也趋于合并(图 3f)。

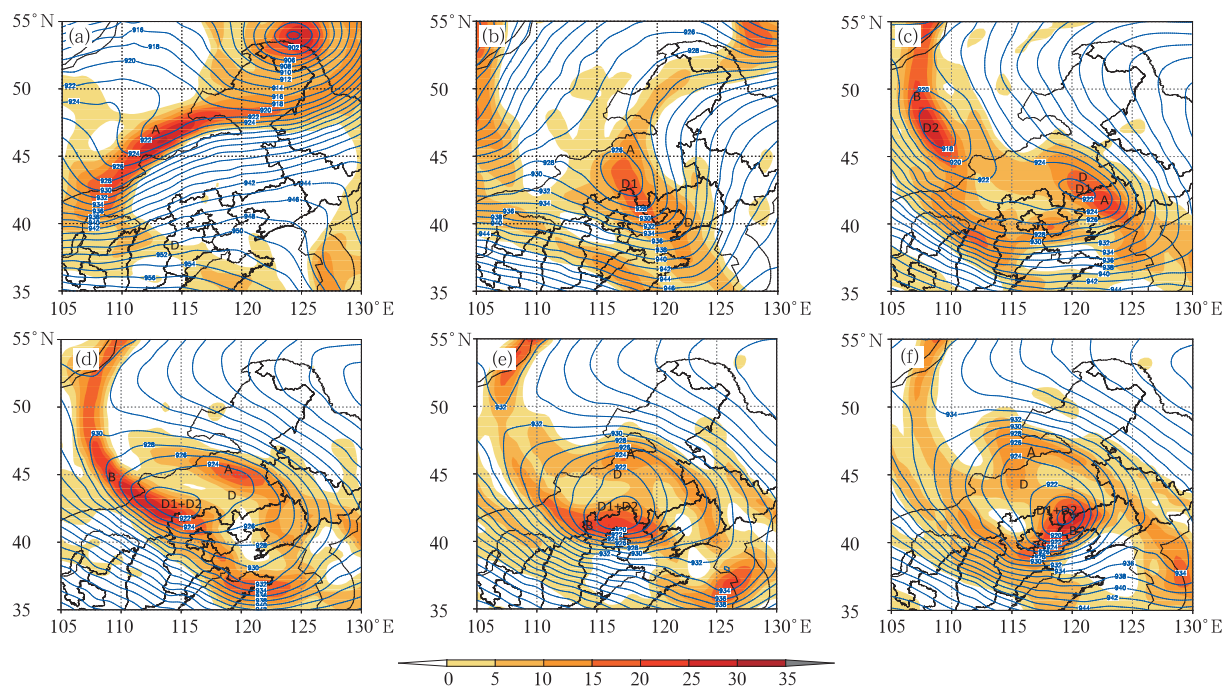


图 4 同图 3, 但为 300 hPa

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for 300 hPa

300 hPa 图上涡度变化情况与 500 hPa 较类似。6 日 08 时(图 4a)300 hPa 上,在中蒙边境存在低槽,并伴有东北—西南向带状天气尺度的正涡度区 A,最大正涡度中心值为 $30.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 5a)。随着中蒙边境低槽加深东移,6 日 20 时在内蒙古东部有低涡 D1 生成,正涡度区 A 逐渐变为南北向带状分布(图略)。7 日 14 时低涡 D1 与带状正涡度区 A 继续东移进入我国东北地区(图 4b),同时地面气旋发展。在低涡 D1 与块状正涡度区 A 东移的同时,蒙古国东部又有新的低槽与天气尺度的正涡度区 B 发展东移(图略)。至 8 日 08 时(图 4c),蒙古国东部新的低槽加深成低涡 D2,对应的最大涡度值为 $29.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 5b),超过了与低涡 D1 对应的最大正涡度中心值 $22.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 5a)。8 日 20

时低涡 D2 与低涡 D1 合并(图 4d),正涡度区 A 和 B 同样围绕减弱的地面气旋中心 D 分布,但正涡度区 B 东移而正涡度区 A 转向西移。此后正涡度区 B 在东移过程中缓慢减弱,正涡度 A 在西移时先略有加强然后减弱,两者中心相互靠近(图 4e),这个过程中正涡度区 B 的最大中心数值一直超过正涡度区 A(图 5a 和 5b),成为主要的涡度中心。至 9 日 08 时,大的正涡度区 B 占据低压中心(图 4f),正涡度区 A 进一步西移。

由图 5a 可以看出,地面气旋生成和发展阶段(6 日 08 时至 8 日 14 时),其上空 850、500、300 hPa 均存在较大的正涡度中心,850、500 hPa 在 7 日 14 时达到最大的 18.1×10^{-5} 和 $20.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。地面气旋减弱阶段(8 日 20 时以后)500、300 hPa 涡度值逐

渐减小,但 850 hPa 涡度值在 9 日 02—08 时先有明显的增加,9 日 14 时以后逐渐减弱。

图 5b 表明 8 日 08 时至 10 日 08 时 300 hPa D2 涡度中心的数值以下降趋势为主,而 500 hPa D2 涡度中心的数值虽然有起伏,却变化不大,且其值均小于 300 hPa。D2 涡度中心基本上高于同时段内、同层次的 D1 涡度中心的数值。

从上面的分析可知,在气旋发展期间,不论是 500 hPa 还是 300 hPa,均存在由两个高空槽发展成的低涡,其对应的天气尺度正涡度区 A、B 都以逆时针、螺旋式方式移近地面气旋中心;在气旋发展的后期至减弱阶段,D2 正涡度区 B 取代正涡度区 A 成为主要的正涡度中心,因此这次气旋过程中存在着正涡度区及涡度中心的转换过程。

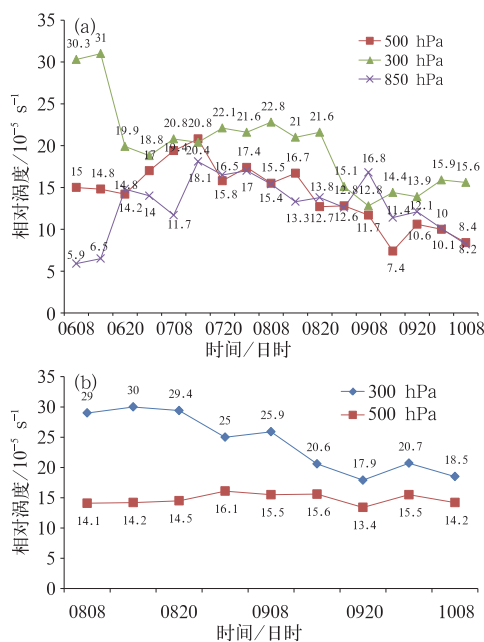


图 5 每 6 h 一次的(a)2014 年 6 月 6 日 08 时至 10 日 08 时高空 850、500、300 hPa D1 涡度中心数值,(b) 2014 年 6 月 8 日 08 时至 10 日 08 时 500、300 hPa D2 涡度中心数值

Fig. 5 (a) Temporal evolution of the first positive vorticity maximum of upper-low level in 6—10 June 2014, (b) temporal evolution of the second positive vorticity maximum of 500 hPa and 300 hPa in 8—10 June 2014

3 涡度的垂直演变特征

3.1 各层涡度中心分布图

从上述的分析中可以看出,在这次气旋过程中,

对流层中高层有两个天气尺度的涡度区及涡度中心相互转换过程。为了进一步分析本次过程中高、低空涡度的分布特征,图 6 给出了各层涡度中心的移动路径。从图 6 中可以看出,850 hPa 涡度中心(红色)的生成和移动与地面涡度中心(黑色)基本一致,只是其位置比地面气旋中心略偏北,且移动半径小。500、300 hPa 上与低涡中心 D1 对应的涡度中心(棕

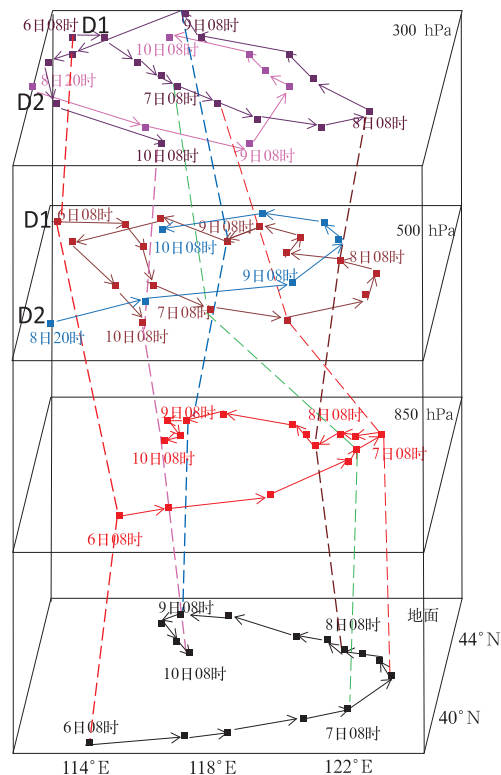


图 6 2014 年 6 月 6 日 08 时至 10 日 08 时每 6 h 一次的地面及高空涡度中心(圆点·)移动路径示意图

(红色粗虚线、绿色虚线、红色细虚线、棕色虚线、蓝色虚线、浅紫色虚线分别连接 6 日 08 时、7 日 08 时、7 日 14 时、8 日 08 时、9 日 08 时、10 日 08 时各层的涡度中心,各层箭头表示移动方向,300 和 500 hPa 层次分别有 D1 和 D2 两个低涡中心对应的涡度中心)

Fig. 6 Track of the positive vorticity centre (•) of the surface cyclone and upper-low level in 6—10 June 2014 at 6 h interval (red thick dashed line, green dashed line, red thin dashed line, brown dashed line, blue dashed line and pale violet dashed line connect the positive vorticity centers at each level at 08:00 BT 6, 08:00 BT 7, 14:00 BT 7, 08:00 BT 8, 08:00 BT 9 and 08:00 BT 10 June 2014 with arrowheads indicating the direction of movements, the positive vorticity centre with D1 and D2 at 500 hPa and 300 hPa, respectively)

色、紫色)同样以螺旋式路径的移动,但移动半径更小,其位置更偏西、偏北。在 8 日 08 时之前,高低层涡度中心呈现出后倾的结构,见图 6 中红色粗虚线、绿色虚线和红色细虚线。另外,8 日 20 时,500、300 hPa 上低涡中心 D2 从蒙古国东部移入我国,同样也以逆时针的路径移动(蓝色、浅紫色)。尽管各层涡度中心都以逆时针方式移动,但开始时移动方向是不同的。特别是 7 日 14 时之前,300、500 hPa 涡度中心是自西北向东南移动,而此时地面、850 hPa 涡度中心则是向东—东北方向移动。即高层涡度中心从远离地面涡度中心的西北方向逐渐接近地面涡度中心,8 日 08 时之后,高低层涡度中心几乎垂直重合,见图 6 中棕色、蓝色和粉红色虚线,相应地地面气旋逐渐停止发展。

3.2 涡度垂直结构分析

6 日 14 时为地面气旋初生期,气旋中心所在的纬向垂直剖面上(图略),地面气旋上空垂直风切变强,正涡度区随高度向西倾斜,气旋中心上空对流层中低层的正涡度均小于 $15.0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,在对流层上层有负涡度区。至 6 日 20 时(图 7a)气旋上空垂直风切变加大,整层正涡度值增大,呈西倾结构,且低层值大于高层。到 7 日 08 时(图 7b)气旋继续发展,气旋上空垂直风切变继续增大,正涡度区坡度变陡,对流层整层涡度值增加,但中高层正涡度中心值大于低层。7 日 20 时(图 7c),气旋上空垂直风切变继续加大,正涡度区且随高度略有西倾,此时高空正涡度值仍大于低层。8 日 08 时(图略),高层正涡度

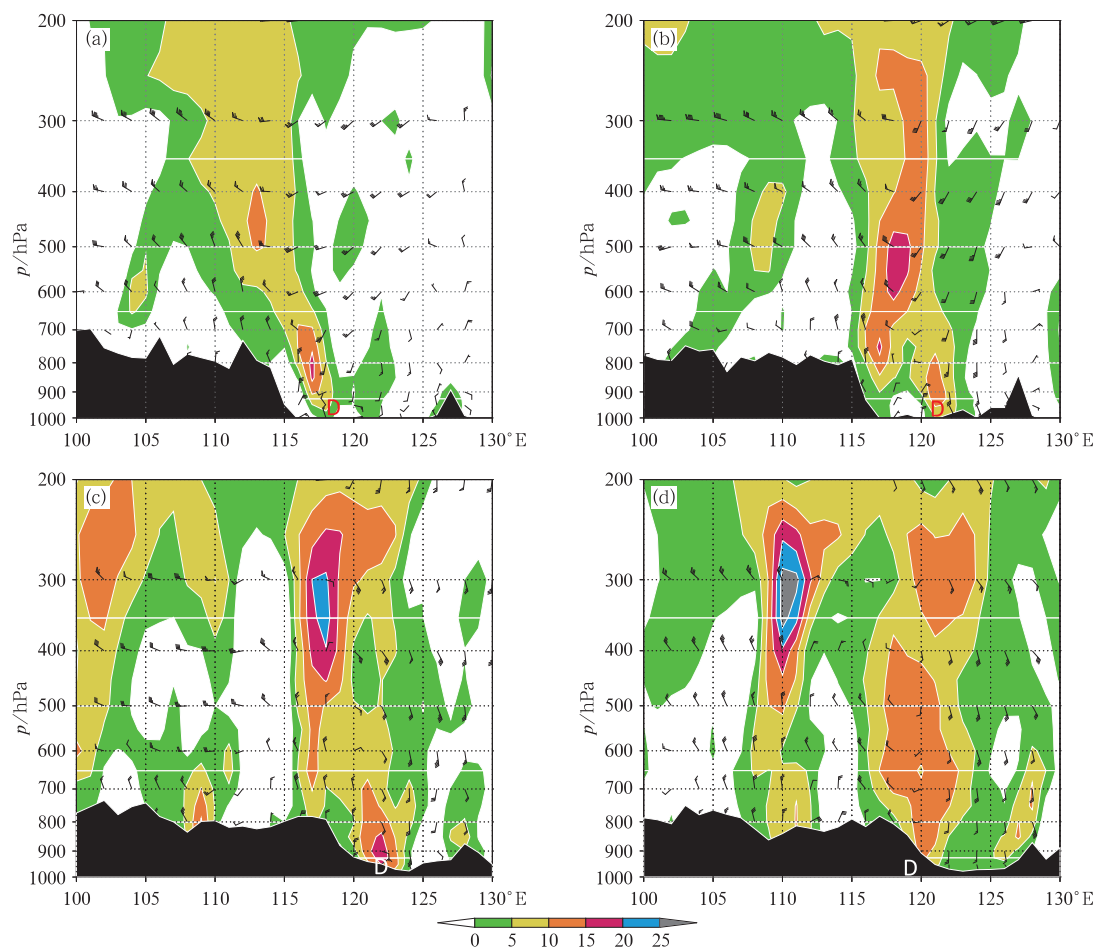


图 7 2014 年 6 月 6—8 日气旋发展不同阶段沿气旋中心的风场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和正涡度(填色,单位: 10^{-5} s^{-1})纬向垂直剖面 (D 为地面气旋中心)

(a) 6 日 20 时, (b) 7 日 08 时, (c) 7 日 20 时, (d) 8 日 20 时

Fig. 7 Zonal cross-sections of winds (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and positive vorticity (unit: 10^{-5} s^{-1} , colored) at 20:00 BT 6 (a), 08:00 BT 7 (b), 20:00 BT 7 (c) and 20:00 BT 8 (d) June 2014

(D: surface low center)

中心减弱并逐渐向低层靠近,垂直风切变维持。在气旋停止发展阶段的8日14时(图略),气旋上空垂直风切变减小,高、低层正涡度中心在几乎同一垂直轴上,与图6中各层涡度中心的垂直分布一致。8日20时(图7d)之后的减弱阶段,气旋上空垂直风切变继续减小,整层正涡度进一步减弱,高低层正涡度中心出现前倾的配置。

可见气旋在发生发展阶段,其上空垂直风切变加大,整层正涡度区随高度向西倾斜,气旋上空的对流层低层正涡度先大于高层(图7a),然后整层正涡度增大且高层增大速度超过低层(图7b和7c)。气旋停止发展阶段,气旋上空垂直风切变减小,高低层正涡度中心几乎垂直重合。气旋减弱阶段,除垂直风切变继续减弱外,高层正涡度中心已超前于低层。另外从图7中还可以看出,在气旋发生发展阶段(图7a、7b和7c),气旋上空的中低层均存在偏北风和偏南风的辐合;在气旋减弱阶段(图7d),气旋上空的中低层以偏西风为主,风速减小。

4 气旋发生发展物理机制探讨

这里采用 Petterssen 气旋发展公式来解释各种物理过程对气旋初生和发展阶段的不同影响。此外,还利用简化的涡度方程探讨了高空正涡度平流在气旋发生发展不同阶段的作用。

4.1 各种物理过程对气旋发生发展的贡献

根据 Petterssen (1955) 气旋发展公式,地面气旋的发展可用 1000 hPa 涡度局地变化来表示:

$$\frac{\partial \zeta_{1000}}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla (f + \zeta)_{500} - \frac{R}{f} \ln \frac{1000}{500} \times \nabla^2 \left[-\overline{\mathbf{V} \cdot \nabla T} + \overline{(\Gamma_a - \Gamma)\omega} + \frac{\bar{Q}}{c_p} \right] \quad (1)$$

按照式(1),1000 hPa 局地涡度变化项(左端)取决于对流层中层 500 hPa 绝对涡度平流(右端第一项)及 500~1000 hPa 的热力项拉普拉斯之和,其中热力项由温度平流项(右端第二项)、绝热项(右端第三项)和非绝热加热项(右端第四项)组成。而右端第三项反映了大气层结和垂直速度分布对地面涡度的影响。对未饱和的空气($\Gamma_a = \Gamma_d$),通常 $\Gamma < \Gamma_d$,当 $\omega < 0$ 时,在上升运动最强处, $-\nabla^2 [(\Gamma_d - \Gamma)\omega] < 0$, $\partial \zeta_{1000} / \partial t < 0$,不利于气旋的发生发展;如引言

中所述,此结论与准地转垂直运动方程中伴随暖平流的上升运动有利于气旋的发展相矛盾,该项的存在是 Petterssen 气旋发展公式的先天缺陷。因此这里只考虑式(1)前 2 项,即 500 hPa 绝对涡度平流与 500~1000 hPa 温度平流的拉普拉斯(分别简称涡度平流项和温度平流项)对气旋发生发展的贡献。

由于 1000 hPa 实测风计算得到的涡度值较小,因此采用地转风涡度代替;在第二节分析中也得出,1000 hPa 地转风涡度中心的移动及变化趋势与地面气旋中心基本一致,因此在这次过程中地面气旋中心可用 1000 hPa 地转风涡度中心来表示。

这里用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 资料,计算范围见图 1。500~1000 hPa 的平均为 1000、975、950、925、900、850、800、750、700、650、600、550 和 500 hPa 共 13 个层次的平均。1000 hPa 地转风涡度 12 h 的变化 ($\Delta_{12} \zeta_{1000}$) 是指 1000 hPa 地转风涡度中心网格值与该中心前 12 h 地转风涡度中心网格值的差值,即 14 时减去 02 时的 1000 hPa 地转风涡度差,然后与式(1)中 08 时计算的温度平流项、涡度平流项进行比较分析;或用 02 时减去 14 时的 1000 hPa 地转风涡度差,然后与式(1)中 20 时计算的温度平流项、涡度平流项相比较。式(1)左端局地涡度变化项 ($\partial \zeta_{1000} / \partial t$) 是其右端前 2 项之和;平流项为 12 h 内温度平流和涡度平流的变化。图 8 中的时间序列是按照式(1)计算的 6 日 08 和 20 时,7 日 08 和 20 时及 8 日 08 和 20 时 6 个时次结果,计算时各项分别乘以 12 h (4.32×10^4 s) 以便与 1000 hPa 地转风涡度 12 h 的变化 ($\Delta_{12} \zeta_{1000}$) 的量级相同,然后取 1000 hPa 地转风涡度中心所在位置对应的式(1)中各项数值。下面结合式(1)和图 8 分别讨论上述各项在这次气旋发生发展不同阶段的作用。

4.1.1 涡度平流项的贡献

在式(1)中,500 hPa 正涡度平流 $[-\mathbf{V} \cdot \nabla (f + \zeta) > 0]$ 可使局地涡度增加,即 $\partial \zeta_{1000} / \partial t > 0$,气旋发展;反之,气旋减弱。从图 8 可以看出,该项在气旋初生阶段为负值(6 日 08 时)转为正值(6 日 20 时);特别是在 7 日 08 时其值增加到 $22.68 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$,此时地面气旋处于 500 hPa 加深的西风槽前(图略),槽前正涡度平流对气旋快速发展有正的贡献。8 日 08 时之后,地面气旋中心逐渐接近 500 hPa 低涡及西风槽,正涡度平流减弱,该项值逐

渐减小并转为负值,对气旋有弱的贡献。

4.1.2 温度平流项的贡献

在暖平流最强的区域 $-\mathbf{V} \cdot \nabla T > 0$, $-\nabla^2(-\mathbf{V} \cdot \nabla T) > 0$, $\partial \zeta_{1000} / \partial t > 0$, 有利于气旋的发生发展。反之,不利于气旋的发生发展。在气旋初生阶段(6日20时之前),气旋中心上空暖平流明显,局地涡度增加(图8),表明对流层中低层的斜压机制使得气旋生成;但在气旋发展阶段(7日20时之后),其值转为负,说明冷平流已进入气旋中心上空,对气旋的发展不利。

图8还可以看出,在这次气旋过程中,式(1)左端的局地涡度变化项 $\partial \zeta_{1000} / \partial t$ 与 1000 hPa 地转风涡度 12 h 的变化 $\Delta_{12} \zeta_{1000}$ 、涡度平流项的变化趋势一致。温度平流项在 6 日 20 时达最大,对地面气旋的初生有利;而绝对涡度平流项达到最大的 7 日 08 时,对地面气旋的发展有较大的正贡献,使得 $\partial \zeta_{1000} / \partial t$ 变化较大;此时 $\Delta_{12} \zeta_{1000}$ 也为最大值。

综上所述,温度平流项、涡度平流项在气旋发生发展过程的不同阶段的作用不同。在气旋初生阶段(6日20时前),温度平流项起主要作用,即斜压机制使气旋生成;而涡度平流项决定了气旋发展。

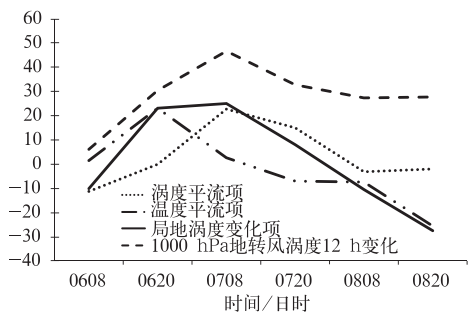


图8 2014年6月6日08时至8日20时1000 hPa地转风涡度中心所在位置对应的涡度平流项、温度平流项、局地涡度变化项和1000 hPa地转风涡度12 h的变化[单位: $10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$]

Fig. 8 Distribution of positive vorticity advection term, thermal advection term, term $\partial \zeta_{1000} / \partial t$ and term $\Delta_{12} \zeta_{1000}$ [unit: $10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot (12 \text{ h})^{-1}$] in the geostrophic wind vorticity center at 1000 hPa from 6—8 June 2014

4.2 高空正涡度平流的作用

式(1)不足之处是忽略了对流层上部天气系统对地面系统的影响。而对流层上层正涡度平流产生

的辐散气流可以使得地面气旋维持和发展(朱乾根等,2007;Petterssen et al,1955)。简化的涡度方程为:

$$\text{div} \mathbf{V} = -\frac{1}{f} \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta \quad (2)$$

式(2)表明当高空有正涡度平流时会引起气流的辐散,根据质量守恒原理,近地层将有辐合与之配合,地面气旋发展。因此这里主要利用300 hPa正涡度平流及辐散场,并配合对流层低层850 hPa温度平流来讨论6日08时至8日20时气旋发生发展期间高层系统对地面气旋的影响。

6日08时(图略)气旋中心上空的300 hPa为正涡度平流,但高空辐散较弱,而850 hPa虽为暖温度脊控制,但暖平流弱,气旋开始生成。至6日20时(图9a)300 hPa正涡度平流增大到 $30 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$,高空辐散有所增强;对应850 hPa锋区(图略)有所加强,气旋上空有明显的暖平流;同时近地层也存在偏北风和偏南风的辐合(图7a),地面气旋发展。至7日08时(图9b)300 hPa正涡度平流和辐散维持;850 hPa锋区和暖平流仍然维持,近地层偏北风和偏南风的辐合加强(图7b),气旋继续发展。7日20时(图9c)300 hPa正涡度平流略有减弱,高空辐散维持;850 hPa锋区也减弱但仍为暖平流,近地层偏北风和偏南风的辐合维持(图7c),气旋仍在发展;8日08时(图略)气旋上空300 hPa正涡度平流减弱到 $30 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ 以下,高空辐散减弱,850 hPa锋区进一步减弱,且暖平流非常弱,低层偏北风和偏南风的辐合也减弱,气旋的发展变缓;8日20时(图9d)以后气旋上空300 hPa正涡度平流和散度几乎为零,850 hPa锋区已不存在,温度平流也近乎为零,近地层偏北风和偏南风的辐合进一步减弱(图7d),气旋已停止发展。因此只有300 hPa正涡度平流引起的辐散气流叠加到对流层低层锋面系统之上,地面气旋才会发展;如果没有与300 hPa正涡度平流对应的辐散区、没有对流层低层锋区和暖平流的斜压机制,气旋则停止发展。

在图9c、9d中还可以看到在远离气旋中心的内蒙古中部还有较大的正涡度平流中心(图中箭头所指),虽然这个正涡度平流中心向东南方向移到河北北部,但它处于D2涡度中心(图6)及正涡度区B(图4d)的前部,且始终远离地面气旋中心V,因此未对气旋的发展产生影响。

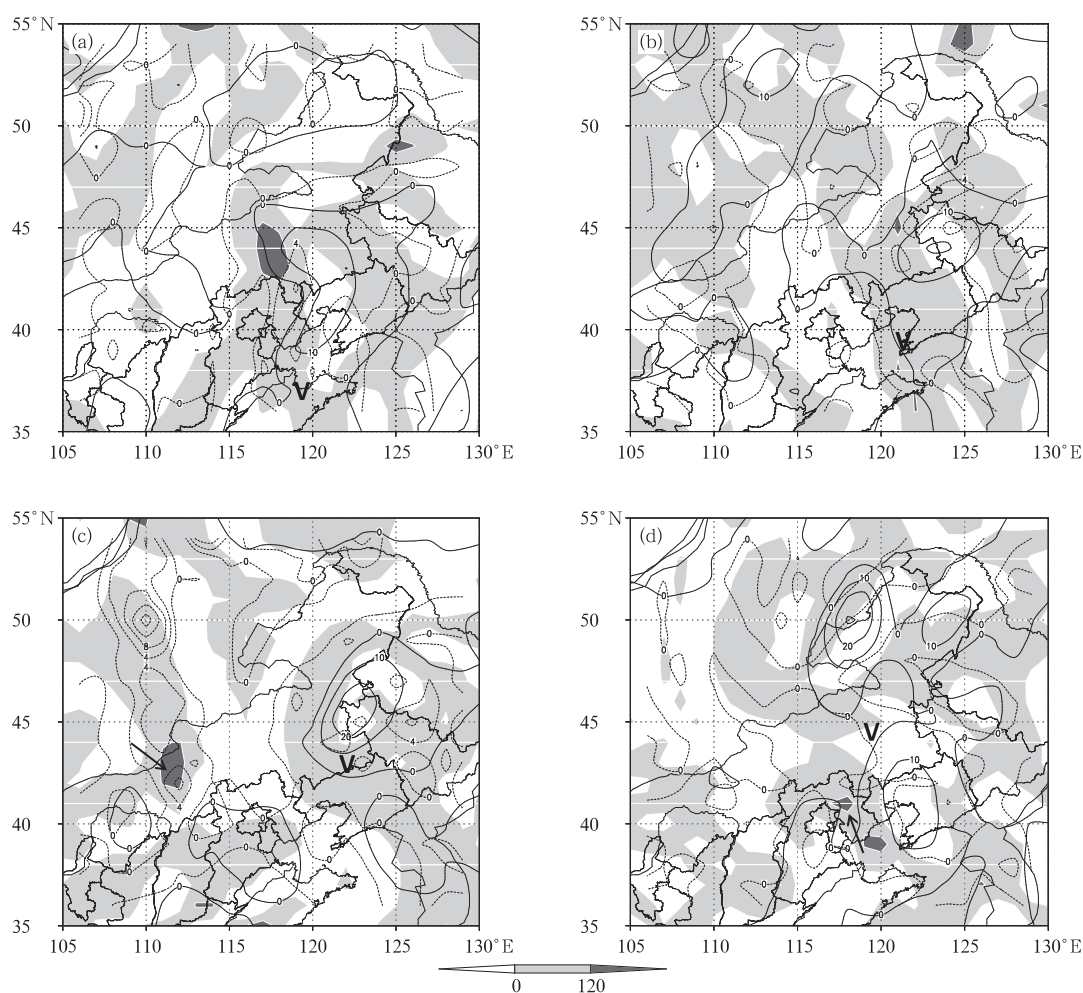


图9 2014年6月6—8日300 hPa正涡度平流(阴影,单位: 10^{-10} s^{-2})、辐散场(虚线,单位: 10^{-5} s^{-1})、850 hPa暖温度平流(实线,单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)和1000 hPa地转风涡度中心(V),箭头所指为D2正涡度平流中心
(a)6日20时,(b)7日08时,(c)7日20时,(d)8日20时

Fig. 9 Distribution of vorticity advection (shaded, unit: 10^{-10} s^{-2}) and divergence (dashed line, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 300 hPa, thermal advection at 850 hPa (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$, solid line) at 20:00 BT 6 (a), 08:00 BT 7 (b), 20:00 BT 7 (c), 20:00 BT 8 June 2014 (d), the geostrophic wind vorticity center at 1000 hPa (V), the second vorticity center (black arrow)

5 结论与讨论

通过对这次温带气旋过程中涡度演变特征的分析及气旋发生发展物理机制的探讨,主要结论如下:

(1)在气旋发生发展的不同阶段,500和300 hPa上存在两个天气尺度涡度区及涡度中心先后影响气旋所在区域,且两者有相互转换的过程。但仅有第一个涡度中心对气旋的发生发展起作用,第二个涡度中心移入时,气旋已处于减弱阶段。

(2)地面温带气旋在过程中地面和高空涡度中心均以逆时针的螺旋式路径移动;但高空涡度中心

移动半径均比地面小。

(3)高空正涡度中心从地面气旋中心的西北方逐渐靠近气旋中心;当高低层涡度中心及正涡度区呈现出明显的后倾结构时,地面气旋发展;当高低层涡度中心及正涡度区几乎垂直重合时,气旋停止发展。

(4)与斜压有关的温度平流项在地面气旋的初生阶段起主要作用,涡度平流项对地面气旋的发展有较大的贡献。300 hPa正涡度平流引起的辐散气流与对流层低层斜压锋区的有利配置使得地面气旋发展。

与以往个例分析中凝结潜热释放使气旋发生发

展的结论(曹钢锋等,1981;陶祖钰等,1980;Danard,1964)不同,本次个例中降水量不大,凝结潜热的作用很小(图略),因此今后需要通过更多的个例分析来探讨不同的物理过程对气旋发生发展的影响。

参考文献

- 曹钢锋,陶祖钰,肖文俊.1981.江淮气旋个例分析//北京天气文集编委会.北方天气文集(1):北京:北京大学出版社.
- 丁一汇.2005.高等天气学.北京:气象出版社.
- 黄彬,代刊,钱奇峰,等.2013.引发黄渤海大风的黄河气旋诊断研究.气象,39(3):302-312.
- 李兆祥,杨克明.1980.黄河气旋及其预报.气象,6(4):1-4.
- 苗春生,宋萍,王坚红,等.2015.春夏季节黄河气旋经渤海发展时影响因子对比研究.气象,41(9):1068-1078.
- 宁松,等.1997.最新天气预报技术.北京:气象出版社.
- 盛春岩,杨晓霞.2012.渤海和山东强风过程的动力学诊断分析.气象,38(3):266-273.
- 陶祖钰.2011.基础理论与预报实践.气象,37(2):129-135.
- 陶祖钰,谢安.1989.天气过程诊断分析原理和实践.北京:北京大学出版社.
- 陶祖钰,谢安,方乾,等.1980.对江淮气旋发生和发展条件的分析.气象,(4):8-10.
- 王东海,端义宏,刘英,等.2013.一次秋季温带气旋的雨雪天气过程分析.气象学报,71(4):606-627.
- 王秀明,周小刚,陶祖钰,等.2013.斜压二层模式框架下的准地转理论及其应用.物理学报,62(2):029201.
- 尹尽勇,曹越男,赵伟,等.2011.一次黄渤海入海气旋强烈发展的诊断分析.气象,37(12):1526-1533.
- 周小刚,王秀明,陶祖钰.2013.准地转理论基本问题回顾与讨论.气象,39(4):401-409.
- 周小刚,王秀明,陶祖钰.2014.“等熵思维”到“等熵位涡思维”回顾与讨论.气象,40(5):521-529.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.2007.天气学原理和方法(第四版).北京:气象出版社.
- Danard B M. 1964. On the influence of released latent heat on cyclone development. J Appl Meteor, 3(1):27-37.
- Lupo A R, Smith P J. 1992. A Diagnosis of the explosive development of two extratropical cyclones. Mon Wea Rev, 120:1490-1523.
- Petterssen S. 1955. A general survey of factors influencing development at sea level. J Meteor, 12:36-42.
- Petterssen S. 1956. Weather analysis and forecasting. New York: McGraw-Hill.
- Petterssen S, Dunn G E, Mesns L L. 1955. Report of an experiment in forecasting of cyclone development. J Meteor, 12:58-67.
- Petterssen S, Smebye S J. 1971. On the development of extratropical cyclones. Quart J R Met Soc, 97:457-482.
- Radinovic D. 1988. 论地形气旋的演变.朱锁凤,译.气象科技,(1):26-36.
- Sanders F. 1986. Extratropical cyclogenesis in the West-Central North Atlantic Ocean, 1981-1984. Mon Wea Rev, 114:1781-1794.
- Sutcliffe R C. 1939. Cyclonic and anticyclonic development. Quart J R Met Soc, 65:518-524.
- Tao Z Y, Xiong Q F, Zheng Y G, et al. 2014. Overview of advances in synoptic meteorology: Four stages of development in conceptual models of frontal cyclones. J Meteor Res, 28(5): 849-858.
- Tracton M S. 1973. The role of cumulus convection in the development of extratropical cyclones. Mon Wea Rev, 101:573-592.