

东亚寒潮高压的位涡诊断研究

张培忠

丁一汇

(内蒙古自治区气象科学研究所, 呼和浩特 010051) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

郭春生

冯莉萍

(内蒙古自治区气象通信中心, 呼和浩特 010051) (内蒙古自治区科委计算中心, 呼和浩特 010020)

提 要

用位势涡度方程对1980年1月26—30日东亚寒潮高压的演变做了诊断研究, 表明高压中心地区低层是低值位涡区, 位涡值随高压增强(减弱)而变小(变大); 随着高压的发展加强, 位涡最小值由对流层中层降到近地面层, 随着高压的减弱, 最小值中心又上升; 对流层高层的位涡值随着地面高压的增强而加大, 反映高空冷槽、地面高压同时在发展。

位涡收支方程各项对高压发展、减弱有着不同的作用。作用最大的是地转风水平平流项和地转偏差风的散度项, 其次是地转偏差风的平流项和辐射项, 扭转项和热成风偏差项均甚小, 可忽略不计。

关键词: 位势涡度; 寒潮高压。

1 引 言

人们从不同角度对寒潮高压的形成、加强和减弱做过许多研究。在大尺度环流方面, 陶诗言^[1]指出寒潮高压的发展和南下对应一次东亚大槽的替换和再生过程。仇永炎^[2]提出百分之九十的寒潮中期过程与北半球倒 Ω 流型的建立、崩溃有关。Joung 和 Hitchman^[3]认为6—7天前在大西洋发生扰动向下游连续传播导致东亚寒潮爆发。在局地区域性条件方面, 有的认为动力因子引起高层质量辐合是形成高压的主要因子^[4]。有的认为非绝热冷却作用形成深厚冷却层导致明显的下沉运动, 再引起中高层辐合低层辐散, 使高压加强发展^[5]。最近, 丁一汇^[6]认为是受中高层质量辐合和冷却作用的联合影响。

位势涡度能综合表征大气热力和动力特征, 是一个重要的诊断工具。早在1942年Ertel就提出了无摩擦、绝热的位涡理论。1981年杨大升等^[7]用等压位涡方程对阿拉伯海和印度洋季风低空急流作过诊断分析。80年代中期, Hoskins^[8]提出等熵位涡(IPV)是研究天气过程的一种有效工具。

本文着重分析寒潮高压的发展、减弱时位涡的特征和收支方程中各项的贡献大小,以便对高压的变化有更清楚的认识。

2 位涡收支方程

含有摩擦力、湍流附加应力的运动方程为

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - \omega \frac{\partial v}{\partial p} - fu - \frac{\partial \Phi}{\partial y} + F_y - \frac{\partial \overline{v' \omega'}}{\partial p} \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - \omega \frac{\partial u}{\partial p} + fv - \frac{\partial \Phi}{\partial x} + F_x - \frac{\partial \overline{u' \omega'}}{\partial p} \quad (2)$$

式中 F_x, F_y 为摩擦力, $-\frac{\partial \overline{v' \omega'}}{\partial p}$ 和 $-\frac{\partial \overline{u' \omega'}}{\partial p}$ 为湍流附加应力,其余为常用符号。

令 $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f, \Gamma_d = -\frac{\partial \theta}{\partial p}, \zeta_p = \Gamma_d \zeta$; 并把 u, v 分解为 $u = u_g + u_a, v = v_g + v_a$; u_g, v_g 为地转风, u_a, v_a 为地转偏差风. 经过推导可得

$$\frac{\partial \zeta_p}{\partial t} = -\bar{V}_g \cdot \nabla \zeta_p - \frac{\partial \zeta_p \omega}{\partial p} - \Gamma_d \left(\frac{\partial u_g}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v_g}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) + \zeta \left(\frac{\partial u_g}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \bar{V}_a \cdot \nabla \zeta_p \quad (1) \quad (2) \quad (3) \quad (4) \quad (5)$$

$$- \zeta_p \left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} \right) + \Gamma_d \left(\frac{\partial u_a}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial y} - \frac{\partial v_a}{\partial p} \frac{\partial \omega}{\partial x} \right) + \zeta \left(\frac{\partial u_a}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \quad (6) \quad (7) \quad (8)$$

$$- \frac{\zeta}{c_p} \frac{\partial}{\partial p} \left[\left(\frac{p_0}{p} \right)^{f/c_p} \cdot H_R \right] - \Gamma_d \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \overline{v' \omega'}}{\partial p} \right) + \Gamma_d \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \overline{u' \omega'}}{\partial p} + \zeta \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \overline{\theta' \omega'}}{\partial p} \right) \right) \quad (9) \quad (10) \quad (11) \quad (12)$$

$$+ \Gamma_d \frac{\partial F_y}{\partial x} - \Gamma_d \frac{\partial F_x}{\partial y} \quad (13)$$

公式(3)即为本文所用的位涡方程。

右边第(1)—第(4)项为地转风部分,第(5)—第(8)项为地转偏差部分,第(9)项为辐射加热项,第(10)–(12)项为湍流运动部分,第(13)–(14)项为摩擦力项. 第(1)项和第(5)项为水平平流项,第(2)和(6)项为垂直平流项,第(3), (7)项为扭转项,第(4), (8)项为因偏离热成风关系产生的位涡变化项. 此式与文献[7]的(9)式基本一致,只是寒潮高压中基本没有凝结加热,所以本文中考虑了湍流运动引起的感热输送. 在锋区这一项有时是很大的。

3 寒潮冷高压的动力学结构

本文选用1980年1月26日—30日的寒潮高压过程,使用25—31日ECMWF的客观分析资料。

从北欧移来的高压25日到达乌拉尔山地区,此后东移不断增强,28日到达贝加尔湖西侧,达到最强(见表1),超过强高压(350位势米)的标准^[6]. 500hPa上高压脊越过乌拉尔山,发展成阻塞高压,停滞少动,使地面高压转向南下减弱. 地面气温逐渐下降,28日最

表 1 寒潮高压强度逐日变化

日 期	25	26	27	28	29	30	31
地面气压值(hPa)	1040	1051	1062	1069	1064	1060	1062
1000hPa 高度值(位势米)	274	350	395	452	420	353	286

低(-37℃),此后逐渐回升.

根据高压强度变化,把高压活动划分为三个阶段,即 26 日为发展初期阶段,27—28 日为发展盛期阶段,29—30 日为减弱阶段.

由图 1 看出,在发展初期高压中心北半部是高位涡区,东南方有低位涡. 27—28 日高压中心附近有大片低位涡区. 到高压减弱时,位涡值又变大. 300hPa 上与此相反(图 2),初期以低值为主,以后逐渐加大,28 日为大片高位涡区所控制,随着高压减弱又变成低值. 高压盛期位涡分布是低层为低位涡,高层为高位涡,表明高层的空气是来自高纬度(f 值大)或平流层(Γ_d 值大).

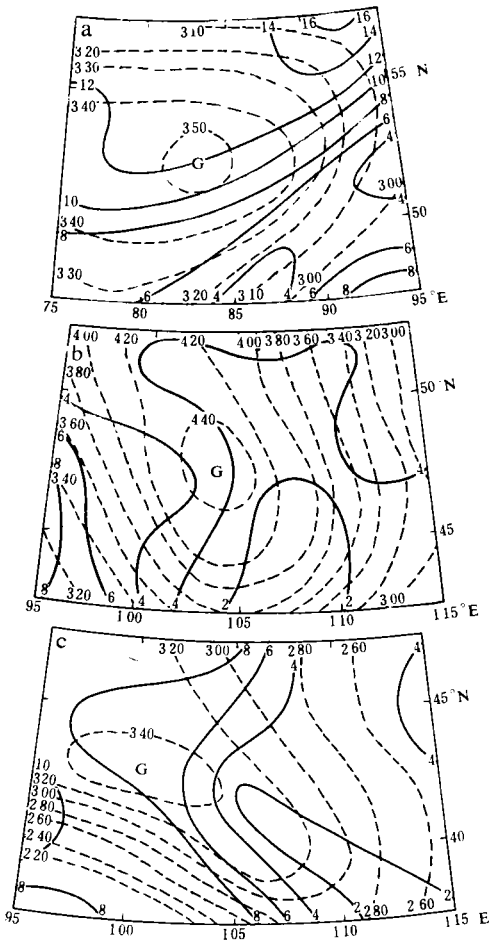


图 1 1000hPa 高度、位势涡度(ζ_p)分布(a)26 日(b)28 日(c)30 日(虚线为等高线,实线为等位涡线 单位: $10^{-6}K/hPa \cdot s$)

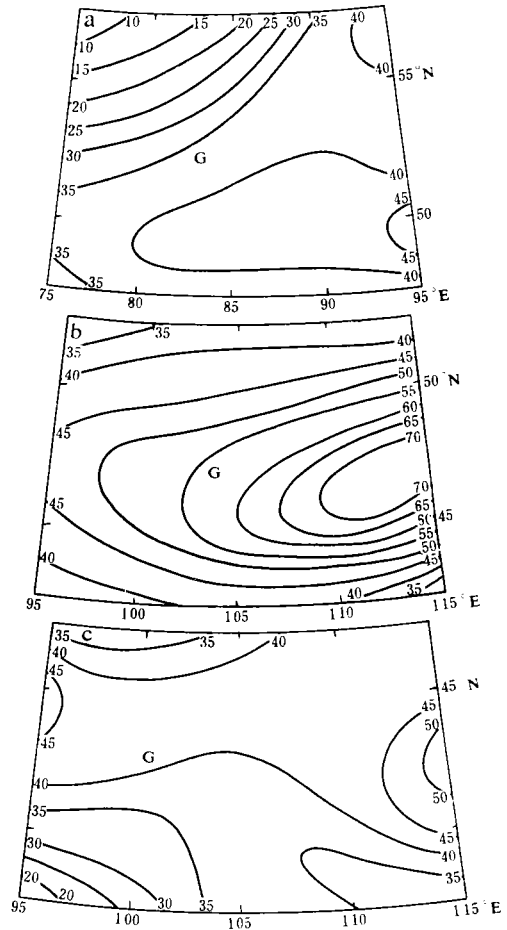


图 2 300hPa 高度、位势涡度(ζ_p)分布(a)26 日(b)28 日(c)30 日(说明同图 1)

计算高压中心东西向各 10 个格点,南北向各 5 个格点(共 45 个格点,下同)物理量的平均值,代表高压区域的值。

在高压发展期中,高压区域整层都是下沉运动并不断增强,28 日最大值由 500hPa 下降到 650hPa,29 日以后下沉运动减弱,高层还出现了上升运动(图略)。

涡度场分布特征以 750hPa 为界,上层正涡度,下层是负涡度.强度都随高压发展而增强,以正涡度增强为最明显.28 日最强,此后减弱.表明寒潮冷高压主要是低层现象,一般在 700hPa 以下.与之相对应的是中高层有强低压(槽)同步发展。

在高压演变的整个过程中都是高层辐合低层辐散,随高压的加强无辐散层由 500hPa 降到 700hPa,且辐散、辐合都不断增强.29 日以后逐渐减弱。

在高压加强过程中,对流层气温不断下降,对流层中上层 27 日达到最低,对流层下层 28 日达最低。

大气静力稳定度 Γ_d 的变化特征以 700hPa 为界,下层逐渐变小,上层变大.28 日有一高 Γ_d 值从 400hPa 伸向对流层中层.低层 Γ_d 变小,近地面层 Γ_d 28 日达到最小.此后随高压南下,稳定度回升。

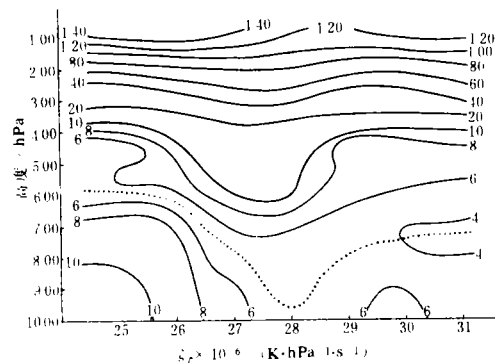


图 3 高压区域 ζ_p 逐日变化

综上所述,寒潮高压发展变化的特征为:由于高层质量辐合不断增强,导致下沉运动增大,使低层高压加强,同时产生辐散,出现反气旋环流.同时 400hPa 层以下的对流层中层的空气柱是降冷的,600—700hPa 降温最大值达 -12°C 左右.表明非绝热冷却很明显,它不但抵消了动力下沉所造成的增温,而且还造成了上述局地冷却。

由位涡逐日演变图(图 3)看到:在高压加强过程中,低层位涡不断变小,28 日达到最小($5.1 \times 10^{-6} \text{K} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),高压也达到最强.29 日以后逐渐增大; ζ_p 的最低值(点线)的位置由初期的 600hPa 逐渐下降到 1000hPa,随高压减弱又回升到 750hPa。

中高层位涡也有明显变化,位涡值随高压的加强而逐渐加大,28 日到达最大.而且高位涡舌不断向下伸展,在高压强盛的 27 日和 28 日下伸到 600hPa.在高压减弱过程中, ζ_p 也减小,中低层位涡的垂直梯度不断减小。

4 寒潮冷高压区域位涡收支的研究

根据公式(3)计算了位涡收支方程各项(图 4 和图 5).由图 4 看到,在高压加强中 700hPa 以下 α_p/α 为负值,以上为正值,正负值均以 27 日为最强,到 28 日高压就达到了最强.另外,随着上层正变位涡值的不断下伸,零线也从 600hPa 向下伸到 800hPa.29 日高压开始减弱,高低层位涡的变值完全相反了。

在计算(3)式时,平流项的水平风速 \bar{V} 要减去高压系统移速 \bar{V}' . 现讨论式(3)右边各项的贡献。

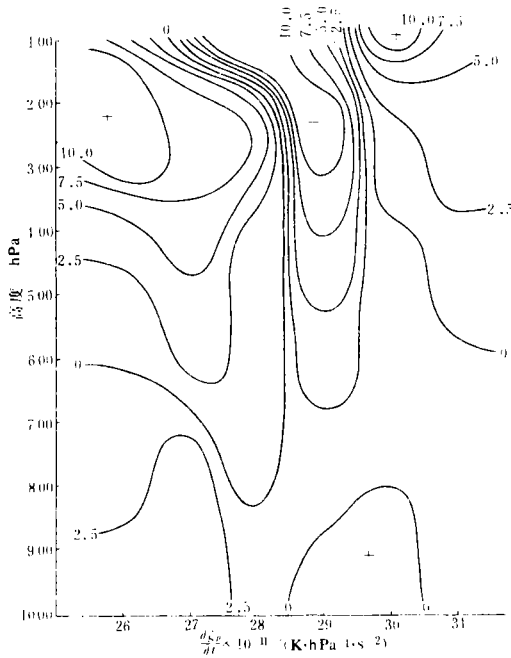


图 4 高压区域平均 $\overline{\alpha_p/\alpha}$ 逐日变化

(1) 水平平流项

由图 5a 可看到在 450hPa 以上和以下地转风平流项相差一个量级。低层平流项在高压发展初期为正值,有负贡献;发展盛期为负值,对发展有正贡献;到减弱期又转为负贡献。对流层高层一直是负值,对高空位涡变化前期有负贡献,后期有正贡献。

地转偏差风的平流作用(图略)一般较地转风项小一个量级,多数时期和大多层次上有正作用,较大正作用出现在 28—29 日的 200—300hPa。

(2) 垂直平流项

由图 5b 可看到,该项在各层各阶段都是正值,上层较大,有正贡献,低层较小,有负贡献。到高压减弱期上层变成负值,低层仍为小的正值,对 ζ_p 的变化都有正贡献。28 日的正值较大,使高层位涡值下传,对 29 日开始的冷高压减弱可能有预报意义。

地转偏差风的辐散辐合作用很大(图 5c),量级和水平平流项相当。总的特点是 600hPa 以上是正值,数值很大;以下为负值,其数值虽比高层小一个量级,但其作用仍很大。这一项在高压发展阶段上下层都是正作用,到减弱阶段则起反作用。还应指出在低层(950—1000hPa)这一项数值比任何一项都大,对近地面层位涡变化可能有决定意义。

(3) 扭转项和偏离热成风关系使位涡变化项

这两项数值低层都较小,高层稍大,扭转项有正贡献,热成风项有负贡献(图略)。

(4) 辐射加热差别引起的位涡变化项

辐射加热值是根据文献[9]附录的程序计算的,因这一地区 1200GMT 是夜间,只有长波辐射冷却,加热值为负。为把各单层上的辐射值换算成各厚度上的值,在垂直方向做了三点平均(图略)。因在 500—600hPa 和 200—300hPa 间各有一辐射冷却较大的值,导

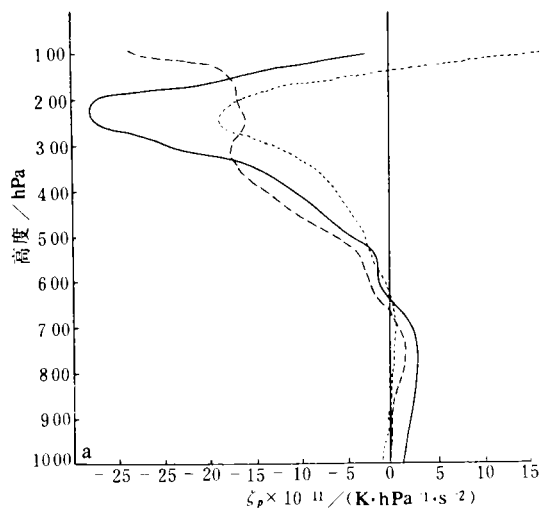


图 5a 地转风平流位涡在高压发展各阶段廓线图(实线为 26 日,虚线为 27—28 日,点线为 29—30 日)

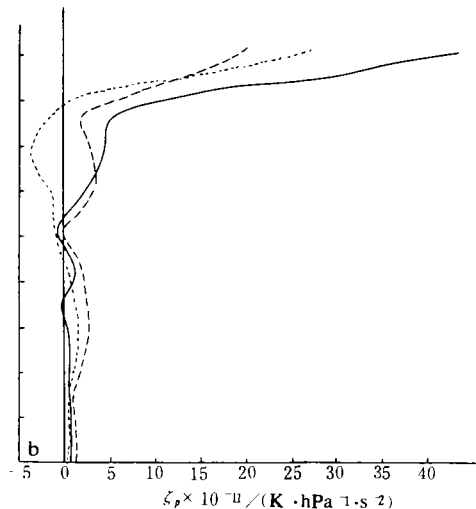


图 5b 地转风垂直平流位涡在高压发展各阶段廓线图(说明同图 5a)

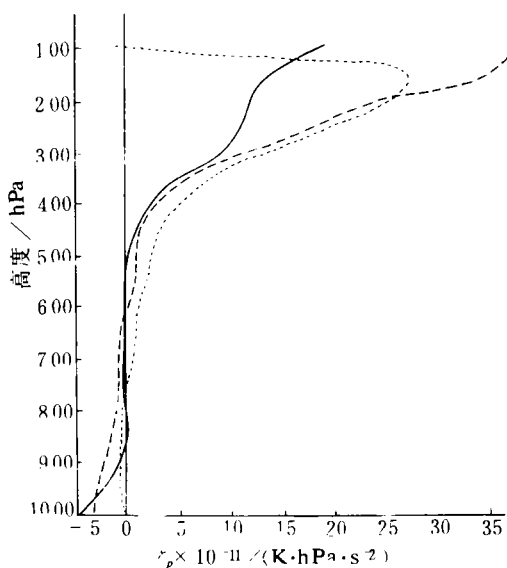


图 5c 地转偏差风的垂直平流位涡在高压发展各阶段廓线图(说明同图 5a)

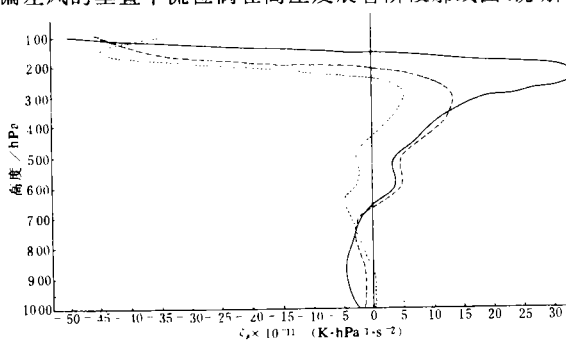


图 6 湍流热量和动量输送在高压发展各阶段造成的位涡变化

致这一项为正负相关分布,对位涡变化的贡献各不相同.近地面这一项数值较小,对高压加强不利;对高压减弱有正贡献.

(5)地面摩擦项

由文献[7]的公式(30),摩擦力 $\tau(\zeta) = \tau_0(\zeta)e^{-b(\rho_0 - \rho)}$. 假定在 700hPa 上摩擦力作用已减小到近地面值的 1%,由 $0.01\tau_0(\zeta)e^{-b(1000-700)}$,可算出 $b = 0.01535$,则各气压层 p 的摩擦力为 $\tau_0(\zeta)e^{-0.01535(1000-p)}$. 用文献[7]中式(32),求出摩擦力贡献为 $\frac{\partial \tau}{\partial z}$ (摩擦项) $= -g\Gamma_d \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right)$. 结果表明 850hPa 以上摩擦力作用较小,1000hPa 作用最大,对位涡变化有正贡献.

(6)湍流项的贡献

参照文献[10],[11]的方法和参数的数值对公式(3)的第 10—12 项三项进行参数化,并用余项法进行计算,结果如图 6 所示.由图 6 可以看到湍流作用在 300hPa 以上各层的值很大.三个阶段里上下层的贡献不相同,700hPa 以下是逐渐增大的,到第三阶段部分层次甚至出现了正值.对流层中上层一般是逐渐减少的,到第三阶段对流层中层出现负值.湍流项在对流层中上层有很大正值的现象是与高空急流区强湍流活动(CAT)有关,它可以造成明显的动量和热量输送,这一点已为丁一汇和 Krishnamurti^[6]的计算所证实.

5 小 结

(1)寒潮冷高压的加强是由于高层质量辐合增强,导致下沉运动增大,促使低层高压加强,同时产生辐散,产生反气旋环流.另外中低层非绝热冷却也有明显作用.

(2)寒潮高压加强时,低层位涡值由大值不断变小,高层则不断增大,最后为高位涡所控制,这种高低层不同位涡的耦合正反映了冷高压发展的一个重要特征.在位涡 24 小时变化上则反映为高层位涡变化值为正且正值不断下传,低层位涡变化值为负,不断增强.高压减弱时有相反的变化.

(3)位涡方程各项有不同的作用.扭转项和热成风偏差项可以忽略不计.作用最大的有地转风平流项和地转偏差风的散度项,其次为地转偏差风的平流项和辐射项.地面摩擦作用对高压位涡变化有正贡献.湍流对热量、动量输送造成的位涡变化在 300hPa 以上数值很大,与高空急流区的强湍流活动有关.

参 考 文 献

- 1 陶诗言. 东亚寒潮的经验研究,(油印本),1956.
- 2 仇永炎等. 中期天气预报. 北京:科学出版社,1985.
- 3 Joung H. J. and Hithchman M. H. On the role of successive downstream development in East Asia Polar outbreak. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **100**:1224—1237.
- 4 Dallavalle J. P. and Bosart L. F. A synoptic investigation of anticyclones accompanying North American polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **103**: 941—957.
- 5 Ding Yihui, Krishnamurti T. N. Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 1987, **105**:2428—2449,

- 6 Ding Yihui. Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian high and its relations to cold surge in East Asia. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 1990, **44**:281—292.
- 7 Yang D., Krishnamurti T. N. Potential vorticity of monsoonal low-level flow. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**:2676—2695.
- 8 Hoskins B.J. McIntyre M. E. and Robertson A. W. On the use and signification of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. M. S.*, 1985, **111**: 877—946.
- 9 丁一汇, 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989.
- 10 Gidel L. T. and Shapiro M. A. The role of clear air turbulence in the production of potential vorticity in the vicinity of upper tropospheric jet stream-frontal zone systems. *J. Atmos. Sci.*, 1979, **36**:2125—2138.
- 11 Shapiro M. A. Frontogenesis and geostrophically forced secondary circulations in the vicinity of jet stream-frontal zone systems. *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38**:954—973.

A DIAGNOSTIC STUDY OF BUDGET OF POTENTIAL VORTICITY FOR COLD WAVE-RELATED ANTICYCLONE IN EAST ASIA

Zhang Peizhong

(Meteorological Research Institute of Inner-Mongolia, Hohhot 010051)

Ding Yihui

(Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081)

Guo Chunsheng

(Meteorological Communication Centre of Inner-Mongolia, Hohhot 010051)

Feng Liping

(Computer Centre of Scientific and Technological Committee of Inner-Mongolia, Hohhot 010020)

Abstract

A diagnostic study is made of a cold wave-related anticyclone in East Asia, for 26—30 January 1980, by using the potential vorticity equations. The results show that at the initiation stage in the vicinity of anticyclonic centre there is a low potential vorticity area where it decreases (increases) with the intensification (descension) of the high; when the high developing it descends from the middle troposphere to the nearer ground layer, when the high decaying it ascends from the lower troposphere; while the potential vorticity in upper troposphere increases with the intensification of surface high.

The various terms in the potential vorticity equations have made very different contributions to the evolution of the anticyclone. The first contribution comes from the geostrophic advection of potential vorticity and the divergence term of geostrophic deviation wind. The secondary are the advection of geostrophic deviation wind and radiation heating (cooling). The twisting term and thermal wind term could be ignored.

Key words: Potential vorticity; Cold wave high.