

东亚冬季风中非地转风的初步研究

卢文通 丁一汇

(中国科学院大气物理所) (国家气象局气象科学研究所)

温市耕

(内蒙古气象局气象台)

提 要

本文对非地转风在东亚冬季冷空气活动过程中的作用及影响非地转风的主要因子等问题进行了初步研究,并讨论了非地转风在有限区动能收支中的作用。结果表明,非地转风是冷空气过程中地面偏北大风加强的主要原因之一,非地转风次级环流使东亚高空西风急流和 Hadley 环流得以加强,而高空西风急流具有次地转的特征。变高、惯性平流和摩擦作用是影响非地转风的主要因子。此外,位温局地变化,位温平流和非绝热作用对非地转风的形成亦有相当大的贡献,但该三项非地转风分量的向量和接近于零。非地转风在有限区动能的收支中也起着十分重要的作用。

一、引 言

冬季风中的冷空气活动是东亚冬季最为突出的天气现象之一。从西伯利亚高压中向南爆发的冷空气,使东亚地面的偏北风或东北风加强,此后通过对东亚局地 Hadley 环流和 Walker 环流影响东亚乃至全球的大气环流和天气^[1-3]。Webster 认为这类冷空气的爆发是冬季风环流的非地转补偿作用对中纬度系统影响的结果^[4]。Chang 和 Lau 则发现冷空气爆发后,由于非地转加速作用,将导致东亚高空西风急流发生变化^[5-9]。Sumi 在利用数值模式研究高原对冷空气活动的影响时发现,冷空气自北向南接近高原时,低层锋后偏北风的增强主要是由于非地转风分量的加速作用所造成的^[10]。本文将通过对东亚冬季风中冷空气活动的个例分析,重点考查非地转风在冷空气活动过程中的作用及影响非地转风的因子等问题,同时还将讨论非地转风在冷空气活动过程中有限区动能收支中的作用。

本文计算所用的资料为欧洲中期预报中心(ECMWF)1980至1983年 2.5×2.5 经纬度网格的客观分析资料,所包括的要素有: u 、 v 、 T 、 Φ 、 ω 和相对湿度 RH 。垂直方向共有1000、850、700、500、300、200和100 hPa等七层。

二、非地转风的初步分析

全风速可分解成地转风和非地转风:

$$\mathbf{V} = \mathbf{V}_g + \mathbf{V}_n \quad (1)$$

故非地转风可定义为:

$$\mathbf{V}_n = \mathbf{V} - \mathbf{V}_g \quad (2)$$

根据实测风 \mathbf{V} 和由高度场 ϕ 算出的地转风 \mathbf{V}_g , 可直接由(2)式求出 \mathbf{V}_n .

由 P -坐标中无摩擦的运动方程和地转风的定义有:

$$\mathbf{V}_n = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{d\mathbf{V}}{dt} \quad (3)$$

其中 $d\mathbf{V}/dt$ 为实测风加速度, f 为 Coriolis 参数.

根据(1)式, 风速之个别变化可表为:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = \frac{d\mathbf{V}_g}{dt} + \frac{d\mathbf{V}_n}{dt} \quad (4)$$

计算表明, 相对于 $|\frac{d\mathbf{V}_g}{dt}|$ 而言, $|\frac{d\mathbf{V}_n}{dt}|$ 是一小量, 故可引进 Hoskins^[1] 等采用过的地转动量近似:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} \approx \frac{d\mathbf{V}_g}{dt} = \left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla + \omega \frac{\partial}{\partial p} \right) \mathbf{V}_g \quad (5)$$

以此代入(3)式, 可得:

$$\mathbf{V}_n = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial t} + \frac{1}{f} \mathbf{k} \times [(\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V}_g] + \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \left(\omega \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial p} \right) \quad (6)$$

或引入非地转风的定义将上式表为

$$\mathbf{V}_n = -\frac{1}{f} \nabla \frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{f} \mathbf{k} \times [(\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V}_g] + \frac{R}{Pf} \omega \nabla T \quad (7)$$

由此可见, 影响非地转风的因子有三: 变高、惯性平流和斜压作用。摩擦作用是影响非地转风的另一重要因子, 这里我们没有考虑。

以下给出由方程(2)和(7)计算所得的结果。

三、冷空气活动中的非地转风分布

1980年1月27日至31日我国大部地区遭受了一次强冷空气的影响。这次过程中, 东北、华北、黄淮、江淮、长江中下游、江南和华南地区先后出现了5—7级的偏北风, 其中江河湖面和沿海海区有7—9级, 短时阵风达10级以上。

图1和图2为1月28日和29日12时850hPa上的非地转风分布。

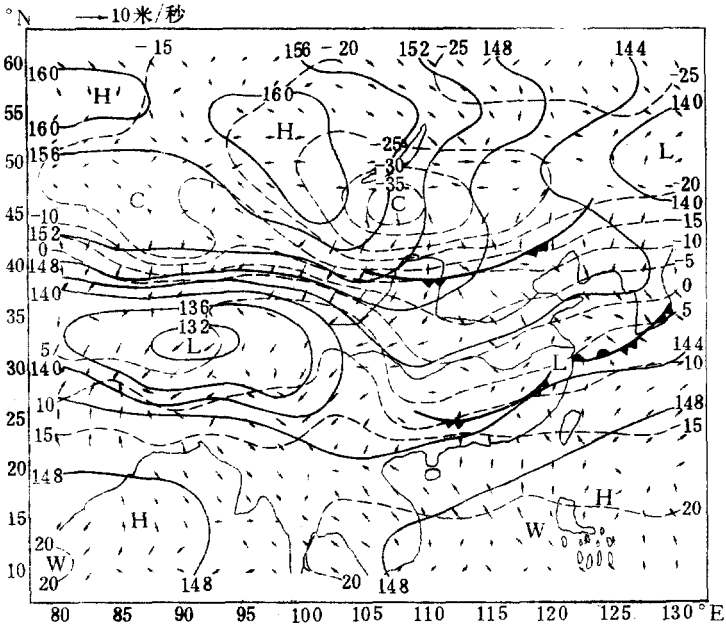


图1 1980年1月28日12时(世界时)850hPa上 $(V - V_g)$ 的分布。
 图中实线为等高线,虚线为等温线,带箭头的短线代表非地转风的风向
 风速,等高线的间隔为4位势什米,等温线的间隔为 5°C

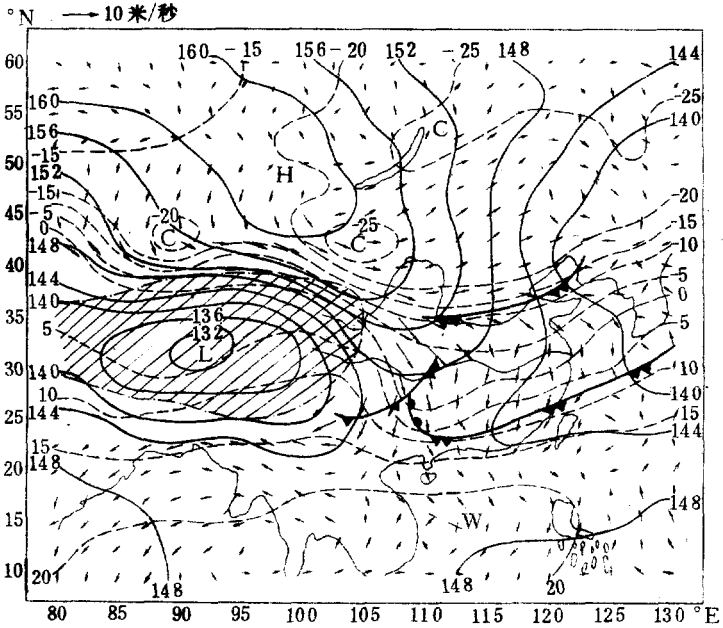


图2 1980年1月29日12时850hPa上 $(V - V_g)$ 的分布(图例同图1)

由图中可见, 850 hPa 上冷高压中心的东侧和南侧均有较强的向外流出的非地转风气流, 锋区附近的偏北非地转风尤其清楚, 这种低层强的偏北非地转风, 正是这次冷空气过程中低层偏北大风形成的重要原因之一。这一点在沿 45°N 的经向风和经向非地转风的剖面图(图略)上表现得更为清楚。与低层偏北风增大相对应, 偏北非地转风风速达 5 米/秒以上, 且在 100°E 到 115°E 之间形成一明显的经向环流圈。此外, 在图 1 和图 2 中, 高原的东北侧有很强的偏北非地转风, 这说明非地转风与高原的绕流作用有关。正是由于这种强的非地转风, 促使冷空气从高原的东侧迅速南下。

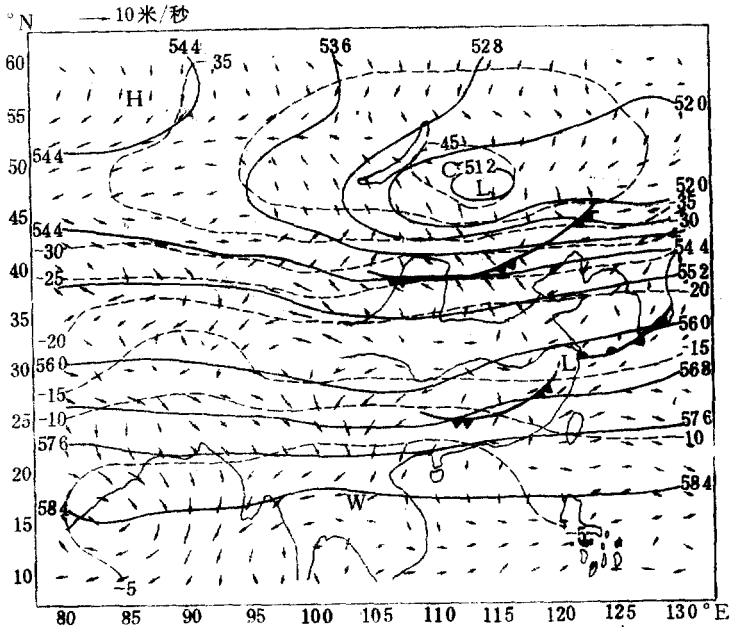


图 3 1980 年 1 月 28 日 12 时 500 hPa 上 $(V - V_g)$ 的分布(图例同图 1)

图 3 是 500 hPa 上的非地转风的分布, 与图 1 相对应, 同样是锋区附近的非地转风较强, 但以偏南风为主, 这种风场的分布与经向环流的风场分布是一致的, 这说明锋区附近的横向次级环流主要是非地转风的作用造成的。

200 hPa 上非地转风的分布(图略)有如下几个特点: (1) 非地转风风速较大, 在东亚西风急流区有大范围的风速大于 10 米/秒的非地转风风区; (2) 沿西风急流轴, 急流入口区和出口区的横向次级环流圈的高层回流支非常清楚, 在 110°E 以西的急流入口区, 存在着很强的偏南非地转风, 随着冷空气的南移, 偏南非地转风迅速增强, 这种强的非地转风在 Coriolis 力的作用下, 使东亚高空西风急流强度明显增强。强的偏南非地转风也是东亚局地 Hadley 环流上层回流支增强的一种反映; (3) 在急流轴区附近, 非地转风表现出很强的偏东风分量, 可见东亚的高空西风急流是次地转的, 而不是超地转。这里强的非地转风的偏东分量达 10 米/秒以上, 这说明在用准地转或地转模式来研究东亚冬季的西风急流时, 必须十分小心。

四、影响非地转风的主要因子

图4是由方程(7)计算得到的非地转风的分布。与图1比较可见,两者非地转风的分布大体上一致,但由于摩擦作用的影响,风向有些差异,尤其是在高原附近。

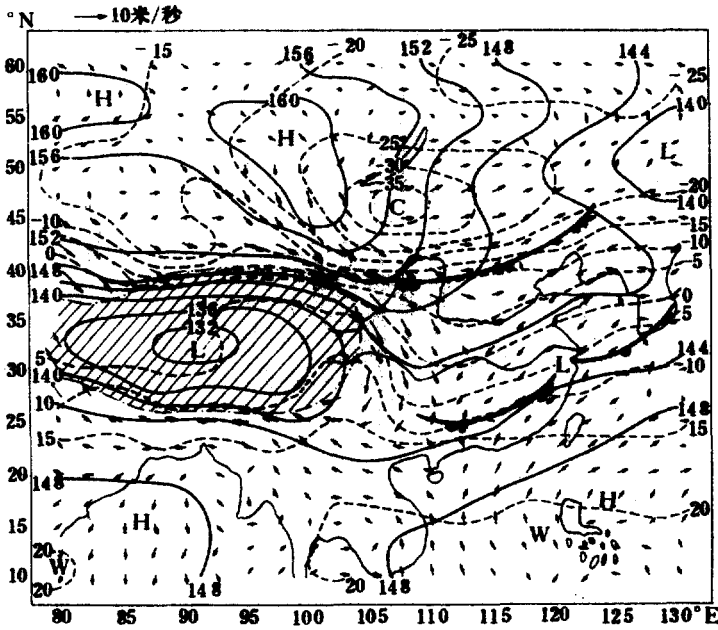


图4 1980年1月28日12时850 hPa上总的非地转风的分布(图例同图1)

把方程(7)表为如下形式:

$$V_s = V_{s1} + V_{s2} + V_{s3} \tag{8}$$

则有

$$\left\{ \begin{aligned} V_{s1} &= -\frac{1}{f^2} \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial t} \end{aligned} \right. \tag{8.1}$$

$$\left\{ \begin{aligned} V_{s2} &= \frac{1}{f^2} k \times [(V \cdot \nabla) V_s] \end{aligned} \right. \tag{8.2}$$

$$\left\{ \begin{aligned} V_{s3} &= \frac{R}{p f^2 \omega} \nabla T \end{aligned} \right. \tag{8.3}$$

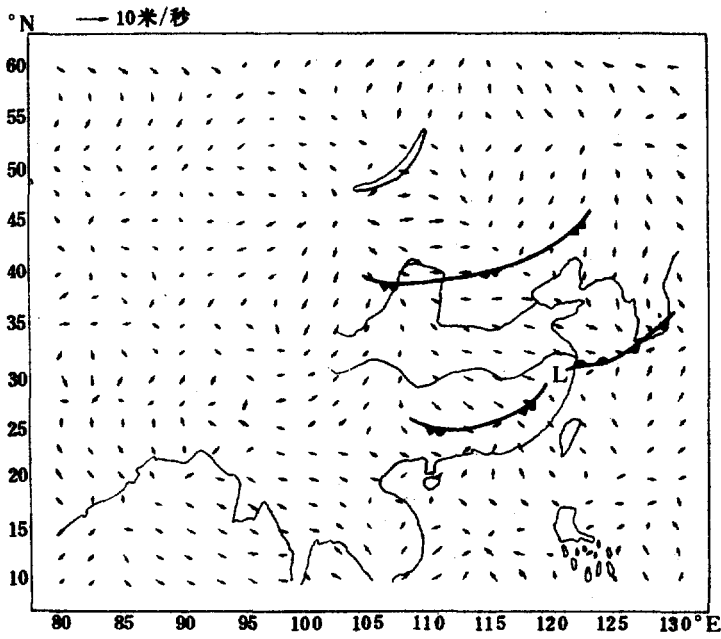


图 5 850hPa 上受变高影响的非地转风分量(1980 年 1 月 28 日 12 时)

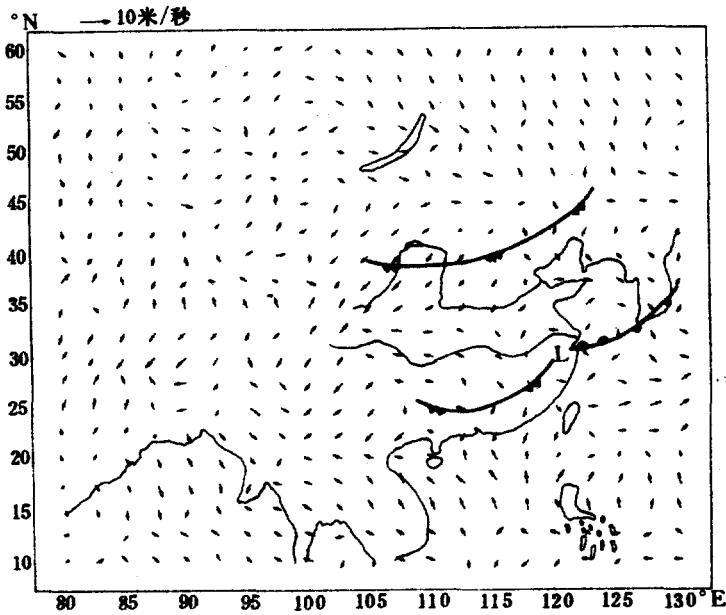


图 6 850hPa 上惯性平流作用下的非地转风分量(1980 年 1 月 28 日 12 时)

V_{a1} 和 V_{a2} 的计算结果如图 5、6 所示。在低层, V_{a1} 和 V_{a2} 基本上同量级, 且锋区及与锋区有关的高低压中心附近, 非地转风较强。而在 500hPa 以上(图略), 则惯性平流作用较变高作用大, 且愈往高层愈明显, 这是由于风速随高度增大的缘故。值得指出的是, 由于资料的限制, 在计算 V_{a1} 时, 时间步长 Δt 为 24 小时, 因此求得的 V_{a1} 可能偏小, 尽管如此, 变高作用仍然是十分重要的。

由(8.3)式计算所得的 V_{a3} 很小, 可略而不计(图略)。这表明大气中的斜压性对非地转风的影响似乎不大, 这和通常人们所预期的有所不同, 以下将对此作更进一步的分析。

根据热力学第一定律:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right)\theta - \sigma\omega = \frac{1}{C_p} \left(\frac{p_0}{p}\right)^\kappa \dot{Q} \quad (9)$$

其中, θ 为位温; C_p 为定压比热; p 为气压; $\kappa = R/C_p$, \dot{Q} 为单位质量空气的非绝热加热(冷却)率; $\sigma = -\partial\theta/\partial p$ 为静力稳定度参数, 如果考虑到在冬季天气尺度的冷空气过程中, 大范围的大气层结通常都是稳定的这一事实, 则有 $\sigma > 0$, 从而可从(9)中解出 ω :

$$\omega = \frac{1}{\sigma} \frac{\partial\theta}{\partial p} + \frac{1}{\sigma} \mathbf{V} \cdot \nabla\theta - \frac{1}{C_p \sigma} \left(\frac{p_0}{p}\right)^\kappa \dot{Q} \quad (10)$$

以此代入(8)得:

$$\mathbf{V}_{a3} = \frac{R}{\sigma p f^2} \frac{\partial\theta}{\partial t} \nabla T + \frac{R}{\sigma p f^2} (\mathbf{V} \nabla\theta) \nabla T - \frac{R \dot{Q}}{\sigma p C_p f^2} \left(\frac{p_0}{p}\right)^{1+\kappa} \nabla T \quad (11)$$

可见影响 V_{a3} 的因子有位温局地变化, 位温平流和非绝热加热。在锋区附近的等温线密集区, 变温、冷暖平流较大以及非绝热加热(冷却)较强的区域非地转风分量 $\overline{V_{a3}}$ 均较强。

对(11)式进行逐项计算, 结果表明: 在低层, $\overline{V_{a3}}$ 的三个分量基本上同量级, 而到 500hPa

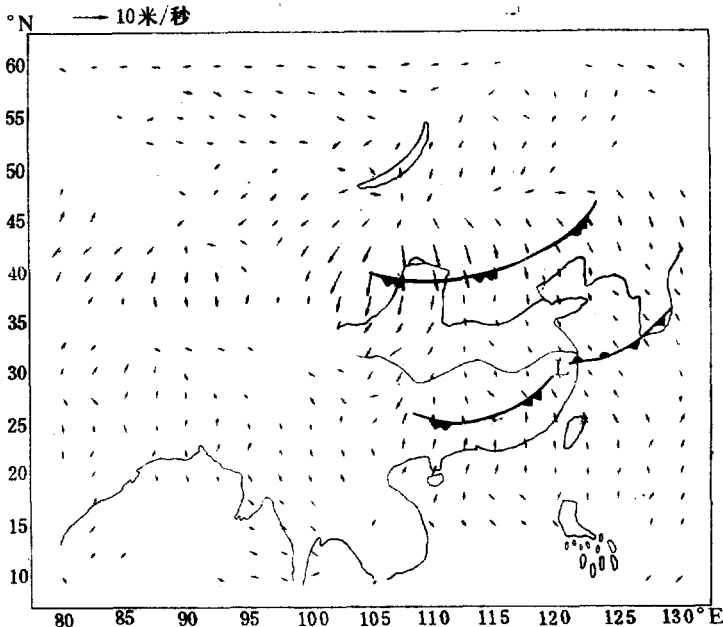


图 7 受位温平流影响的非地转风分量(850hPa, 1980年1月28日12时)

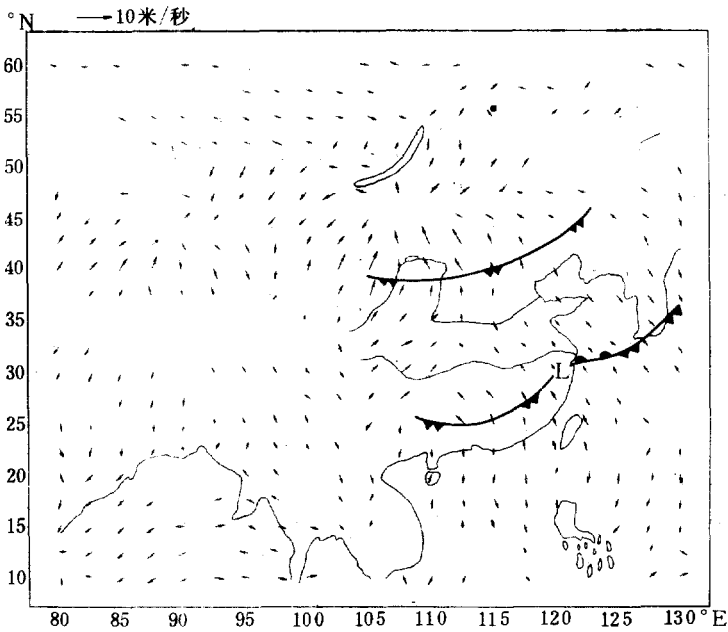


图8 非绝热作用影响的非地转风分量(850hPa,1980年1月28日12时)

以上的高层,受位温局地变化影响的非地转风分量逐渐变小,到200hPa后可略而不计。位温平流和非绝热作用影响的两个非地转风分量,无论在低层还是在高层均较强,只是由于它们在方向上相互抵消,其向量和很小。图7、8为这两项非地转风分量的一个例子。由图可见,在锋区附近,位温平流影响下的非地转风分量(偏北风)很强,局部地区可达8—10米/秒,但同时受非绝热作用影响的偏南非地转风也很强。

五、非地转风在有限区动能收支中的作用

动能的收支方程为:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \Phi - \nabla \cdot K\mathbf{V} + \frac{V K}{a} \tan \varphi - \frac{\partial \omega K}{\partial p} + E \quad (12)$$

其中: $K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 为单位质量空气作水平运动时的总动能, \mathbf{V} 为水平风向量, E 为摩擦作用所引起的动能的变化。

引入非地转风,并对方程求区域平均和垂直积分,得:

$$\begin{aligned} \left[\frac{\partial K}{\partial t} \right] = & - [\mathbf{V}_a \cdot \nabla \Phi] - [\nabla \cdot K\mathbf{V}_a - \frac{v_a K}{a} \tan \varphi] \\ & - [\nabla \cdot K\mathbf{V}_g - \frac{v_g K}{a} \tan \varphi] - \left[\frac{\partial \omega K}{\partial p} \right] + [E] \end{aligned} \quad (13)$$

其中: φ 为纬度; a 为地球半径; $dx = a \cos \varphi d\lambda$, $dy = a d\varphi$, $\nabla \cdot K\mathbf{V} = \frac{\partial K u}{\partial x} + \frac{\partial K v}{\partial y}$ 。

在(13)式中,左边项表示动能的局地变化DKDT,而右边各项依次为:非地转风的动能制造K1;地转风的动能辐合(辐散)所引起的动能变化K2;非地转风动能辐合(辐散)所引起的动能变化K3;动能的垂直输送K4,摩擦及次网格尺度与网格尺度的能量交换K5(计算时该项作为方程中其余各项的余项给出)。

首先根据冬季地面冷高压的活动频数,将东亚地区分为四个计算区^[12]:A、西伯利亚源区(80—120°E,42.5—57.5°N);B、蒙古和华北区(95—122.5°E,35—47.5°N);C、中国南方区(105—125°E,22.5—35°N);D、南海区(105—130°E,10—22.5°N)。

其次从1979—1980年,1981—1982年,1982—1983年的三个冬季中,选取五次冷空气过程(1980年1月27日—1月31日;1981年10月6日—10月10日;1981年10月19日—10月24日);1982年12月22日—12月27日;1983年1月6日—1月11日)分别计算各次过程中上述四个区域中的动能收支,然后进行综合平均,以考查冬季强冷空气活动时的动能收支情况。这里冷空气过程的选取标准是:(1)位于蒙古一带的地面冷高压中心强度在1055hPa以上;(2)冷空气过境时,30°N以北地区有四个站以上24小时气温下降最大值在10℃以上,30°N以南有四个站以上24小时气温下降最大值在8℃以上;(3)冷空气到达海上后,从渤海至南海的整个海区的海面先后出现风速≥12米/秒以上的成片(三个站以上)的大风区。

表1是对五次冷空气过程取综合平均后区域A中的平均动能的收支情况。由表1可见,非地转风的动能制造为正,非地转风的辐合亦使动能增加,其值与动能制造相当,这两项为地转风的动能辐合以及摩擦作用所造成的动能减少所平衡。非地转风的动能制造在垂直方向有两个峰值区,一个在850至1000hPa之间,另一个在200至300hPa之间,而500至700hPa间的动能制造为负值。这是冷高压在西伯利亚源区的一个重要能量特征,Chan^[13]也发现了类似的特征。非地转风的动能辐合所造成的动能增加主要发生在700hPa以上,它为地转风动能辐散所引起的动能的减少所平衡。700hPa以下的动能收支主要为非地转风的动能制造和摩擦耗散所平衡,两者均在1000至850hPa的气层内为最大。

表1 区域A中的动能收支(单位:瓦/米²)

	DKDT	K1	K2	K3	K4	K5
100—200 (hPa)	-0.64	0.74	-1.87	0.87	-0.23	-0.15
200—300 (hPa)	-0.81	0.92	-2.34	1.31	-0.21	-0.49
300—500 (hPa)	-1.10	-0.16	-2.72	1.62	0.08	0.08
500—700 (hPa)	-0.29	-0.93	-0.82	0.35	0.39	0.72
700—850 (hPa)	-0.05	1.28	-0.16	0.03	0.10	-1.30
850—1000 (hPa)	-0.01	4.31	-0.07	-0.01	-0.01	-4.21
总计	-2.90	6.16	-7.98	4.17	0.12	-5.35

区域B中的动能收支与区域A大致相同,但B区中各项动能的变化较之A区要大得

多(表2),非地转风的动能制造有两个峰值,一个在低层,另一个在300至500hPa之间,以后者为最大,其值为11.86瓦/米²,相应地由地转风辐散所造成的动能的减少也在该气层内为最大(-18.23瓦/米²),两者之差由非地转风的动能辐合来弥补。事实上,整个700hPa以上的动能收支基本上为该三项所平衡。低层非地转风的动能制造与摩擦耗散大致相当,另外,由动能垂直辐合项的垂直分布可见,高层的动能是向低层输送的,这表明该区内低层动能的增加与高层西风动能的下传有关。

表2 区域B中的动能收支(单位:瓦/米²)

	DKDT	K1	K2	K3	K4	K5
100-200 (hPa)	-0.07	5.75	-8.80	3.52	-1.27	0.73
200-300 (hPa)	-0.87	9.13	-14.19	4.98	-0.67	-0.12
300-500 (hPa)	-1.14	11.86	-18.23	5.12	0.25	-0.14
500-700 (hPa)	-0.69	2.86	-4.64	0.76	0.64	-0.31
700-850 (hPa)	0.01	2.59	-0.47	-0.01	0.62	-2.72
850-1000 (hPa)	-1.11	4.93	-0.06	-0.17	0.42	-6.22
总计	-3.87	37.12	-46.39	14.20	-0.01	-8.78

区域C是东亚高空西风急流所在的地区,因而各项因子所造成的动能变化特别大(表3)为所有各区中变化最为突出的是区域中的总动能的收支几乎完全为非地转风的动能制造和地转风的动能辐散所平衡,其它各项相对较小,这说明该区是明显的动能源,制造的动能大部份被输出。上述两项均在300至500hPa的气层内达到最大值(17.39瓦/米²和-21.27瓦/米²)。低层则仍为制造项与摩擦项相抵。动能通过垂直辐合同向下传,与A、B两区不同的是,该区中由非地转风辐合所造成的动能的增加明显减少。值得注意的是,摩擦耗散项在300至500hPa之间有一正的峰值(4.36瓦/米²),这说明次网格尺度运动是向大尺度运动输送动能的,这可能与对流层中上层急流附近的涡动和乱流过程有关。

表3 区域C中的动能收支(单位:瓦/米²)

	DKDT	K1	K2	K3	K4	K5
100-200 (hPa)	0.52	9.36	-6.78	0.89	-1.50	-1.45
200-300 (hPa)	0.74	13.89	-15.06	-0.09	0.48	1.52
300-500 (hPa)	0.85	17.39	-21.27	-0.98	1.35	4.36
500-700 (hPa)	0.15	4.52	-5.13	0.29	0.01	0.46
700-850 (hPa)	-0.02	0.93	-0.39	0.39	-0.08	-0.87
850-1000 (hPa)	-0.03	2.89	0.13	-0.13	0.14	-3.06
总计	2.21	48.98	-48.50	0.37	0.40	0.96

区域D的大部份地区位于热带海洋上。从中纬度爆发的冷空气,由于气团的变性作

用,强度已明显减弱,除海面上有大风或冷涌出现外,冷空气过程中的其它天气现象及气象要素的变化已明显减弱,其结果是该区中的动能收支的变化亦相应地变小(表4)。与其它各区相比,该区中动能收支的一个突出的特点是,地转风辐散所造成的动能的减少变得非常之小,而非地转风动能辐散成了动能的主要减少项,这与该区高层存在着强烈的辐散气流有关^[6]。在垂直方向上,除700hPa以下的气层内仍为制造项与摩擦项相平衡外,高层的动能收支大体上为非地转风的动能制造和辐散相抵消。动能的垂直输送在该区内是向上的,即低层动能上传,表明中纬度的冷空气由低层扩散南下后,通过低层增强的偏北风,首先使低层的动能增加,然后通过Hadley环流的上升支将低层的动能向上输送,导致高空的动能增加。

表4 区域D中的动能收支(单位:瓦/米²)

	DKDT	K1	K2	K3	K4	K5
100—200 (hPa)	0.45	2.59	0.08	-2.42	0.15	0.05
200—300 (hPa)	0.55	2.37	0.15	-3.23	0.47	0.79
300—500 (hPa)	0.76	3.63	-0.09	-3.88	0.30	0.80
500—700 (hPa)	0.22	2.93	-0.82	-1.25	-0.54	-0.11
700—850 (hPa)	0.04	0.76	-0.11	-0.12	-0.33	-0.17
850—1000 (hPa)	0.07	2.20	0.11	0.01	-0.06	-2.19
总计	2.09	14.48	-0.68	-10.89	-0.01	-0.83

由上可知,东亚冬季强冷空气活动期间,非地转风在有限区动能的收支中起着十分重要作用,它既是动能的主要制造者,同时还通过动能的水平辐散与辐合,使动能发生变化,在大气环流的能量循环过程中扮演着重要角色。

六、结 语

综上所述,本文讨论了非地转风在东亚冬季冷空气活动中的作用以及影响非地转风的主要因子,并探讨了非地转风在有限区动能收支中的作用,得到了一些有意义的结果:

(1)东亚冬季风期间,由于非地转风的作用,使得冷空气在向南爆发的过程中,低层的偏北风迅速增大,这是造成地面大风的主要原因之一。

(2)冷空气向南爆发后,非地转气流在锋区附近和东亚高空西风急流的入口区和出口区形成强的次级环流,导致西风急流加强,从而增强东亚Hadley环流。而东亚高空的西风急流是次地转的。

(3)除摩擦作用外,影响非地转风的因子有:变高、惯性平流、位温局地变化、位温平流和非绝热加热(冷却),由于后三个因子作用下的非地转风分量的向量和接近于零,故非地转风主要受变高和惯性平流的影响。在高层惯性平流的作用更为重要。

(4)多次冷空气过程有限区动能收支的综合分析表明,非地转风是动能的最主要的制造者,其在垂直方向上有两个峰值区,一个在低层,另一个位于300hPa附近。非地转风的动能辐散(辐合)既能使有限区中的动能增加(A和B),也能使有限区中的动能减少(C和

D)。非地转风的动能制造在区域 C 中最大 (48.98 瓦/米²)。其次是 B 区 (37.12 瓦/米²) 而在 A 区中最小 (6.15 瓦/米²)。非地转风制造的动能低层主要为摩擦作用所消耗,而在高层则主要被地转风的动能辐散(A、B、C 区)和非地转风的动能辐散(D 区)造成向外输出。在区域 B 中,非地转风的动能辐合达 14.2 瓦/米²,占非地转风动能制造 (37.12 瓦/米²) 的三分之一以上,这使得非地转风为该区的大气运动提供了最主要的动能来源。

东亚冬季风中,大气运动的非地转性是一个十分复杂的物理过程,数学处理上非常困难,本文仅仅揭露一些初步的天气事实,更深入的问题有待今后作更进一步的研究和探讨。

致谢:本文在成文过程中得到了陶诗言先生、陈受钧教授、陈秋士教授和张可苏副研究员的很多有益的帮助,李骥高级工程师为作者提供了本文计算所用的资料,在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] Lau, K. M. and Mai Tsun Li. The monsoon of East Asia and its global association—a survey. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 114—125, 1984.
- [2] Krishnamurti, T. N., N. K. Kanamitsu, W. J. Koss and J. D. Lee. Tropical east—west circulations during the northern winter. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 780—787, 1973.
- [3] Houze, R. A., and S. G. Geotis, F. D. Marks and A. K. West, Winter monsoon convective in the vicinity of north borneo, Part I: Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1595—1614, 1981.
- [4] Webster, P. J., Mechanisms determining the mean and transient structure of the large—scale winter monsoon: cold surges report of the international conference on early results of FGGE and large—scale aspects of its monsoon experiments, Tallahassee, FL. WMO, Geneva, Section 4, 20—29, 1981.
- [5] Chang, C. P. and K. M. Lau. Northeastly cold surges and near—equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974, Part I: Synoptic aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 812—829, 1979.
- [6] Chang, C. P. and K. M. Lau. Northeastly cold surges and near—equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974. Part II: Planetary—scale aspects. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 298—312, 1980.
- [7] Chang, C. P. and K. M. Lau. Short—term planetary—scale interaction over the tropical and midlatitudes during northern winter. Part I: Contrast between active and inactive periods. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 933—946, 1982.
- [8] Lau, K. M., C. P. Chang and P. H. Chan, Short—term planetary—scale interaction over the tropics and midlatitudes. Part II: Winter MONEX period. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1372—1388, 1983.
- [9] Cheang, B. R., Synoptic features and structures of some equatorial vortices over the South China Sea in the Malaysian region during December 1973. *Pure Appl. Geophys.*, **115**, 1303—1333, 1977.
- [10] Sumi, Akimaza. A study on cold surges around the Tibetan Plateau by using numerical models. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 377—395, 1985.
- [11] Hoskins, B. J., The geostrophic momentum approximation and the semi—geostrophic equations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 233—242, 1975.
- [12] Ding Yihui and T. N. Krishnamurti. Heat budget of the Siberian High and the winter monsoon. F. S. U. Report No. 86—7, April, 1986.
- [13] Chan, P. H., Energetics of winter synoptic features over East Asia. *J. Meteor. Soc., Japan*, **61**, 426—438, 1982.

A STUDY ON THE AGEOSTROPHIC WIND DURING WINTER MONSOON OVER EAST ASIA

Lu Wentong

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Ding Yihui

(Academy of Meteorological Science, SMA)

Wen Shigeng

(Meteorological Observatory of Inner Mongolia Autonomous Region)

Abstract

A diagnostic study has been made on the ageostrophic wind and the primary factors which can affect the ageostrophic wind in strong cold air outbreak in winter over East Asia. The result has indicated that the ageostrophic wind is one of the most significant factors. It may cause the strengthening of the surface and lower level north wind. Ageostrophic secondary circulations are formed near the frontal zones as well as in the entrance and exit regions of the upper level westerly jet, resulting in the strengthening of the jet stream and local Hadley circulation in East Asia. However, the upper level westerly jet in East Asia is subgeostrophic.

The alohypsic wind, inertial advection and friction effect are the main factors which influence on the ageostrophic wind. In addition, the local change of the potential temperature, the advection of the potential temperature and diabatic heating play a certain role in the formation of the ageostrophic wind, but the composite wind vector of these three ageostrophic wind components is very small due to the offsetting of them. The ageostrophic wind plays a very important part in the kinetic energy budget in limited areas in East Asia.