

# 低纬度大气中涡度方程各项量级的计算\*

钮学新

(浙江省气象科学研究所)

近几年来随着低纬度观测资料的增加,特别是卫星资料的应用,为研究热带大气运动提供了大量的基本资料.对于热带大气的研究亦从定性的分析研究逐步向客观的、定量的数值计算、数值试验和数值模拟等方面发展.对于低纬度大气中的斜压作用的计算,也得到与传统观念并不一致的结果.例如 Reeves, R. W., 等人(1979)在对于降水研究中曾计算得到大西洋上热带地区的局部大气中的斜压作用项并不小到可以忽略的地步<sup>[1]</sup>.但是,他们并没有进行多次的大范围的计算,更没有进行深入的分析研究.本文对东南亚及西北太平洋的低纬度地区进行了一些数值计算,并且在这些计算结果的基础上进行一些分析讨论.

## 1. 计算方程及资料

不考虑摩擦作用,适用于低纬度大气运动的  $p$  坐标中的涡度方程可以写为

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla \xi - \xi \nabla \cdot \vec{V} - \omega \frac{\partial \xi}{\partial p} - \left( \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) - \beta v \quad (1)$$

这里  $\nabla$  和  $\vec{V}$  都是二维的.令(1)式中的各项为

$$\left\{ \begin{array}{l} -\vec{V} \cdot \nabla \xi \equiv A = \text{涡度平流项} \\ -\xi \nabla \cdot \vec{V} \equiv B = \text{散度作用项} \\ -\omega \frac{\partial \xi}{\partial p} \equiv C = \text{涡度垂直输送项} \\ -\left( \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) \equiv D = \text{扭转项} \\ -\beta v \equiv E = \beta \text{作用项} \end{array} \right. \quad (2)$$

$C$  和  $D$  都是斜压作用引起的,因此这里把它们统称为斜压作用项.

对于  $\omega$  的计算,用连续方程计算的结果再经订正是一个既简便又较正确的方法<sup>[2]</sup>.  $p$  坐标中的连续方程为

\* 本文于1981年5月23日收到,1982年3月22日收到修改稿。

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\nabla \cdot \vec{V} \quad (3)$$

设在  $p = 1000 \text{ mb}$  处  $\omega = 0$ , 从而可以得到  $p$  位面上的  $\omega$  为

$$\omega = \int_{1000}^p \nabla \cdot \vec{V} dp \quad (4)$$

由 (4) 式用分部积分和定积分中的梯形公式就可以求得  $\omega$  值。订正时把大气等分成 10 层, 每层间隔  $100 \text{ mb}$ , 并设在大气层顶  $\omega = 0$ , 这样可用订正公式

$$\omega'_K = \omega_K \left[ 1 - \frac{K(K+1)}{N(N+1)} \right] \quad (5)$$

这里  $N$  为大气总层数,  $K$  为需调正的层次,  $\omega_K$  和  $\omega'_K$  分别为第  $K$  层上用 (4) 式计算得到的结果和订正之后的结果。(1)、(2) 式中的  $\omega$  用 (5) 式计算得到的订正之后的值计算。

(1)、(4) 和 (5) 式就是我们所用的计算公式。所用网格距为 5 个经纬度。

我们共计算了 22 次, 其中计算区域内有强台风(近中心最大风力  $> 32 \text{ m/s}$ ) 8 次, 有台风(近中心最大风力为  $18-32 \text{ m/s}$ ) 8 次, 未达台风强度的有 6 次。以上三种情况可分别称为大气处于强扰动状态、扰动状态和稳定状态。所有这 22 次计算中, 1979 年 8 次, 资料范围为  $90-155^\circ\text{E}, 0-40^\circ\text{N}$ , 计算结果范围为  $100-145^\circ\text{E}, 10-30^\circ\text{N}$ ; 1980 年 14 次, 资料范围为  $90-155^\circ\text{E}, 5^\circ\text{S}-35^\circ\text{N}$ , 计算结果范围为  $100-145^\circ\text{E}, 5-25^\circ\text{N}$ 。所用资料抄自中央气象台收录的发自华盛顿的各层格点风资料, 个别有错误的地方按天气图资料进行了订正。 $40^\circ\text{N}$  上的格点资料取自天气图。

## 2. 计算结果

我们利用地面、700 mb、500 mb 资料计算 500 mb 上的各项值。这里主要比较各项的大小, 因此可以不考虑它们的符号。为便于以后的分析与比较, 将各点计算得到的各项值的绝对值按时次和项目进行算术平均, 称为它们的平均值, 分别以  $|A|$ 、 $|B|$ 、 $|C|$ 、 $|D|$ 、 $|E|$  来表示, 即

$$|\overline{\mathcal{L}}| = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{i=1}^{n_1} \sum_{j=1}^{n_2} |\mathcal{L}_{ij}| \quad (5)$$

( $\mathcal{L} = A, B, C, D, E$ )

其中  $n_1$  为纬向格点数, 这里为 10;  $n_2$  为经向格点数, 这里为 5。

各项平均最大值中,  $|A|$  为  $1.22 \times 10^{-10} \text{ sec}^{-2}$ ,  $|B|$  为  $0.92 \times 10^{-10} \text{ sec}^{-2}$ ,  $|C|$  为  $0.55 \times 10^{-10} \text{ sec}^{-2}$ ,  $|D|$  为  $0.65 \times 10^{-10} \text{ sec}^{-2}$ ,  $|E|$  为  $1.22 \times 10^{-10} \text{ sec}^{-2}$ 。每一时次计算得到的各项平均值以及低纬度大气呈强扰动状态、扰动状态和稳定状态的各项的总的平均值可见表 1 和表 2。由二表可以看出:

1) 低纬度大气中的垂直输送项和扭转项的数量与散度项接近, 为平流项的一半左右, 约为  $\beta$  项的  $1/3$ 。可见斜压作用项不宜忽略。这和 Reeves, B. W., 等人 (1979) 在大西洋上以  $8.5^\circ\text{N}, 23.5^\circ\text{W}$  为中心的一小块区域内计算得到的结论是一致的<sup>[1]</sup>。

表 1

年	月	日	$\overline{ A }$	$\overline{ B }$	$\overline{ C }$	$\overline{ D }$	$\overline{ E }$	计算区内台风近 中心最大风速
79	8	14	0.80	0.67	0.51	0.65	1.22	37(m/s)
79	8	15	1.22	0.78	0.49	0.53	1.21	40
79	8	16	0.71	0.50	0.43	0.47	0.97	40
79	8	19	0.69	0.43	0.26	0.33	0.85	50
79	8	20	0.85	0.92	0.55	0.36	1.09	65
79	8	21	0.95	0.63	0.48	0.55	0.99	60
79	8	22	1.11	0.53	0.46	0.42	1.15	45
80	9	9	0.50	0.29	0.21	0.39	0.90	33
79	8	25	0.30	0.36	0.18	0.24	0.67	25
80	7	7	0.50	0.12	0.26	0.22	0.76	20
80	7	8	0.70	0.27	0.15	0.19	0.91	27
80	7	10	0.33	0.23	0.20	0.25	0.80	28
80	8	25	0.36	0.15	0.14	0.25	0.49	20
80	8	26	0.47	0.15	0.18	0.27	0.86	30
80	8	28	0.52	0.23	0.15	0.21	0.73	18
80	9	8	0.54	0.25	0.32	0.37	1.02	30
80	7	4	0.26	0.15	0.18	0.22	0.72	无台风
80	7	6	0.43	0.15	0.13	0.13	0.75	无台风
80	8	23	0.23	0.11	0.12	0.17	0.52	无台风
80	8	24	0.34	0.15	0.15	0.17	0.57	无台风
80	9	5	0.41	0.13	0.16	0.17	0.63	无台风
80	9	6	0.57	0.23	0.17	0.18	0.97	无台风

注：计算时次都为 20 时，单位为  $10^{-10}\text{sec}^{-2}$ 。

表 2

低 纬 度 大气状态	$\overline{ A }$	$\overline{ B }$	$\overline{ C }$	$\overline{ D }$	$\overline{ E }$	$\frac{\overline{ B }}{\overline{ A }}$	$\frac{\overline{ C }}{\overline{ A }}$	$\frac{\overline{ D }}{\overline{ A }}$	$\frac{\overline{ C } + \overline{ D }}{\overline{ A } + \overline{ B }}$	$\frac{\overline{ E }}{\overline{ A }}$	$\frac{\overline{ E }}{\overline{ B }}$	$\frac{\overline{ E }}{\overline{ C }}$	$\frac{\overline{ E }}{\overline{ D }}$
强扰动状态	0.86	0.59	0.42	0.46	1.05	0.69	0.49	0.53	0.61	1.22	1.78	2.50	2.26
扰动状态	0.47	0.22	0.20	0.25	0.78	0.47	0.43	0.53	0.65	1.66	3.55	3.90	3.12
稳定状态	0.37	0.15	0.15	0.18	0.69	0.41	0.41	0.49	0.63	1.86	4.60	4.60	3.83
平 均	0.57	0.32	0.26	0.30	0.84	0.56	0.46	0.53	0.63	1.47	2.63	3.23	2.80

注：平均状态中的各项比值是由平均的各项值计算得到的。

2) 低纬度大气中的斜压作用项在计算区域有台风(即大气处于扰动或强扰动状态)时要大。并且一般而言,台风越强,斜压作用项越大。但是,各状态中斜压作用项与平流项或散度项的比值相差不大;垂直输送项和扭转项的绝对值之和与平流项和散度项的绝对值之和的比值更接近,为0.61—0.65。

3) 大气状态越趋稳定,散度项的量值越小。在稳定状态和一般扰动状态中,散度项量值约为平流项的一半,与垂直输送项约略相等,但比扭转项稍偏小。

4)  $\beta$  项是所有各项中最大的,可见  $\beta$  作用是低纬度大气运动的主要特征之一。大气状态越趋稳定, $\beta$  项量值亦因  $v$  趋小而变小。但是,大气越不稳定,因垂直和水平运动越大,其他各项越大, $\beta$  项的作用相对而言(即  $\beta$  项与其他各项的比值)要变小。

致谢:本文承南京大学气象系伍荣生副教授的热情指导,中央气象台提供格点风资料,王爱平和袁晓明同志参加部分资料工作,在此一并表示衷心感谢。

### 参 考 文 献

- [1] Reeves, R. W., et al., Relationships between large-scale motion and convective precipitation during GATE, Mon. Wea. Rev. 107, No. 9, 1154—1167, 1979.
- [2] 丁士晟等,计算垂直速度的几个问题,暴雨文集,189—195, 1978.
- [3] 巢纪平、伍荣生,热带运动的尺度分析,大气科学,4, No. 2, 103—110, 1980.
- [4] Hovermale, J. B., Dominant factors influencing the accuracy of track forecasts in dynamical hurricane models. Paper of International Symposium on Typhoon, October 1980.
- [5] Holton, J. R., An Introduction to Dynamic Meteorology, 1972.