

北上热带气旋变性发展过程的诊断分析

孙力 郑秀雅

(吉林省气象科学研究所)

提 要

本文用完全的 ω 方程, 对一个北上热带气旋(8509号台风)的变性发展过程进行了诊断研究, 并和与此台风前期路径及强度相似, 但进入西风带后很快消失的8406号台风的诊断结果进行对比。结果表明: (1) 在热带气旋阶段, 积云对流加热和大尺度凝结加热是维持其垂直运动的主要因子; (2) 温度平流是造成其变性发展的主要原因和先决条件; (3) 积云对流加热亦有重要贡献, 并对台风暴雨区的降水有明显的补充和加强作用。

一、引 言

我国东部沿海北上或登陆后北上的台风, 在移动过程中, 一部分减弱消失, 但也有的减弱后又与西风带系统相遇, 在有利的大尺度环境条件下, 台风低压再度变性发展, 造成的强风暴雨灾害, 是盛夏季节危害我国北方的重要天气过程。据统计, 1954—1988年, 吉林省14次大范围特大暴雨中有12次受台风影响。可见处在中高纬度的东北地区, 台风对它的影响也是巨大的。人们对此做过不少天气气候方面的研究〔1〕、〔2〕, 并积累了许多有益的预报经验。相比之下, 对一直深入到东北地区并变性发展的台风所做的动力学方面的诊断研究却不多。

1985年9号台风是这一年影响我国东北地区的强台风之一, 本文使用完全的 ω 方程, 重点讨论了这一典型个例, 并和与此台风前期路径及强度相似, 但进入西风带后很快消失了的8406号台风的诊断结果进行了对比分

析, 得到了一些有意义的结果。

二、8509及8406号台风的演变过程

8509号台风*北上过程可以分为三个阶段: 8月17日08时—18日20时, 处于热带气旋阶段。此阶段中系统位于带状副热带高压西南侧, 与中纬西风带基本分离, 降水较为对称, 其强度是减弱的。19日08—20时, 是变性发展阶段。这时在台风中心西北方向, 中低层有冷空气侵入, 19日08时地面冷锋北段进入台风倒槽(图1), 台风开始受西风

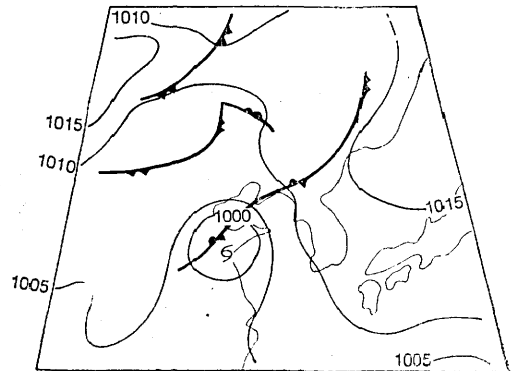


图1 1985年8月19日08时地面天气图

* 因系历史个例, 本文仍采用原有名称和标准。

带系统影响,强度明显加强,19日20时中心气压下降到980hPa,最大风速也增加到40 km·h⁻¹(图2),达到其最强时的强度。20

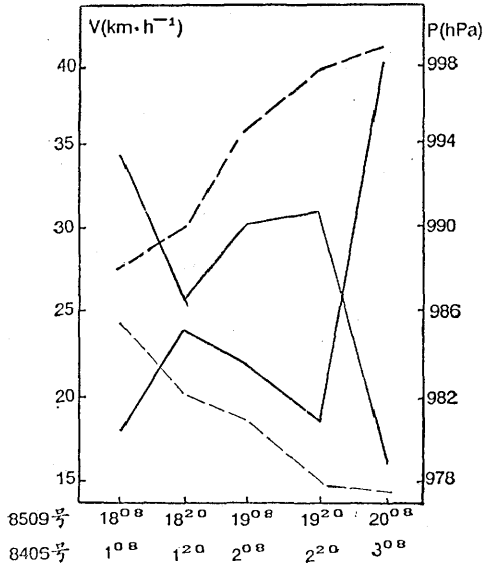


图2 8509号及8406号台风强度变化

粗(细)实线为8509号台风中心地面气压(最大风速);粗(细)虚线为8406号台风中心地面气压(最大风速)

日08时以后,其强度再次明显减弱。受它的影响,东北各省先后出现了暴雨和大暴雨。这是一个北上台风与西风带系统相互作用的典型个例。8406号台风生成后也曾一度发展成强台风,但北上过程中强度逐渐减弱,进入西风带后也未恢复,8月3日08时在渤海消失。对东北地区来说,此台风只在辽宁中部和东南部的部分地方下了大雨,其影响程度及范围远远不如8509号台风。

三、诊断结果

完全的 ω 方程可以写为(3):

$$\nabla^2 \sigma \omega + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = f \frac{\partial}{\partial p} J(\psi, \xi_s) + \pi \nabla^2 J(\psi, \theta) - 2 \frac{\partial}{\partial p} J \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial t}, \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial t} \right) - \frac{\partial}{\partial p} \beta \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial}{\partial t} \psi - f \frac{\partial}{\partial p} \left(\xi \nabla^2 \chi \right) - f \frac{\partial}{\partial p} \left(\nabla \chi \cdot \nabla \xi_s \right) + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\omega \frac{\partial \xi}{\partial p} \right)$$

$$+ f \frac{\partial}{\partial p} \left(\nabla \omega \cdot \nabla \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) - \pi \nabla^2 (\nabla \chi \cdot \nabla \theta) - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 (H_s + H_{L1} + H_{L2}) + f \frac{\partial}{\partial p} g \frac{\partial}{\partial p} \left[\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right]$$

其中 $\sigma = -\pi \frac{\partial \theta}{\partial p}$, ($\pi = \frac{RT}{p\theta}$)是静力稳定度参数, τ_x 和 τ_y 是 x 及 y 方向的地面摩擦力, H_{L1} , H_{L2} , H_s 分别为大尺度凝结加热, 积云对流加热和感热加热率。其它为常用变量和参数。略去方程中的摩擦项,然后将方程右端合并为7个分项强迫项:

涡度平流项:

$$f \frac{\partial}{\partial p} J(\psi, \xi_s),$$

温度平流项: $\pi \nabla^2 J(\psi, \theta)$,

变形倾向项:

$$-2 \frac{\partial}{\partial p} J \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \psi}{\partial t}, \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial t} \right) - \frac{\partial}{\partial p} \beta \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial \psi}{\partial t},$$

辐散项: $-f \frac{\partial}{\partial y} \xi \nabla^2 \chi$

$$-f \frac{\partial}{\partial p} \left(\nabla \chi \cdot \nabla \xi_s \right) + f \frac{\partial}{\partial p}$$

$$\left(\omega \frac{\partial \xi}{\partial p} \right) + f \frac{\partial}{\partial p} \left(\nabla \omega \cdot \nabla \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) - \pi \nabla^2 (\nabla \chi \cdot \nabla \theta),$$

大尺度加热项: $-\frac{R}{c_p p} \nabla^2 H_{L1}$,

积云加热项: $-\frac{R}{c_p p} \nabla^2 H_{L2}$,

感热加热项: $-\frac{R}{c_p p} \nabla^2 H_s$ 。

我们选取大约25—55°N, 103—143°E的范围为计算区域, 格距150km, 垂直方向将1000hPa至100hPa等距地分为10层。感热(H_s)和大尺度加热(H_{L1})是采用文献[4]的方法计算的, 积云对流加热(H_{L2})采用了

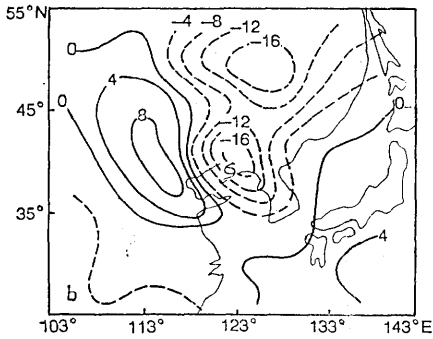
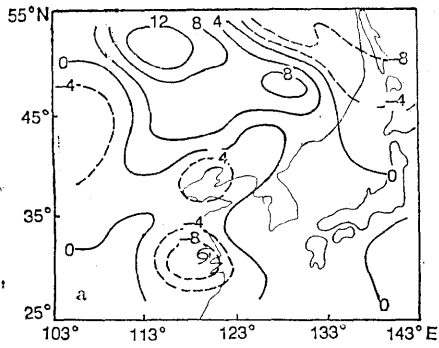


图3 500hPa层垂直速度分布
(单位: $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

a: 1985年8月18日20时; b: 1985年8月19日20时

Kuo(5) (1974) 的积云对流参数化方案。

图3a、b分别表示1985年8月18日20时和19日20时500hPa层的垂直运动分布, 我们可以看到, 台风变性发展前后上升运动的强度和范围有明显变化, 这与该台风的强度变化是一致的。18日20时最大上升运动 $\omega_M = -10.3 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 范围局限于台风中心附近, 并与卫星云图上典型的台风云系有较好的配合(图略)。变性发展阶段的19日20时, 最大上升运动达 $\omega_M = -17.8 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 强度增加了72%, 主要的上升运动区在台风中心及其东侧, 并一直向北偏东方向伸展, 同时台风西北侧有一条下沉运动带逼近其中心附近, 前者与台风及其以北冷锋所造成的云雨带相对应, 而后者则与从台风西北部侵入的冷空气相配合。对8509号台风及8406号台风的计算结果表明, 涡度平流项、辐散项、变形项、摩擦项及感热强迫出的垂

直运动的量值较其他几项的量值要小, 故这里重点讨论温度平流、积云对流加热和大尺度凝结加热对台风系统垂直环流维持和发展及减弱的影响。

17日08时—18日20时, 8509号北上台风处在热带气旋阶段, 温度平流强迫出的垂直运动比较小, 主要上升运动区位于台风的西北方向, 其分布与总的 ω 分布差别较大(图4a), 18日20时最大上升运动 $\omega_M = -8.1 \times 10^{-3}$

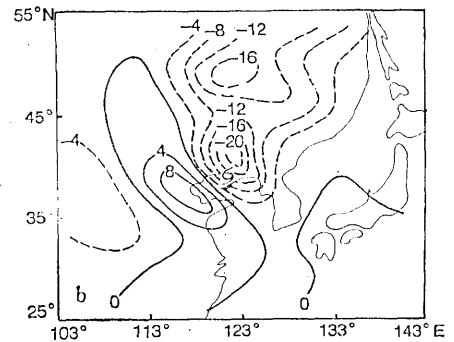
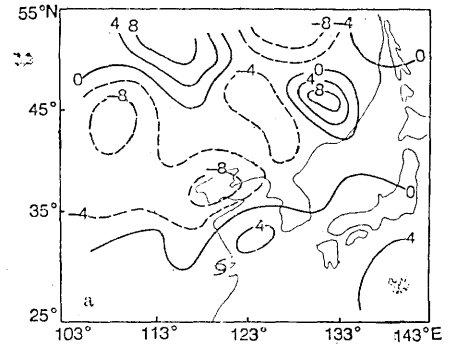


图4 500hPa层温度平流强迫出的垂直速度分布(单位: $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

a: 1985年8月18日20时;

b: 1985年8月19日20时

$\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 故此时温度平流并非是台风系统垂直环流维持的主要原因。但这一阶段积云对流加热强迫出的上升速度却十分明显, 无论是强度还是分布都与总的 ω 分布相类似(图5a), 18日20时最大上升运动可达 $\omega_M = -11.3 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。大尺度凝结加热强迫出的垂直运动也有与之相类似的特点(图6a), 台风中心附近最大上升运动 $\omega_M = -8.6 \times$

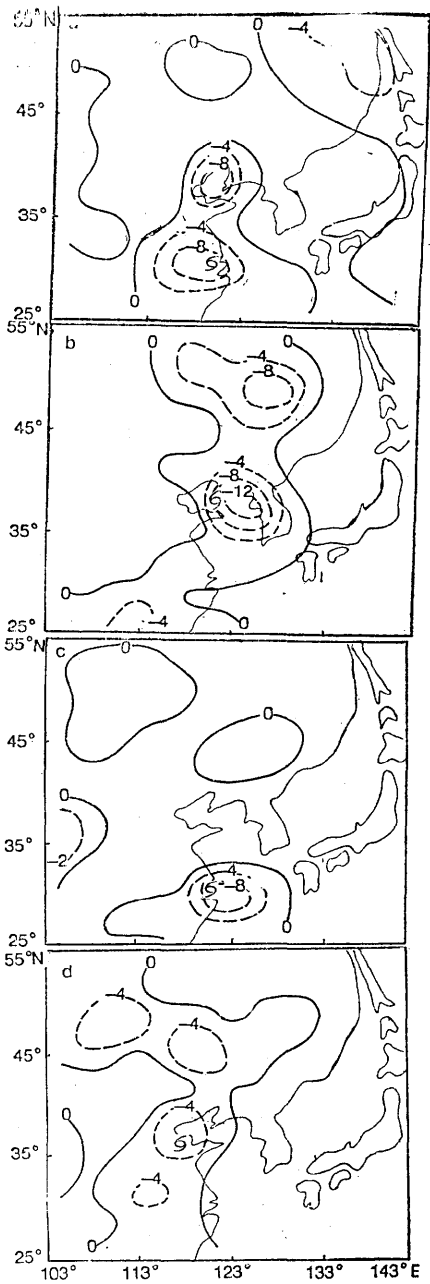


图5 500hPa层积云对流加热强迫出的垂直运动分布(单位: $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)
 a: 1985年8月18日20时; b: 1985年8月19日20时;
 c: 1984年8月1日20时; d: 1984年8月2日20时
 $-3 \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 东北地区呈带状分布的上升运动区与当时锋面位置有着很好的一致性。

与8509号台风相类似, 8406号台风在未入西风带之前(以1984年8月1日20时为

例), 温度平流对系统垂直运动的贡献也很小(图略), 其次级环流的维持主要靠积云对流强迫(图5c)及大尺度凝结加热强迫(图略)的作用。图5c中台风附近的上升运动分布与此台风总的 ω 分布是基本一致的(图略)。

19日08—20时, 8509号台风的变性发展阶段, 温度平流强迫出的垂直运动较前一阶段有了迅速增长, 发展初期(19日08时)此因子较其它因子的作用更为显著(图略), 19日20时台风附近该项造成的最大上升运动可达 $\omega_M = -20.8 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 且分布与图3b中的分布十分类似(图4b)。此时积云对流加热强迫出的垂直运动亦有所增长, 台风中心附近最大上升运动 $\omega_M = -13.3 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ (图5b), 且图中两个上升运动中心与暴雨区也十分吻合(降水量图略)。19日20时, 大尺度凝结加热造成的上升运动区呈东北西南向带状分布(图6b), 与当时

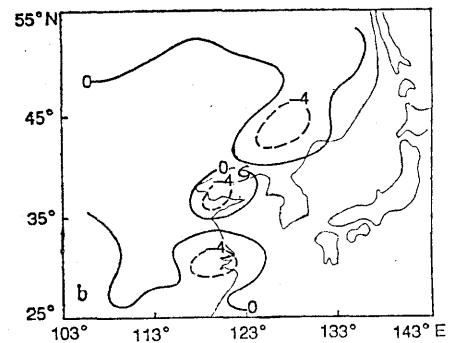
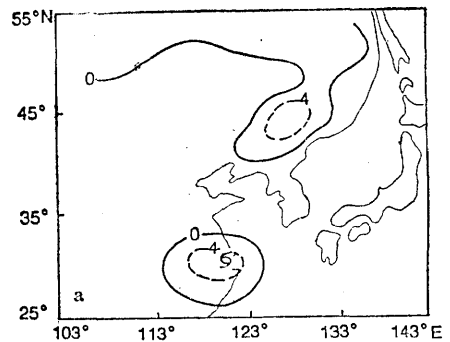


图6 500hPa层大尺度凝结加热强迫出的垂直运动分布(单位: $10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

a: 1985年8月18日20时; b: 1985年8月19日20时

台风及地面锋区有较好的配合，中心最大上升运动 $\omega_M = -5.4 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ，是此阶段垂直运动维持的不可忽视的因子。但潜热释放对北上台风的变性发展的作用不如积云对流加热明显。

8406号台风进入西风带后，由温度平流造成的垂直运动虽略有增长，但强度及范围与8509号台风相比相差甚远（图略），即系统周围没能提供一个使其再次得以发展的有利环境，系统本身不能通过大尺度运动而得到水汽补充，使得此时的积云对流强迫（图5d）及大尺度凝结加热强迫（图略）作用均有明显减弱，这是此台风很快减弱消失的重要原因。这一点从附表的结果也能得到证实，附表给出的是水汽的大尺度水平通量散

附表

水汽的大尺度水平通量散度的区域平均、垂直积分值

（单位： $10^2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$ ）

层次 (hPa)	8509 号 台 风				8406 号 台 风			
	18日20时	19日08时	19日20时	20日08时	1日20时	2日08时	2日20时	3日08时
1000—900	1.16	3.68	2.98	-1.52	0.38	-4.94	-6.97	-4.85
900—800	-0.89	1.63	2.03	-0.60	-1.56	-4.55	-3.95	-3.46
800—700	-2.62	-0.46	0.89	-1.62	-2.84	-1.89	-1.45	-2.48
700—600	-3.01	-1.24	0.23	-2.51	-2.85	-0.18	-0.68	-1.36
600—500	-2.09	-1.00	-0.11	-2.76	-0.37	0.13	-0.48	-0.43
500—400	-0.93	-0.61	-0.38	-2.37	0.19	0.05	-0.39	-0.24
400—300	-0.16	-0.35	-0.61	-1.31	0.11	0.01	-0.14	-0.38
300—200	-1.53	-0.14	-0.42	-0.30	0.04	0.02	0.01	-0.15
200—100	-1.53	-0.02	-0.07	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02
1000—100	-11.64	1.49	4.54	-12.94	-6.89	-11.33	-14.03	-13.33

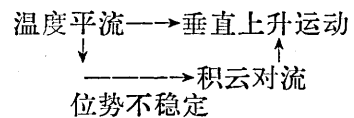
四、讨 论

综合以上结果可知，台风在热带气旋阶段，积云对流加热和大尺度凝结加热是维持台风系统垂直运动的主要因子。而在其变性发展阶段，温度平流是使台风系统垂直运动增强的主要因子和先决条件，积云对流加热

度的区域平均，垂直积分值 $-\frac{1}{g} \int \mathbf{V} \cdot \nabla q v d p$

（区域面积大约 $8.1 \times 10^{11} \text{ m}^2$ ，包括整个台风系统），我们可以看到，8406号台风北上过程中，大尺度水平运动都是使台风区域内水汽逐渐减少的，尤其以2日20时的减少最为显著。而8509号台风与此情况正好相反，虽然18日20时大尺度水平运动也使台风区域水汽趋于减少，但在其变性发展阶段，对流层中下层很厚的一层内大尺度水平运动都是使水汽向台风区域内集中的，整层积分结果，此项为正值（有净的水汽流入），这也正是8509号台风在其变性发展阶段积云对流能再次得以增强的原因之一。

亦有重要贡献，两者是引起台风变性发展的重要物理原因。它们之间的关系可以表示成：



即温度平流本身不仅造成了较大的上升运动，而且也增强了台风附近大气层结的位

势不稳定, 从而进一步促使积云对流发生, 积云对流又使上升运动进一步得到发展。

参 考 文 献

- [1] 蒋尚城等, 登陆北上的减弱台风所导致的暴雨——半热带系统暴雨, 气象学报, 39 (1), 1981, 18—27。
[2] 蒋尚城, 中低纬系统的相互作用和大范围暴雨, 北方天气文集(4), 北京大学出版社。
[3] Dimego, G.J., and L.F. Bosart, The

transformation of tropical storm agues into an extratropical cyclone Part I: the observed fields and vertical motion computation, Mon. Wea. Rev., 110, 385—411, 1982.

- [4] 丁一汇, 天气动力学中诊断分析方法, p114, 科学出版社。
[5] Kuo, H.L., Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, J. Atmos. Sci., 31, 1232—1240, 1974.

A diagnostic analysis on a northernward neurtcance in its developing process

Sun Li Zheng Xiuya

(Meteorological Institute of Jilin Province)

Abstract

In this paper, a northernward neurtcance (8509) in its developing process was analysed using the full ω -equation. The result was compared with another typhoon (8406) whose early path and intensity were similar with 8509. The results show, (1) In the stage of tropical cyclone, the cumulus convective heating and large-scale latent heating are the main factors to maintain its vertical motion. (2) Temperature advection is the main cause and prior-condition to the reurtcance. (3) cumulus convective heating also makes its important contribution to the reurtcance, and has evident supplant and strengthening effectness to the precipitation of typhoon rain area.