

华东地区台风暴雨的诊断研究^{*}

胡 坚

(上海台风研究所)

提 要

本文利用一个空间滤波器将物理量分解为天气尺度和次天气尺度,以两个路径相似但环流形势不同的台风暴雨作为例子,对不同尺度的环流及其动能平衡进行诊断研究,结果表明:中、低纬环流系统能否进行相互作用是决定台风暴雨强度和范围的一个重要条件.在8209号台风过程中,这种相互作用是明显的,因而,8209号台风暴雨的强度和范围均显著大于8304号台风.同时,8209号台风暴雨的能量过程突出地反映在次天气尺度的动能场上,相反,在8304号台风过程中,以天气尺度的能量过程为主要的能量特征.本文还特别指出,不能简单地认为登陆台风是一个动能的“准封闭系统”,在8209号台风过程中,台风从中、低层向外输出的次天气尺度动能是造成台风环流之外暴雨的一个重要物理过程.

关键词:滤波;相互作用;能量平衡.

一、引 言

台风暴雨是台风产生的严重灾害之一,但并非所有登陆台风都带来暴雨,即使同一路径的台风,它们的降水量也可能相差甚大.因此,揭示台风暴雨的成因是台风预报的一个重要课题.

一般认为,大范围的台风暴雨主要有三类:台风环流本体暴雨、台风与西风带系统相互作用造成的暴雨和台风与热带系统共同作用产生的暴雨.其中,前两类是影响我国的最主要的台风暴雨.从成因来看,第一类暴雨是中尺度螺旋云带中强烈上升气流导致的结果,一般情况下,这类暴雨雨量大多与台风强度成正比;第二类暴雨可以分为直接和间接相互作用两种,所谓直接是指台风与西风带扰动这两类不同性质的系统相遇,导致“半热带性质”的暴雨扰动加强,所谓间接,是指台风通过加强天气尺度的低空急流,将大量暖湿空气朝相隔千里的内陆地区输送,造成内陆地区的暴雨天气.

本文试图就上述两类台风暴雨,通过个例进行分析,将气象要素场分解为天气和次天气尺度,着重从能量学角度,揭示台风和天气尺度环境场及其相互作用产生暴雨的物理过程.

二、资料与计算方法

8304号台风暴雨和8209号台风暴雨分别是由于台风本体环流和台风与西风带系统相互作用造成的.本文选择这两个例子,利用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的网格点($5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格距)客观分析资料,分析和计算天气和次天气尺度的位势高度场及动能平衡项.计算范围为 $20^{\circ} - 40^{\circ} \text{N}$, $105^{\circ} - 135^{\circ} \text{E}$;垂直方向取7层:100、200、300、

1989年1月17日收到,10月21日收到再改稿.

^{*} 本文为台风基金资助课题.

500、700、850 和 1000hPa. 计算时间包括 1982 年 7 月 26 日—8 月 2 日和 1983 年 7 月 21 日—28 日.

文中应用了一个修正加权函数的空间滤波器, 其形式如下:

$$f(i, j) = f_0(i, j) + \frac{\sum_{n=1}^N w'_n \cdot D_n}{\sum_{n=1}^N w'_n},$$

这里,

$$D_n = f_n(x, y) - f_0(x, y), f_0 = \frac{\sum_{n=1}^N w_n \cdot f_n(x, y)}{\sum_{n=1}^N w_n},$$

其中, $w_n = \exp\left(-\frac{r_n^2}{4C}\right)$ 为距离权重函数; $w'_n = \exp\left(-\frac{r_n^2}{4G \cdot C}\right)$, ($0 < G < 1$) 为修正的权重函数, C 是一个与空间波长有关的参数.

本文定义波长 1500km 以下的系统为次天气尺度, 2000km 以上的系统称为天气尺度系统 (其中包括了行星尺度系统). 为了反映出这两类系统的特征, 取 $C = 6.0 \times 10^{-11}$, $G = 0.4$, 由此构成的响应函数如图 1 所示. 可以看到, 这是一个低通滤波器, 波长为

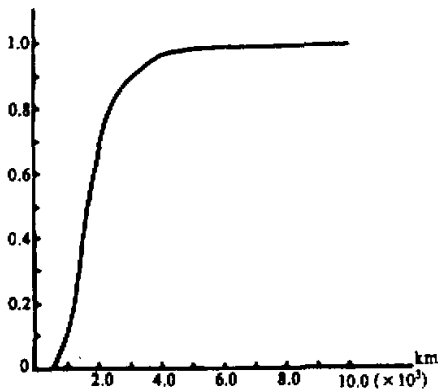


图 1 取 $C = 6.0 \times 10^{-11}$, $G = 0.4$ 的低通滤波器的响应函数

1500km 左右的波动衰减了 60% 以上, 1000km 左右的波则衰减了 90% 以上, 基本上滤去了次天气尺度波, 保留了天气尺度波. 这样, 任一物理量可以写为:

$$F = \tilde{F} + F^*,$$

其中, $\tilde{F}$ 表示天气尺度特征, F^* 则代表了次天气尺度的扰动. 但是, 由于本文资料的格距是 5 个经、纬度及其在一定程度上的滤波作用, 因此, 讨论小于 1000km 的波动是没有意义的, 而本文所谓次天气尺度扰动主要是指与台风尺度相当的 1000—1500km 的波动.

据此, 可以推导出天气和次天气尺度的

的动能平衡方程:

$$\begin{aligned} \int_{p_b}^{p_t} \frac{\partial \tilde{k}}{\partial t} dp &= - \int_{p_b}^{p_t} \nabla \cdot (\tilde{v} \cdot \tilde{k}) dp - \int_{p_b}^{p_t} \frac{\partial}{\partial p} (\tilde{\omega} \cdot \tilde{k}) dp - \int_{p_b}^{p_t} \tilde{v} \cdot \nabla \tilde{\Phi} dp \\ &\quad \text{(DKS)} \qquad \qquad \text{(HKS)} \qquad \qquad \text{(VKS)} \qquad \qquad \text{(GKS)} \\ &+ \int_{p_b}^{p_t} \tilde{v} \cdot \tilde{I} dp + \int_{p_b}^{p_t} RK S dp, \\ &\qquad \qquad \text{(IKS)} \qquad \qquad \text{(RKS)} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 \int_{p_b}^{p_t} \frac{\partial k^*}{\partial t} dp = & - \int_{p_b}^{p_t} \nabla \cdot (\vec{v} \cdot k^*) dp - \int_{p_b}^{p_t} \frac{\partial}{\partial p} (\omega \cdot k^*) dp - \int_{p_b}^{p_t} \vec{v}^* \cdot \nabla \Phi^* dp \\
 & \text{(DKE)} \qquad \qquad \text{(HKE)} \qquad \qquad \text{(VKE)} \qquad \qquad \text{(GKE)} \\
 & + \int_{p_b}^{p_t} (\vec{v}^* \cdot \vec{H} - \vec{v}^* \cdot \vec{I}) dp + \int_{p_b}^{p_t} RKE dp, \\
 & \qquad \qquad \qquad \text{(IKE)} \qquad \qquad \qquad \text{(RKE)}
 \end{aligned}$$

这里, $\tilde{k} = \frac{1}{2} (\tilde{u}^2 + \tilde{v}^2)$, $k^* = \frac{1}{2} (u^{*2} + v^{*2})$,

$$\begin{aligned}
 \vec{I} = & - \left[\frac{\partial}{\partial x} (u \tilde{v} - \tilde{u} \cdot \tilde{v}) + \frac{\partial}{\partial y} (v \tilde{v} - \tilde{v} \cdot \tilde{v}) + (\omega \tilde{v} - \tilde{\omega} \cdot \tilde{v}) \right], \\
 \vec{H} = & - \left[\frac{\partial}{\partial x} (\tilde{v} \cdot u^*) + \frac{\partial}{\partial y} (\tilde{v} \cdot v^*) + \frac{\partial}{\partial p} (\tilde{v} \cdot \omega^*) \right],
 \end{aligned}$$

其中, DKS、HKS、VKS 和 GKS 分别为天气尺度动能的变化、水平输送、垂直输送和制造项, IKS 为天气和次天气尺度动能的非线性相互作用项, RKS 为网格和次网格尺度的相互作用项(作为余项处理), 次天气尺度动能平衡中的各对应项与上述意义类似, 其余符号均为气象上常用的符号。

三、天气和次天气尺度环流背景

8209 (Andy) 和 8304 (Wayne) 号台风是两个路径和活动时期都十分相近的过程(见图 2), 在强度上, 后者还强于前者, 但由于东亚上空西风环流的不同, 造成两者在过程降水量上出现明显差异。

一般认为, 中、低纬系统进行相互作用是台风暴雨发生的有利环流背景, 图 2 是台风登陆时 500hPa 上天气尺度的位势高度场, 其中, 在 8304 号台风过程中, 东亚西风带纬向环流较强, 东亚沿海维持一个强的副热带高压中心, 显然, 这种强而平直的天气尺度环流阻碍了中、低纬系统的相互作用。而在 8209 号台风过程中, 副高偏东, 使得东亚上空等高线稀疏, 经向环流相对加强, 并有西风槽向南伸展, 相应的地面冷锋位于台风的西北侧, 这导致东西风带不同性质的系统直接发生强烈的相互作用, 结果是, 在天气尺度纬向环流较弱的东亚沿海地区, 次天气尺度扰动得以发展, 8209 号台风环流向北伸展至 30°N 附近(图略), 其环流在登陆后继续维持了三天, 相反, 由于没有适当强度的冷空气影响, 8304 号台风登陆后, 其环流仅维持了一天, 因此, 造成 8209 号台风的降水量显著地大于 8304 号台风的(见图 3)。另一方面, 由图 3 还可以看到, 8304 号台风的暴雨主要发生在 25°N 的台风中心附近; 而 8209 号台风的暴雨分布较前者的远为广泛, 延伸到了 30°N 以北, 并且在台风中心向西的 500km 附近, 还有一片暴雨区。不仅如此, 在远离台风中心数千里之外的我国西部和西北地区, 也有一片较大的降水区发展起来, 从图 2a 中, 可以看出, 这可能是由于 8209 号台风东侧的天气尺度东南气流加强, 将大量暖湿空气向西北输送的结果, 或者说, 东亚天气尺度槽的存在为中、低纬系统进行间接相互作用提供了有利条件, 但在 8304 号台风的环流形势中(见图 2b), 由

于东亚天气尺度西风环流平直,不具备这种输送条件。

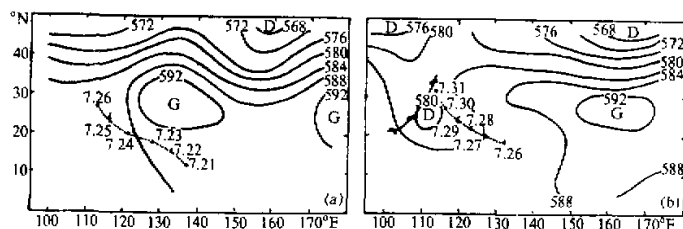


图2 500hPa天气尺度的位势高度场,单位:位势什米

图中标出了地面锋线和台风路径(点线), (a)表示1983年7月25日, (b)表示1982年7月29日。

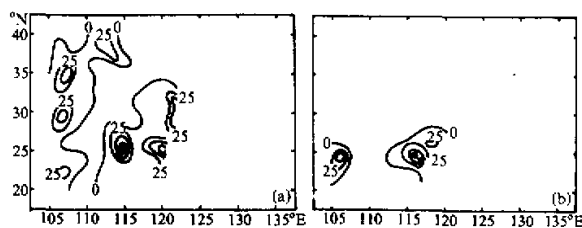


图3 24小时降水量分布,等值线间隔:0,25,50,100,200mm

(a)表示1982年7月29日05时—7月30日05时, (b)表示1983年7月25日05时—7月26日05时。

四、能量过程对台风暴雨的影响

图4为东亚区域面积平均的天气尺度动能垂直分布的逐日变化。就总体而言,在对流层中、上层,8304号台风过程中天气尺度动能值显著地大于8209号台风的。图5所示的次天气尺度动能过程则相反,即在数值上,后者大于前者,并且,后者的次天气尺度动能是不断增强的,前者则是不断地减弱。换句话说,8304号台风活动时期以天气尺度能量过程为主要特征,8209号台风活动时期的能量过程则突出地表现在次天气尺度的能量场上。因此,造成两者在降水强度上的明显差异。

进一步分析次天气尺度的动能制造过程还发现(见图5(1d)和(2d)),8209号台风登陆后,由于受北方冷空气影响,整个对流层的动能制造加强($BHE > 0$),至7月30日,在对流层中层形成一个最大正值区,这是造成当日降水量最大的一个重要原因。但是8304号台风登陆后,动能制造则是相当弱的,甚至在中、低层出现负值制造,显然,这与8304号台风登陆后,由于没有适当强度的冷空气影响(本例中未发现冷空气活动)而迅速减弱有关。

不同尺度之间动能的相互作用过程表明(见图5(1b)和(2b)),在8209号台风与西风带扰动相互作用最强的7月30日,天气和次天气尺度相互作用的结果是使得对流层中、上层次天气尺度的动能明显增大($IKS < 0$),同时,网格与次网格尺度相互作用导致网格尺度的动能减小(见图5(1c)).由此,在台风暴雨时期,可能存在着这样一种动能转换过程,即:天气尺度动能→次天气尺度动能→次网格尺度(暴雨的中尺度系统)动能。但在8304号台风过程中,不同尺度的相互作用很弱。

计算结果表明, 区域平均的次天气尺度动能的水平输送值很小, 但这并不意味着该项的作用不重要, 实际上, 它是动能在计算区域内重新分布的结果。图 6 是 500—700hPa 层上次天气尺度动能变化及其输送的水平分布。由图 6(1a)可以看出, 当 8209 号台风登陆时, 台风中的动能减小, 而在台风西北侧 500km 附近, 有一片动能增大区, 与当时台风环流西侧和北侧的两个降水中心相对应(见图 3a), 显然, 这两个降水中心不属于台风的本体环流暴雨。比较图 6(1a)和 6(1b)就会发现, 动能变化与水平输送的分布大致相同, 亦即, 在对流层中、下层, 8209 号台风及其周围动能的变化主要是动能进行水平再分布的结果。台风中因为登陆而减少的动能, 通过水平输送过程向西北方向传送到台风环流之外, 由于那里正好处于冷锋之前, 次天气尺度扰动被激发起来, 导致出现了上述台风环流外的两个降水中心。这一过程应当是台风与西风带系统进行相互作用, 导致暴雨的一个重要形式。在此意义上, 8209 号台风决不是一个动能的“封闭系统”。在 8304 号台风过程中, 情况则根本不同, 台风环流中没有次天气尺度的动能向外输出, 因而, 只能形成台风的本体环流暴雨。此时, 台风可以认为是动能的“准封闭系统”。同时期的动能制造的水平分布(图略)说明, 由于西风带冷空气的影响,

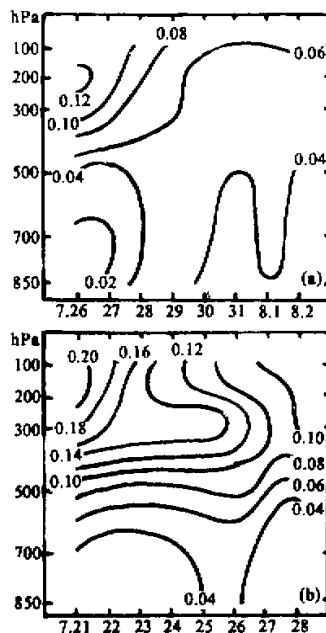


图4 面积平均(20—40°N, 105—135°E)的天气尺度动能垂直分布的逐日变化, 单位: $\times 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$
(a)和(b)分别表示 8209 号台风和 8304 号台风活动时期的动能(KS)。

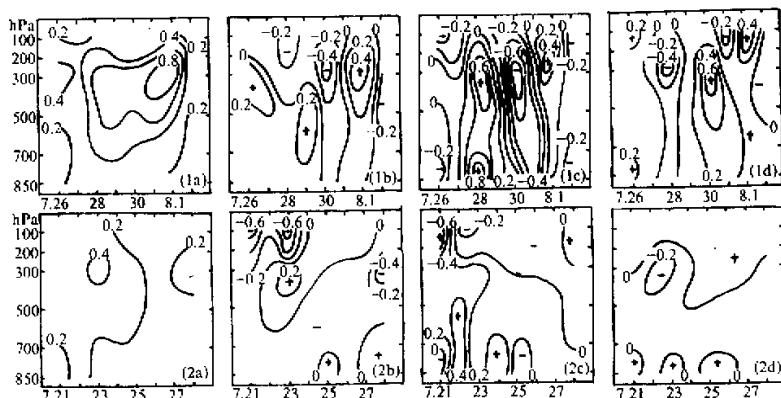


图5 面积平均的次天气尺度动能及其平衡项垂直分布的逐日变化, 单位: $\text{w} \cdot \text{m}^{-2}$, KE 为 $10^5 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$
(1a), (1b), (1c)和(1d)分别表示 8209 号台风时期的动能(KE)、天气与次天气尺度的非线性相互作用(UKS)、网格和次网格尺度的相互作用(RKE)和动能制造(GKE); (2a), (2b), (2c)和(2d)同于(1a), (1b), (1c)和(1d), 但是对于 8304 号台风时期的。

8209 号台风环流中有较大的次天气尺度动能制造($BHE > 0$),正是这一过程维持了台风中动能向外输出所需要的能源。但在 8304 号台风中, $BHE < 0$,这也是该台风登陆后迅速减弱的一个重要原因。

分析天气和次天气尺度动能非线性相互作用项(IKS)的水平分布(见图 6(2a)和(2b)),可以进一步讨论台风对于形成天气尺度中、低空急流的作用。如图 6(2a)所示,在 8209 号台风登陆之前,台风环流的东北侧出现一片 $IKS > 0$ 的区域,并向着 $30^{\circ}N$ 以北的我国内陆地区伸展,这与图 2b 中所示导致内陆强降水的东南气流的分布大致相同。这一事实可能表明,台风通过非线性相互作用过程,使天气尺度的气流加强,以此来影响远离台风本身的内陆地区降水。当然,这一过程的实现是以中、低纬的环流系统能够进行相互作用为背景的。很明显,在如图 6(2b)所示的 8304 号台风中,就不出现这一过程。

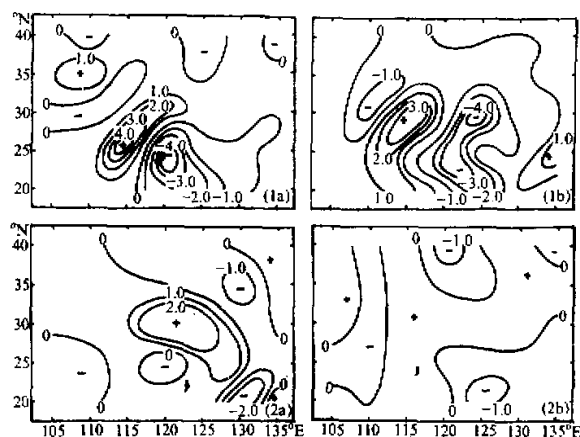


图 6 500—700hPa 层的动能平衡项的水平分布 单位: $w \cdot m^{-2}$.

(1a), (1b) 和 (2a) 分别表示 1982 年 7 月 29 日的次天气尺度动能的变化(DKE)、水平输送(HKE)和 1982 年 7 月 28 日的天气和次天气尺度的相互作用项(IKS); (2b) 表示 1983 年 7 月 25 日的 IKS 。

综上所述,在中、低纬环流系统发生相互作用的有利条件下,可以认为,有三种物理过程造成了 8209 号台风的暴雨:一种是台风环流本身(如中尺度螺旋云带)造成的暴雨;第二种是台风登陆后,将其动能向外输送,在输送方向上激发出次天气尺度的扰动,形成暴雨;第三种是台风通过与天气尺度环境气流进行非线性相互作用,加强天气尺度气流或形成中、低层的天气尺度急流,借此,影响内陆地区的降水。

五、结 论

(1) 天气尺度环流形势是决定台风能否与西风带系统发生相互作用的背景条件,并因此影响到台风暴雨的范围和强度。在 8209 号台风过程中,东亚西风槽向南伸展,天气尺度动能较小,这有利于中、低纬环流系统进行相互作用,因此,暴雨范围较大。相反,在 8304 号台风过程中,以天气尺度的能量过程为主要特征,东亚西风环流平直,

强盛, 这种形势阻碍了中、低纬相互作用, 造成暴雨范围局限于台风环流中。

(2) 在 8209 号台风活动时期, 计算区域的能量过程突出地表现在次天气尺度的动能平衡上, 并且, 动能数值较大, 台风登陆后, 由于受到冷空气影响, 整个对流层的动能制造加强, 在发生大范围暴雨时期(如 7 月 30 日), 似乎存在着这样一种动能转换过程: 天气尺度动能 $\rightarrow$ 次天气尺度动能 $\rightarrow$ 次网格尺度(中尺度)动能。在 8304 号台风过程中, 由于没有冷空气活动, 次天气尺度的动能过程很弱。

(3) 8209 号台风的暴雨可以归因于三种物理过程: 台风环流本身的中尺度过程、台风中次天气尺度动能向外输出以及台风与环境流场相互作用造成中、低空天气尺度气流加强的过程。8304 号台风的暴雨只具有上述的第一种过程。

参 考 文 献

- [1] 包澄渊, 1987, 台风暴雨的研究, 全国台风会议文集, (1985), 气象出版社。
- [2] 丁一汇, 1989, 天气动力学中的诊断分析方法, 科学出版社。
- [3] 蒋尚城、张博、周鸣盛、刘盎然, 1981, 登陆北上减弱的台风所导致的暴雨——半热带系统暴雨, 气象学报, 39, No.1, 18—27。
- [4] 谢安、肖文俊、陈受钧, 1982, 登陆台风的能量学分析, 气象学报, 40, No.3, 289—299。

DIAGNOSTIC STUDY OF TYPHOON STORM RAINFALL IN EASTERN CHINA

Hu Jian

(Shanghai of Institute Typhoon)

Abstract

A low-pass filter is used to separate the flow into synoptic and subsynopticscale components. There are two examples of typhoon storm rainfall — Andy (1982) and Wayne (1983). They are with similar tracks, but their circulation types are different. The circulation types of different scales and kinetic energy balance are diagnosed. The results show that the interaction between low and mid-latitudes in Andy (1982) case is evident. Thus, the intensity and area of Andy (1982) storm rainfall are greater obviously than those of Wayne (1983), while energy processes of Andy (1982) show mainly in subsynoptic-scale kinetic energy field but that of Wayne (1983) in synoptic-scale kinetic energy field. It should be indicated that the landing typhoon has not been considered as a quasi-closing system of kinetic energy. In Andy (1982) case, subsynoptic-scale kinetic energy, which is transported from the middle and the lower troposphere of Andy (1982), is an important physical process that brings about storm rainfall the typhoon.

Key words: Filtering; Interaction; Kinetic energy balance.