

# 登陆台风与其外围暴雨的相互作用\*

励申申 寿绍文 王 信

(南京气象学院)

## 提 要

本文对8116号登陆台风及其环境和外围暴雨区分别作了动能平衡的诊断分析,结果表明,动能制造是三个区域动能平衡的主要能源,动能水平辐散和摩擦消耗则是主要能汇。在台风登陆减弱过程中,暴雨区的动能增加。台风区上层动能水平辐散呈显著的不对称型。台风右侧次天气尺度强风带起了向暴雨区输送动能使暴雨得到发展的作用。暴雨发生后,通过暴雨区北界向环境输送动能,于是,台风辐散的动能通过暴雨区最后输送给环境。这种动能传递过程可能是台风与环境大气相互作用引起台风衰减的机制之一。

## 一、引 言

近年来,一些作者从能量学的角度,研究了登陆台风消亡的机制。例如谢安等<sup>[1]</sup>对7613号台风登陆后由于有冷锋进入台风倒槽而迅速消亡的过程作了动能平衡分析,这是一个登陆台风受西风带系统影响而衰减的典型例子。天气分析经验表明,有的登陆台风是在没有西风带系统直接影响的情况下迅速消亡的,8116号台风就是一个典型的例子。对这类登陆台风消亡过程的研究有助于更全面地了解台风消亡的机制。

8116号台风于1981年9月22日凌晨在广东陆丰县附近登陆,22日14时以后,在其外围浙闽交界的沿海地区出现了特大暴雨,暴雨中心在浙江乐清附近,图1给出21日08—23日08时的过程降水量图,其中乐清的过程降水量达503毫米<sup>1)</sup>。根据卫星云图<sup>[2]</sup>和天气形势分析<sup>[3]</sup>,暴雨区位于副高南侧,暴雨的形成和西风带系统并无直接联系。

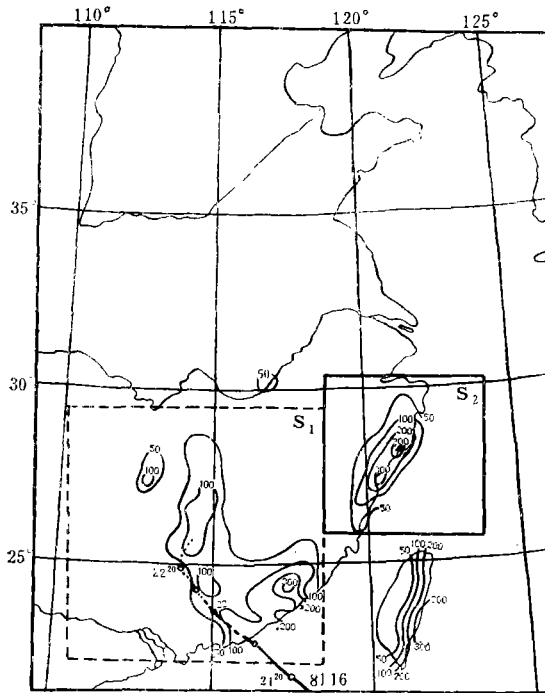


图1 9月21日08时—23日08时50mm以上过程降水量图和8116号台风路径 (▲为503mm的暴雨中心)

\* 本文于1989年5月12日收到初稿,1990年9月10日收到最后修改稿。

1) 资料取自台风年鉴。

当暴雨发生后,台风随之迅速消亡,因而外围暴雨过程在台风和环境的动能平衡过程中可能起了重要的作用。为此,本文分别计算了环境区、台风区和外围暴雨区的动能平衡。

## 二、动能平衡的计算方法

本文用常规探空资料进行客观分析得到风压场的格点资料计算动能平衡,动能平衡方程可写成:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = \frac{1}{Sg} \iint \left[ -\mathbf{v} \cdot \nabla \phi - \nabla \cdot k\mathbf{v} - \frac{\partial wk}{\partial p} \right] ds dp + R \quad (1)$$

其中  $K = \frac{1}{Sg} \iint k ds dp$ ,  $k = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$  是单位质量大气的水平运动动能,  $S$  为区域平均面积,  $ds$  为面积元,其它均为常用符号。(1)式简写为:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = G_k + HF_k + VF_k + R \quad (2)$$

上式右边各项分别表示动能制造、动能水平通量散度、动能垂直通量散度和消耗项( $R$ )。 $R$ 在计算中是作为平衡方程的余差处理,该项除了在边界层代表摩擦消耗外,还包括不同尺度运动间的动能转换以及观测和计算中产生的误差。计算环境区动能的范围如图1外框所示,总面积  $S$  为  $33.6 \times 10^{11} \text{m}^2$ 。台风区和外围暴雨区分别如图1中虚线和实线小框所示,面积  $S_1 = 6.4 \times 10^{11} \text{m}^2$ ,  $S_2 = 2.5 \times 10^{11} \text{m}^2$ 。计算时水平格距为 100 km,垂直间隔为 100 hPa。散度和垂直速度用实测风计算,上、下边界(100 hPa和 1000 hPa)的垂直速度  $\omega$  取为零,用 O'Brein 方法作了订正。

## 三、台风、环境及外围暴雨区的动能平衡分析

1981年9月22日20时—23日08时,台风由广东进入江西南部,并迅速衰减而趋于消亡。同期在台风外围浙闽交界的沿海地区发生了特大暴雨。用方程(1)计算了9月22日20时—23日08时台风区和暴雨区各层动能收支项和垂直总量,其结果分别列于表1及表2,表1中最后一行为环境区垂直积分总量。由表1可见,在台风迅速衰减过程中,环境区动能垂直积分总量的减少小于台风区,其它各项的绝对值则大于台风区。

从各层情况来看,台风区的动能在 300 hPa 以下减弱明显,而在 300 hPa 以上则略有增加。

由表2可见,暴雨区除了在边界层和中层以外,其他各层动能都增加,对流层上层增加最多。动能制造项  $G_k$  是这时期动能平衡的主要能源,其垂直分布具有双峰型特点。Kung 等<sup>[5]</sup>(1975)在计算9个强风暴个例的动能平衡时也曾指出,其中多数例子的动能产生率的垂直分布具有这种典型的双峰型特征。暴雨区和环境区  $G_k$  的垂直积分总量大小相近,但比台风区大得多,尤其在 400—100 hPa,暴雨区的动能制造率为  $14.34 \text{ W/m}^2$ ,比台风区( $6.79 \text{ w/m}^2$ )大一倍以上。原因是这个时期台风区的降水已显著减弱,暴雨区的强对流活动使对流层上层有大量的位能转换为动能。因此,区域内动能制造率的大小可

以反映区域内有无中尺度对流系统的存在或对流系统强度的差异。

整层积分动能水平通量辐散是台风区动能平衡的主要能汇之一(表 1), 可见该台风不是一个动能的“准封闭系统”, 与 7613 号登陆台风的动能平衡过程<sup>[1]</sup>不同。在对流层中下层, 动能通量水平辐合与垂直通量的辐散量级相当, 但高层动能水平辐散不能由垂直通

表 1 9 月 22 日 20 时—23 日 08 时台风区各层  
功能平衡及台风和环境区的各项垂直积分总量  
(单位:  $W/m^2$ )

气压 (hPa)	$\partial K/\partial t$	$G_k$	$HF_k$	$VF_k$	$R$
200—100	0.30	2.64	-2.07	0.39	-0.65
300—200	0.19	3.61	-3.26	0.81	-0.96
400—300	-0.44	0.72	-1.70	0.57	-0.03
500—400	-0.66	0.05	-0.66	0.19	-0.24
600—500	-0.37	0.12	0.07	-0.34	-0.22
700—600	-0.20	-0.15	0.56	-0.41	0.16
800—700	-0.48	-0.03	0.45	-0.46	-0.45
900—800	-0.59	0.99	0.30	-0.51	-1.37
1000—900	-0.27	2.00	0.16	-0.26	-2.17
1000—100 总量	-2.25	9.58	-6.15	-0.02	-5.93
环境区 1000—100 总量	-1.65	18.68	-13.78	-0.09	-6.47

表 2 9 月 22 日 20 时—23 日 08 时  
暴雨区动能平衡(单位:  $W/m^2$ )

气压 (hPa)	$\partial K/\partial t$	$G_k$	$HF_k$	$VF_k$	$R$
200—100	1.28	4.68	-1.67	0.99	-2.72
300—200	0.90	6.14	-4.46	1.45	-2.23
400—300	0.27	3.52	-2.30	0.55	-1.50
500—400	-0.10	0.60	0.70	-1.27	-0.13
600—500	-0.23	-0.46	1.33	-1.07	-0.03
700—600	0.05	-0.22	0.95	-0.51	-0.18
800—700	0.21	0.48	-0.16	-0.17	0.05
900—800	0.04	1.08	-0.69	-0.04	-0.29
1000—900	-0.32	1.86	0.04	-0.01	-2.22
1000—100 总量	2.09	17.68	-6.26	-0.08	-9.25

量的辐合相补偿, 这说明台风与环境之间的动能交换主要发生在 500 hPa 以上的高层大气中。暴雨区动能水平辐散与台风区量级相同。然而暴雨区中层的垂直通量辐散和高层辐合的值明显大于台风区, 表明暴雨区中强对流系统对动能垂直输送的作用是不可忽视的。环境区的动能水平通量辐散最大, 这是由于计算区北部高空急流的影响(见图 2)。

消耗项  $R$  是动能平衡的主要能汇, 边界层摩擦消耗大于非地转的动能制造, 因此使台风衰减。但暴雨区  $R$  项在对流层上层有很大的负值, 400—100 hPa 暴雨区  $R = -6.25 W/m^2$ , 几乎是相应层内台风区  $R (-1.64 W/m^2)$  值的 4 倍。这不能用摩擦消耗和计算误差来解释, 可理解为区域内有不同尺度运动间的动能转换, 天气尺度动能转换为次天气尺度运动, 为暴雨扰动的发展提供能源, 故该项是暴雨区高层大尺度动能平衡的重要能汇。

#### 四、台风、暴雨区和环境之间的相互作用

以上事实说明动能水平辐散和摩擦消耗是该时段台风消亡的主要原因。对于在台风衰亡过程中与摩擦消耗具有同等重要性的动能水平辐散以及台风与暴雨区能量上的联系, 下面将作进一步的分析。

##### 1. 台风与暴雨区的动能联系

台风区的动能水平通量散度在 500 hPa 以下辐合, 500 hPa 以上辐散(表 1), 高层辐散大于低层辐合, 整体作用使台风衰减, 因此台风是外部环境的动能源。暴雨区位于台风东侧, 距台风中心较远, 在台风消亡过程中它们之间是否存在能量上的联系呢? 表 3 给出 22 日 20 时—23 日 08 时平均对流层上层台风区周界动量水平通量, 表中  $A$  和  $B$  分别为台风区周界和东边界的净流出量(流入流出总和);  $B'$  和  $C$  为东边界和台风周界的总流出量。

表 3 9月22日20时—23日08时平均动能水平通量(单位:  $10^9 \text{W/m}$ )

气压(hPa)	A	B	B'	C	B/A %	B'/C %
200—100	69.9	69.5	70.5	180.3	100	39
300—200	154.2	92.0	92.3	246.4	60	37
400—300	82.6	39.9	40.7	195.6	48	39
400—100	306.7	201.4	293.5	532.3	66	38

由表可见,在 400—100 hPa 通过与暴雨区相邻边界的流出量占台风区周界动能净输出的 66%(即  $B/A$ ), 占总流出量的 38%(即  $B'/C$ )。这个事实说明台风区高层动能水平辐散具有显著的不对称性,而引起台风衰减的动能净输出中有一半以上是通过东边界向暴雨区辐散的,因此,该台风也是外围暴雨区的动能源。

2. 台风右侧次天气尺度强风带及其作用

## 2. 台风右侧次天气尺度强风带及其作用

图 2 为 9 月 22 日 20 时 400 hPa 水平风场,由图可见,8116 号台风登陆后水平风速分布明显不对称。台风中心右侧有一个中心强度为 24 m/s 的极大风速中心,大于 20 m/s 的大风核的宽度约为 300—400 km,水平伸展的长度在 1000 km 以下,这是一支次天气尺度的对流层中上层强风带。它是来自台风内的低纬暖湿空气,在向北运动过程中缓慢上升(图略),并逐渐转成偏西风,最大风速中心的位置随高度向东北方向倾斜,200 hPa 高度上,强风速中心位于浙江东部上空。这支气流在台风区上层动能水平辐散中起重要作用。

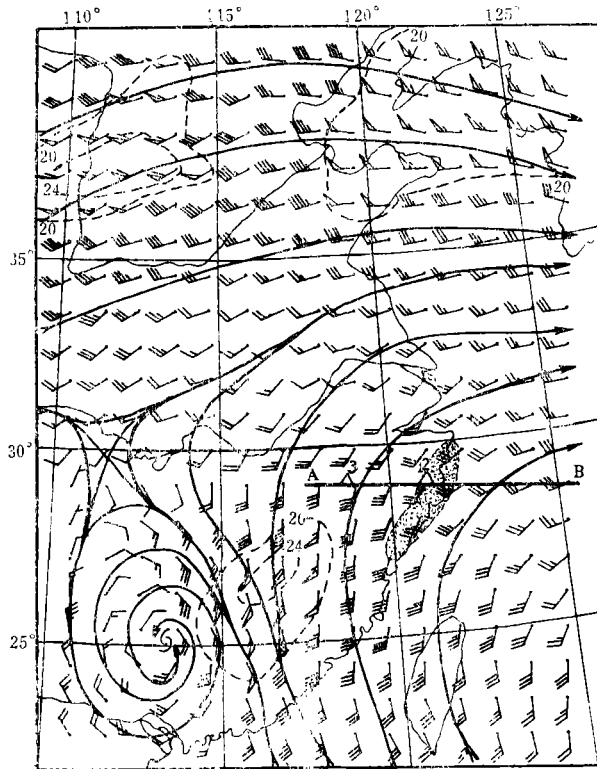


图 2 9月22日20时400 hPa 流场  
(虚线为等风速线,  $\Delta^3, \Delta^2$  分别为 300 和 200 hPa 极大风速中心, 影区为 22 日 08 时—23 日 08 时大于 50 mm 降水区)

水平辐散中起重要作用。

图 3a、b 分别为 22 日 20 时对流层上层动能水平通量 ( $uk$ ) 和水平通量散度项 ( $-\nabla \cdot vk$ ) 分布图。台风中心附近动能通量较小,动能输送大值区轴线由台风中心右侧向东北方伸展直到浙江东部沿海,图中用虚线粗箭头表示次天气尺度高空强风带,它与动能输送的大值轴线基本一致(图 3a)。动能水平通量散度项的辐散区也与天气学分析的强风带密切相关,暴雨区上空则有辐合中心(图 3 b)。由此可见,次天气尺度强风带把台风区的动能通过与暴雨区相邻的边界向暴雨区输送,在暴雨区上空产生动能水平辐合。因此可以认为,造成台风衰减原因之一的高层动能水平辐散主要是由这支强风带完成的。

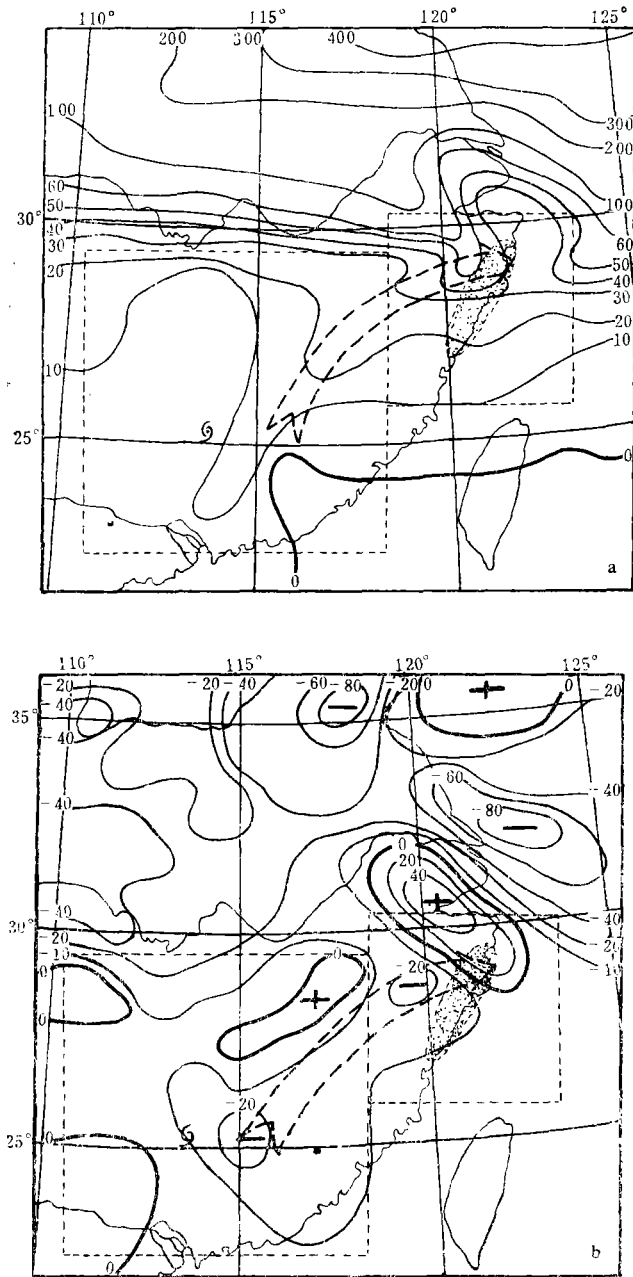


图 3 1981 年 9 月 22 日 20 时 400—100 hPa  $u\bar{\nabla}k$ (a)、 $-\nabla\cdot vk$ (b) 分布图  
(单位分别为  $10^5 W/m^2$  和  $W/m^2$ )

### 2. 外围暴雨与台风和环境的相互作用

图 4 为通过暴雨区(图 2 中 A B 方向)的高空风垂直剖面。低层是台风外围的强东风,台风中心右侧的次天气尺度强风带在 300—200 hPa 上转成偏西风,至浙江一带与低层强东风相迭加,构成了高低空强风型的垂直廓线形势。理论分析认为<sup>[6]</sup>,高低空强风型

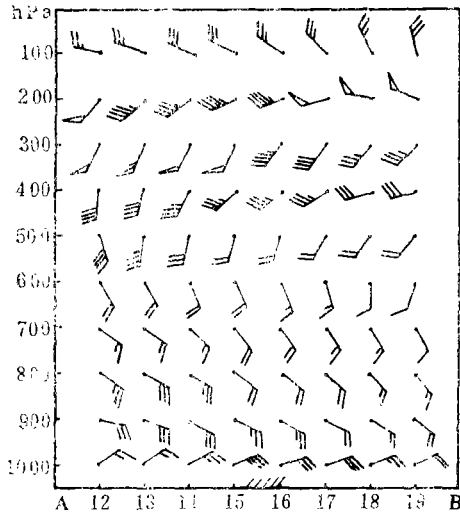


图 4 9月22日 20 时通过暴雨中心(图 2 中 AB 方向)的高空风垂直剖面  
(斜线区为暴雨区)

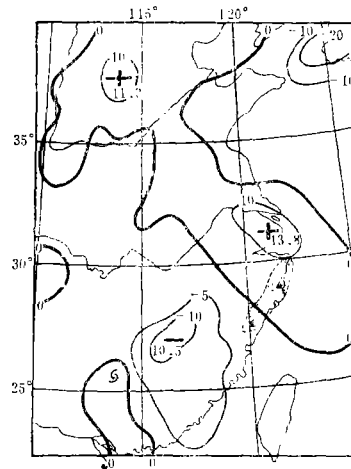


图 5 22日 20 时—23 日 08 时 1000—100 hPa  $\frac{\partial K}{\partial t}$  分布  
(单位:  $W/m^2$ )

垂直结构是有利斜压不稳定能量释放的垂直分布型。台风外围流场提供了有利暴雨发生发展的环流背景。如前所述,台风区高层动能辐散向暴雨区输送动能,因此台风是形成暴雨区高空强风的动能源。

图 5 是 22 日 20 时—23 日 08 时暴雨发生后 1000—100 hPa 动能局地变化( $\frac{\partial K}{\partial t}$ )图。台风区内的大片负值区意味着台风的迅速衰减,暴雨区的动能有所增大,尤其是暴雨区北侧长江口附近有一个动能局地加大的正值中心,强度为  $13.8 W/m^2$ 。由于该正值中心紧靠暴雨区,因此可能与暴雨对环境的反馈有关。在前一节的讨论中曾指出暴雨区高层

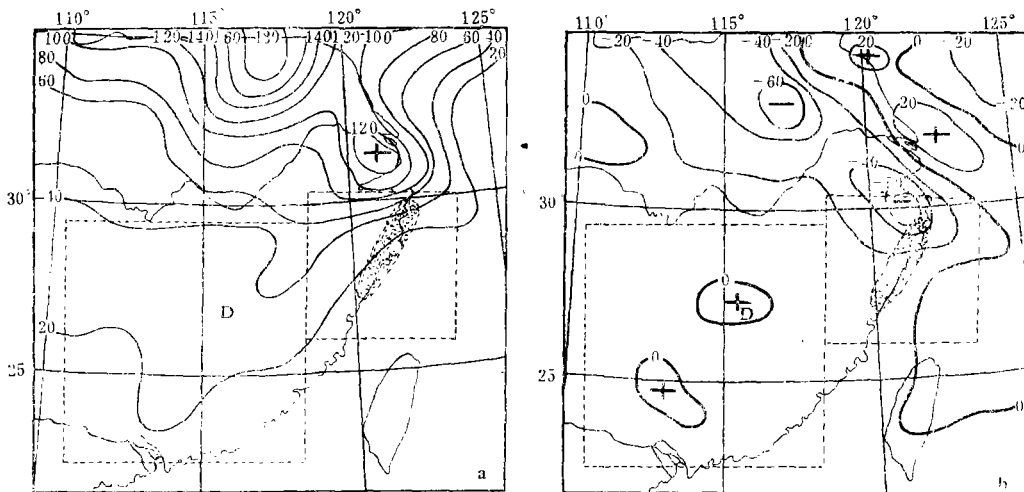


图 6 9月 23 日 08 时 400—100 hPa  $v \cdot k$ (a)和  $-\nabla \cdot vk$ (b)分布图  
(单位同图 3)

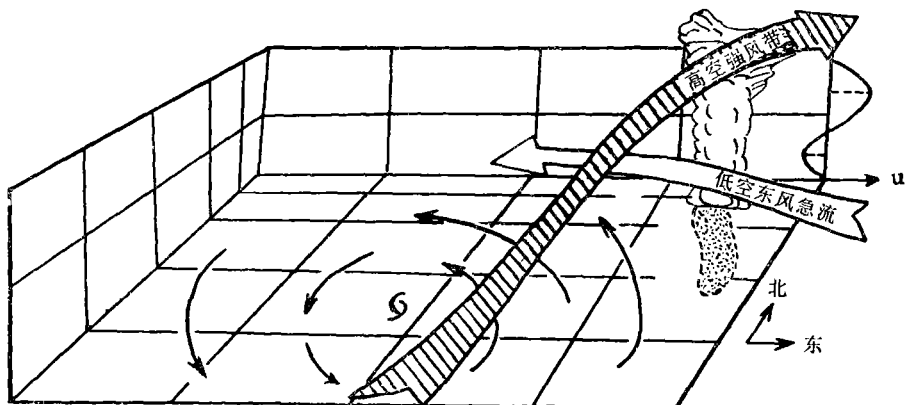


图 7 台风与外围暴雨相互作用示意图

台风向暴雨区输送动能，那么暴雨区的高层动能辐散必然是在暴雨发生后出现的。

的动能水平辐散是次要的动能汇，而 22 日 20 时暴雨区高层动能以辐合为主（图 3b），即

图 6 给出 23 日 08 时 400—100 hPa 南北向动能通量 ( $v_k$ ) 和水平通量散度项 ( $-\nabla \cdot \mathbf{v}k$ ) 分布。台风区动能输送较小，暴雨区北部等值线密集，有一个动能向北输送极大值中心（图 6a），动能通量辐散中心恰好位于暴雨区北界（图 6b）。因此，长江口附近动能局地变化极大值中心是由暴雨对环境的反馈造成的。表 2 中对流层上层动能制造有很大的正值可以说明暴雨区上空有很强的非地转气流，这与降水的潜热释放引起对流层上层等压面高度升高有关。暴雨区北侧等压面坡度加大使南风加速，将暴雨区上空的动能通过北部边界向环境输送，影响周围环境的动能变化。由这种反馈造成的高层动能辐散使暴雨本身处于减弱的环境中，此后暴雨逐渐减弱。以上事实说明外围暴雨在台风与环境的相互作用中起重要作用，外围暴雨是台风与环境相互作用的产物。

上述过程可以用一个简单的示意图表示，它着重表现了台风通过高层次天气尺度强风带将能量传输给暴雨区，暴雨区又将能量反馈给环境大气的过程（图 7）。

## 五、结论和讨论

通过以上分析，在这次台风登陆过程中，台风通过高层次天气尺度强风带向外围暴雨区输送动能，然后暴雨区又将动能传输给环境。因此外围暴雨是台风向环境输送动能的重要中间过程，对于这一结论有以下几点值得讨论。

(1) 谢安等<sup>[1]</sup>在 7613 号台风的动能平衡分析中指出，台风在动能上是一个“准封闭系统”，但它对环境大气输出有效位能使温带气旋发展。这可能是台风与西风带之间相互作用的一种形式。本例中没有强西风带系统的直接影响，登陆台风通过次天气尺度强风带向暴雨区输送动能，为暴雨的发展提供大尺度动能源，再由暴雨的反馈使环境的动能增加，这可能是台风与环境相互作用的另一种形式。

(2) 登陆台风通过支持外围暴雨的发展而使本身衰减的过程可能有一定的普遍性，对这一点可以用一些具有迅速或缓慢衰减过程的登陆台风实例从正反两方面来说明。例

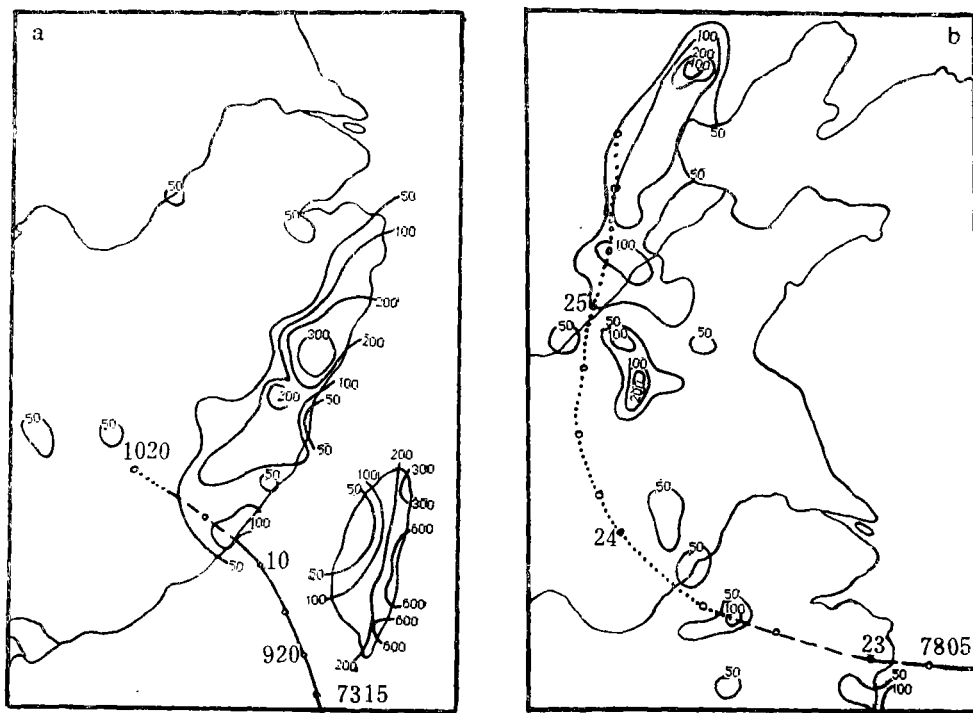


图 8 7315(a)、7805(b)台风路径和 50 mm 以上过程总雨量  
(取自台风年鉴)

如 7315 号强台风在福建晋江附近登陆后向西移动,在南风急流的影响下,温州、福鼎一带出现了特大暴雨<sup>[7]</sup>(图 8a),而后台风迅速衰亡。7805 号台风则是一个相反的例子。该台风在浙江中部沿海登陆后,先向西北然后向北移动,先后经过浙、苏、皖、豫、鲁、冀等 6 省,主要降水区集中在台风中心所经地区(图 8b)。从 23 日凌晨登陆到 25 日夜间消亡,维持达 72 小时之久,最后到达华北,在唐山附近发生了特大暴雨<sup>[8]</sup>才迅速消亡。

(3) 一般认为摩擦消耗是登陆台风减弱消亡的主要原因,但我们认为台风是一个高温、高湿和强风的高能实体,仅有摩擦消耗是不会迅速消亡的。事实上,很多登陆台风,例如 7805 号台风以及引起河南特大暴雨的 7503 号台风等,在登陆后都维持了相当长的时间。因此在很多情况下,登陆台风的显著消亡除摩擦作用外还必须要有其它的机制。登陆台风因西风带系统的进入而演变为温带气旋(如 7613 号台风等),或通过促进外围大暴雨的发展将能量传递出去使其本身消亡(如 8116 号台风等)就是较为常见的可能机制。

### 参 考 文 献

- [ 1 ] 谢安等,登陆台风的能量学分析,气象学报,40,3,289—299,1982。
- [ 2 ] 何夏江,8116(Clara)强台风移速和暴雨分析,台风业务试验研究文集,51—59,气象出版社,1986。
- [ 3 ] 郭宗汉,8116(Clara)台风与浙东特大暴雨,台风业务试验研究文集,60—65,气象出版社,1986。
- [ 4 ] O'Brein, J. J., Alternative solutions to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Meteor.*, 9, 197—203, 1970。
- [ 5 ] Kung, E. C., and T. L. Tsui, Subsynoptic-scale kinetic energy balance in the storm area, *J. Atmos. Sci.*, 32, 729—740, 1975。
- [ 6 ] 肖永生,大气静力稳定度的铅直分布和不同风速铅直廓线对天气系统发展的影响,气象学报,42,279—289, 1984。
- [ 7 ] 章基嘉,林锦瑞,励申申,急流与台风暴雨,南京气象学院学报,3,2,113—122,1980。
- [ 8 ] 蒋尚城等,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,39,1,18—27, 1981。

(下转第 49 页)



## AN ANALYTICAL STUDY ON THE PRECIPITATION IN THE FLOOD PERIOD OVER HUABEI AREA

Li Chongyin

(*LASG, Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

### Abstract

Based on the analyses in observational data, it is indicated that the precipitation in the flood period over Huabei area has low-frequency oscillations with different time scale. The quasibiennial period variation of precipitations is very obvious and it has close relations with QBO. The 16-year quasi-periodical variation of precipitations is also in existence. It has been found that the precipitations over Huabei area in summer has clear 30-60 day oscillation for the rainy years, while this oscillation is not obvious for the drought years.

An important influence of ENSO on the precipitation in the flood period over Huabei area is investigated. In general, the precipitation in the flood period in El Niño year is less than normal, but more in inverse El Niño year. The anomalies of general circulation caused by El Niño is a direct reason to produce anomalous variation of the precipitation. On other hand, the influences of general circulation in the high-latitude and pole area on the precipitation in the flood period over Huabei are discussed in this paper.

(上接第40页)

## THE INTERACTION BETWEEN THE LANDED TYPHOON AND ITS EXTERNAL HEAVY RAIN

Li Shenshen    Shou Shaowen    Wang Xin

(*Nanjing Institute of Meteorology*)

### Abstract

In this paper, the kinetic energy balance for a landed typhoon labelled 8116 and its environment as well as the external heavy rain area has been diagnostically examined. The results show that the kinetic energy production term is the major energy source in all the three regions, while the kinetic energy horizontal divergence term and the friction term are the major sinks. The increase of kinetic energy in the external heavy rain area is closely connected with the typhoon weakening process. The horizontal divergence at the upper level of the typhoon displays asymmetrical distribution. A subsynoptic-scale strong wind band at the right flank of the typhoon plays important roles in transporting the kinetic energy into the external heavy rain area and stimulating the development of the heavy rain. Since the occurrence of heavy rain the typhoon kinetic energy was transported into environment through the north boundary of the heavy rain area, so that the kinetic energy dispersed from the typhoon would be finally transported into the environment. This kinetic energy transporting process is associated with the interaction between typhoon and its environment seems to be one of the mechanisms leading to the decay of the typhoon.