

# 一次台风暴雨的初步分析\*

黄文根 邓北胜 熊廷南

(北京气象学院大气科学系, 北京 100081)

## 提 要

文章对1994年7月12~13日一次登陆台风造成的华北暴雨作了天气动力学诊断分析。分析表明, 9406号台风登陆后, 台风和太平洋副热带高压间形成的偏东南风低空急流, 具有明显超地转特征, 它是触发这次台风暴雨的关键系统。 $\bar{Q}$ 矢量诊断表明,  $\bar{Q}$ 矢量辐合区与暴雨位置较为一致。

关键词: 台风暴雨 低空急流  $\bar{Q}$ 矢量 诊断分析

## 1 暴雨简况

受9406号台风和西风槽共同影响, 1994年7月12~13日河南、河北及辽宁等地普遍下了大到暴雨。最大雨量中心在安阳(226 mm)和承德(162 mm)(图1)。从过程(11日20时~13日08时)雨量看, 北京东部地区雨量普遍超过200 mm, 平谷县雨量达286 mm, 这是近年来北京少有的一场大暴雨。这场暴雨对缓解华北干旱起到很好的作用。

本文从环流形势、水汽条件及 $\bar{Q}$ 矢量诊断等方面对这次暴雨作了初步分析。

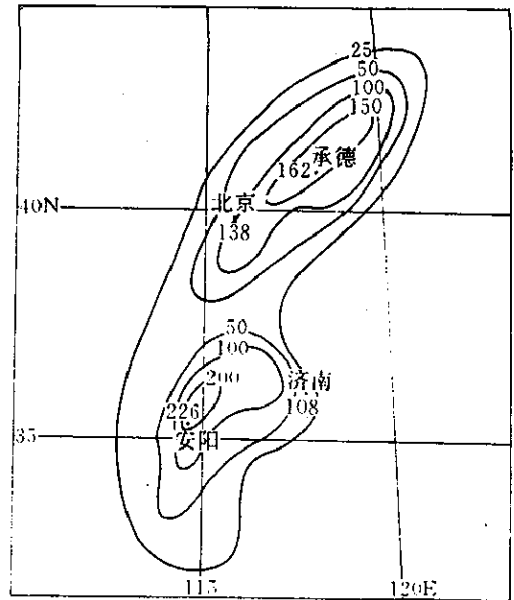


图1 1994年7月12日08时~13日08时  
雨量(mm)

## 2 环流特征

暴雨虽是中尺度现象, 但它的产生和发展常和某种大尺度环流特征有密切联系。从500 hPa图(图略)看, 本次暴雨发生在“东高

\* 1996-03-29收到, 1996-06-14收到修改稿。

西低”大尺度环流背景下<sup>[1]</sup>. 7月10~13日500 hPa上45°N以北亚洲地区经向环流明显,呈两槽一脊型.低槽分别位于乌拉尔山和东西伯利亚地区,而发展强盛的高压脊则位于贝湖以北.在45°N以南,从蒙古到河套一带维持一长波槽,平均位置在110°E附近,槽后有弱冷空气活动.低槽两侧各有一副热带高压,西边为大陆副热带高压,东边是日本海副热带高压,它的位置较稳定.这一长波槽和日本海副热带高压是本次暴雨的两个主要大尺度环流系统.长波槽前的正涡度平流和大尺度上升运动,为暴雨系统形成和维持提供了有利的大尺度环流背景.下游日本海高压有两个作用:一是阻止了上游槽东移,使暴雨持续.二是它与南边台风环流间形成了强的偏东南风低空急流,并向华北输送了大量水汽,使暴雨强度加大.从天气尺度系统看,7月10日台风已在福建晋江登陆,12日08时台风移至武汉附近,已减弱为热带低压.与此同时,河套低槽移近台风低压.13日08时河套低槽已与台风低压合并,合并后的低压中心位于北京附近.14日08时低压移出华北,随之华北暴雨结束.

综上所述,9406号台风登陆后,在北上过程中,减弱为热带低压,与河套低槽合并形成南北向狭长上升区.它和偏东南风低空急流的出现及维持,为暴雨区提供了有利的水汽供应、辐合上升和触发条件.

### 3 物理量诊断分析

诊断分析所用资料为7月11~13日08和20时的探空资料.主要包括位势高度、湿度、温度露点差和风向风速.垂直方向取11层,即地面、1000、850、700、500、400、300、250、200、150及100 hPa.格点数 $31 \times 29$ ,中心点为115°E 40°N,格距150 km.

#### 3.1 水汽分析

充足的水汽供应是暴雨形成的主要条件之一.持续性大暴雨则更需有大范围水汽不断向暴雨区集中.在7月11日20时的700 hPa图上(图略),从南海北部伸向我国东南沿海直至长江中下游为一明显湿区( $(T-T_d) \leq 4$  C).7月12日08时湿区向北扩展到华北(图2).显然,这一湿区是9406号台风携带的暖湿空气进入大陆的结果.湿区走向与850 hPa上台风东北部的强偏东南风低空急流一致.从水汽集中情况看,7月11日20时长江中下游和华北分别有 $-6 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 和 $-10 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 两个辐合中心(图略).7月12日20时这两个辐合中心在黄河下游合并,最大辐合中心值达 $-15 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ .从流场演变可看出,为暴雨提供水汽集中的系统,一个是台风低压中的风场辐合,另一个是河套低槽前的水平辐合.当这两个水汽辐合中心合并时,暴雨明显加强.

#### 3.2 位势不稳定分析

产生持续性暴雨必须有位势不稳定能量的制造和补充.我们以850~500 hPa的 $\Delta\theta_{e,r}$ 表示700 hPa的 $\theta_{e,r}$ 铅直变化.11日20时 $\Delta\theta_{e,r}$ 的负值区覆盖着整个华北平原,最大负值 $-20$  C/350 hPa位于郑州附近,北京的 $\Delta\theta_{e,r} = -17$  C/350 hPa.由于暖湿空气北上减弱以及上层无明显冷空气影响,故12日08时北京的 $\Delta\theta_{e,r}$ 减至 $-7$  C/350 hPa,到12日20时暴雨区内 $\Delta\theta_{e,r}$ 接近零(图3).这说明暴雨前,大气层为明显位势不稳定,随着暴雨区湿

绝热上升运动强烈发展，使层结趋于中性。

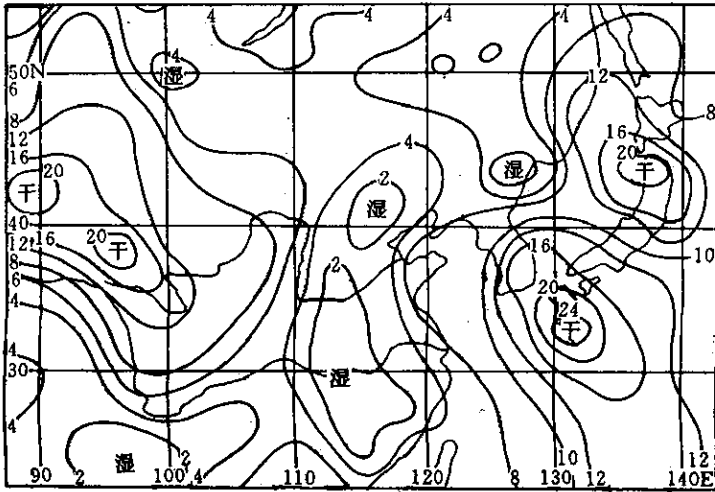


图2 1994年7月12日08时700 hPa的  $T-T_d$ (C)

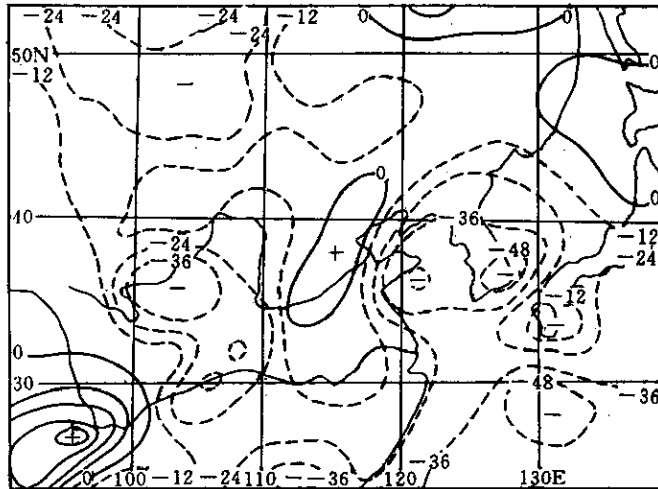


图3 1994年7月12日20时700 hPa的  $\Delta\theta_w$ (C/350 hPa)

### 3.3 散度场分析

持续上升运动是维持暴雨的另一主要条件. 在准地转条件下, 上升运动的维持需要有利风场的支持. 11日20时850 hPa台风附近的强辐合中心位于台湾东、西两侧, 其值分别为  $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  和  $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . 同期300 hPa上对应  $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  和  $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  两个辐散中心. 这种低层辐合高层辐散的风场配置, 正是上升运动维持的动力机制. 12日20时850 hPa上, 两个辐合中心在黄河下游合并, 其值为  $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , 对应300 hPa的

辐散值为  $6 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，辐散小于辐合，此后台风低压减弱并移出华北。由此看出，台风登陆后减弱为热带低压，进而与河套低槽合并，造成了高、低空散度场有利于产生大暴雨的演变。

### 3.4 $\vec{Q}$ 矢量分析

1987年 Hoskins 等人提出，在准地转绝热无摩擦条件下，如果不考虑纬度效应，则  $\omega$  方程可写成如下形式<sup>[2]</sup>

$$(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}) \omega = -2 \nabla \cdot \vec{Q}$$

式中  $\sigma = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p}$  为稳定度因子， $f_0$  是平均科氏参数。上式给出了  $\omega$  与  $\vec{Q}$  散度间的简明关系，即在忽略纬度效应时， $\vec{Q}$  矢量辐合对应上升运动， $\vec{Q}$  矢量辐散则有下沉运动。在 11 日 20 时 700 hPa 的  $\nabla \cdot \vec{Q}$  场上(图略)，台风和河套低槽分别对应两个负中心，它们是  $-40 \times 10^{-16} s^{-3} \cdot hPa^{-1}$  和  $-28 \times 10^{-16} s^{-3} \cdot hPa^{-1}$ 。12 日 08 时台风减弱为热带低压， $\vec{Q}$  辐合中心移至武汉附近，强度减至  $-33 \times 10^{-16} s^{-3} \cdot hPa^{-1}$ ，而河套低槽前的  $\vec{Q}$  辐合中心则移至黄河下游，强度增至  $-58 \times 10^{-16} s^{-3} \cdot hPa^{-1}$ ，两个负中心更趋接近。12 日 20 时热带低压与河套低槽合并，相应的两个  $\vec{Q}$  辐合中心也在天津附近合并，强度为  $-48 \times 10^{-16} s^{-3} \cdot hPa^{-1}$ ，与暴雨区位置相当一致(图 4)。

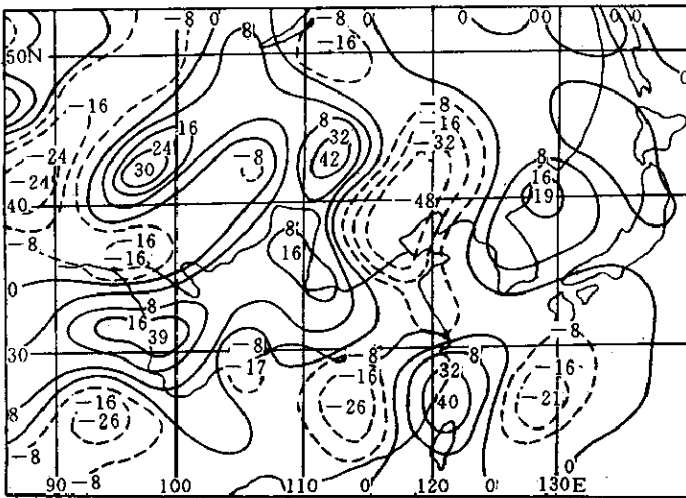


图 4 1994 年 7 月 12 日 20 时 700 hPa 的  $\nabla \cdot \vec{Q} (\times 10^{-16} s^{-3} \cdot hPa^{-1})$

### 3.5 东南风低空急流

9406 号台风北上过程中，造成台风和其北方系统间气压梯度加大，导致台风北边形成一东西向的超地转偏东南风低空急流。11 日 20 时 700 hPa 上超地转风速中心位于安庆附近，正偏差值高达  $31 m \cdot s^{-1}$ 。12 日 08 时该中心 ( $20 m \cdot s^{-1}$ ) 移至黄淮之间(图 5)。12 日 20 时中心北移至黄河下游的济南附近，中心值减为  $17 m \cdot s^{-1}$ 。这时暴雨区正位于超地转风速中心下游。这支超地转低空急流，对促进位势不稳定、加强动力辐合上升及供应热量、水汽等方面起着重要作用。从而为暴雨持续发展提供了极为有利条件。

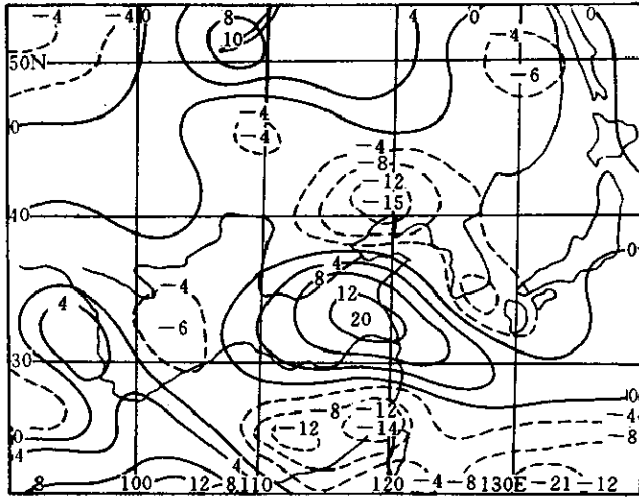


图5 1994年7月12日08时700 hPa非地转风( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

### 参考文献

- 1 丁一汇等. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析. 中国科学院大气物理研究所集刊, 第9号, 1980, 1~13.
- 2 Hoskins B J, Draghici I and Davies H C. A new look at the  $\omega$ -equation. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 1978, 104: 31~38.

## A CASE STUDY OF TYPHOON TORRENTIAL RAIN

Huang Wengen Deng Beisheng Xiong Tingnan

(Beijing Institute of Meteorology, Beijing 100081)

### Abstract

In this paper, a case of typhoon torrential rain over North China is analysed using synoptic and Dynamic diagnostic method. The analysis reveals that a southeasterly low level jet between typhoon and West Pacific subtropical high is evidently characterized by supergeostrophic wind, and it is a key system for the typhoon torrential rain over North China. The  $\vec{Q}$ -vector analysis shows that the regions where  $\vec{Q}$  is convergent coincide with torrential rainfall area.

**Key words:** Typhoon torrential rain Low level jet  $\vec{Q}$ -vector Diagnostic analysis