

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

北方天气文集编委会编

(2)

北京大学出版社

1982

北方天气文集

WEATHER IN NORTH CHINA

北方天气文集编委会编

(2)

北京大学出版社

1982

北方天气文集（2）

北京大学出版社出版
（北京大学校内）

北京大学印刷厂印刷
新华书店北京发行所发行

787×1092毫米 16开本 8印张 177千字
1982年5月第一版 1982年5月第一次印刷
印数：1—4000册

统一书号：13209·51 定价：1.00元
（科目：28—102）

北方天气文集(2)

目 录

77年4号台风与北方特大暴雨	张廷治、杨扬、蒋尚诚 (1)
夏季华北地区副高西北缘对流暴雨过程分析	田生春 (9)
暖盖型特强降雨暴发生的局地条件	杨红梅、雷雨顺 (19)
行星边界层流场与雹暴落区的关系	方文举 (27)
我国冰雹和暴雨的若干气候特征	李吉顺 (31)
台风外围经向水汽通道对东北地区南部暴雨的作用	刘世惠、邵景文 (40)
一次内蒙古特大暴雪的初步分析	王继志、马德贞、王桂萍 (47)
北半球500毫巴三个月滑动平均高度距平场与黑龙江省 春季气温之间的相关分析	宋志杰 (55)
高纬阻高的稳定维持与东北夏季低温	彭小峡、郭家林、徐爱华 (67)
用有限元法进行定量天气分析	丁士晟、仲雅琴、杨自植 (75)
黄淮气旋发生的判别分析预报方法	曹钢锋、杨喜寿 (84)
气象统计预报中的极值问题	黄嘉佑 (91)
暴雨与次天气尺度系统的气压场和风场变化	张玉玲 (96)
次天气尺度系统数值预报问题——急流和非地转热成风分析	王晓林、阎秉耀 (103)
预报1979年7月28日冀东特大暴雨体会	赵景忠 (114)
塔克拉玛干沙漠边缘的一次特大暴雨实况	张家宝 (117)
1981年秋黄河上游大水的天气过程简况	夏建平 (120)

77 年 4 号台风与北方特大暴雨

张廷治 杨 扬 蒋尙城

(辽宁省气象科研所)(水利部中央防汛办公室)(北京大学地球物理系)

提 要

本文分析了1977年4号台风对中国河北、辽宁等省特大暴雨的影响。发现盛夏期间,在中国东部沿海登陆的台风对距离较远的北方暴雨的影响主要是通过它与副高之间的低空东南急流的作用,这支急流是台风与中纬度系统相互作用的纽带,它对北方暴雨的作用不仅是输送了水汽并造成辐合,还形成了能量锋生,提供了中尺度对流活动所必须的对流不稳定能量。另外,还讨论了这支急流上的南风脉动的向北传播,直接触发了中尺度扰动的发生、发展。最后,根据大中尺度的相互关系,强调了中低纬大尺度系统的相互作用对暴雨短期预报的重要性。

一、引 言

1977年4号台风于7月25日08时在我国台湾南部登陆,25日20时又在福州附近第二次登陆,并迅速减弱为低压。26日08时台风低压中心到达闽北七仙山附近。27日08时缓慢移到赣皖边境。就在26日05时至27日05时这一天內,我国东部地区出现了南北两片暴雨区(图1)。南方的暴雨区在 30°N 以南,它是属于非对称的流入对流雨带型的单独台风暴雨^[1]。北方的暴雨区在距台风中心以北一千公里以上的地方,呈一条西南-东北向的狭长雨带。50毫米以上的暴雨区自河南的安阳经河北到辽宁的阜新,长达1200公里,宽仅150公里。在这狭长的雨带中,主要暴雨中心有两个:一个在唐山地区的司各庄,雨量为464毫米;另一个在锦州地区的靠山屯,雨量为212毫米。台风与这片北方的特大暴雨区究竟有什么关系?它与西风带系统相互作用的大尺度过程特征和中尺度过程特征是什么?中尺度与大尺度过程的关系如何?这些都是值得研究的问题,也就是本文的目的。

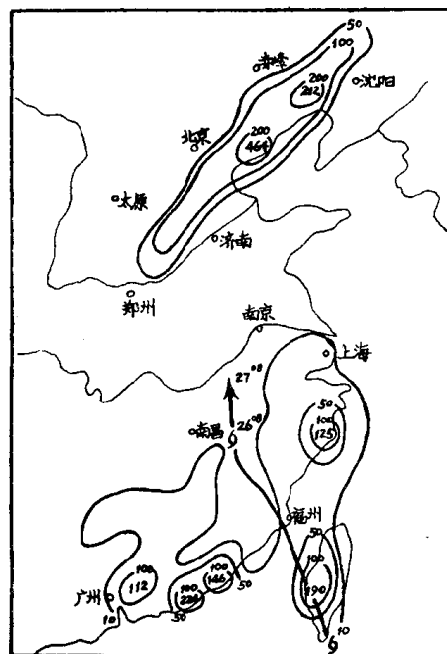


图1. 1977年7月26日05时—27日05日雨量图
Fig.1 Rainfall from 2100 GMT 25 to 2100 GMT 26 July 1977 and trajectory of typhoon center

二、台风与西风槽相互作用的大尺度过程特征

1. 形势场特征 从26日08时500毫巴图(图略)看,河套有一个南北向的低压槽。4

号台风位于槽底的东南方10个纬距左右。西风槽与台风间为太平洋副高的西伸脊所隔开。从850毫巴图（图2）看，在台风北部的副高脊内有一弱的切变线。北方暴雨区就发生在这个低层弱切变线上。粗看起来，台风离西风槽还很远，从云图看也没有云带与之连结。直接的降水系统在气压场上反映也不很强，一般容易把这相距较远的减弱台风低压和北方的西风槽作为各自独立的降水系统来预报。但从综合动态图（图3）可以看出，西风槽从河西走廊逐渐向

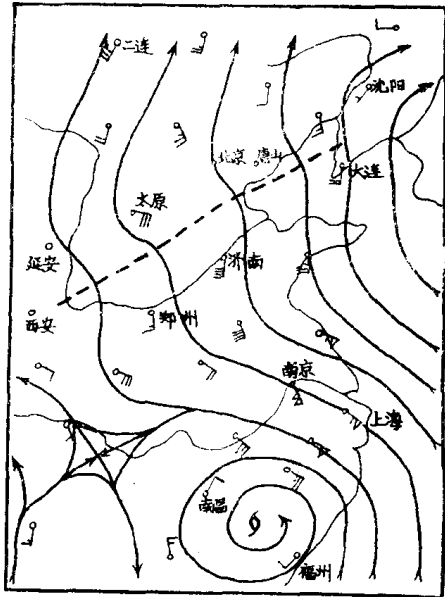


图2 7月26日08时850毫巴流线图
Fig.2 Streamline of the 850 mb surface, 0000 GMT 26 July. dashed line, warm shear line.

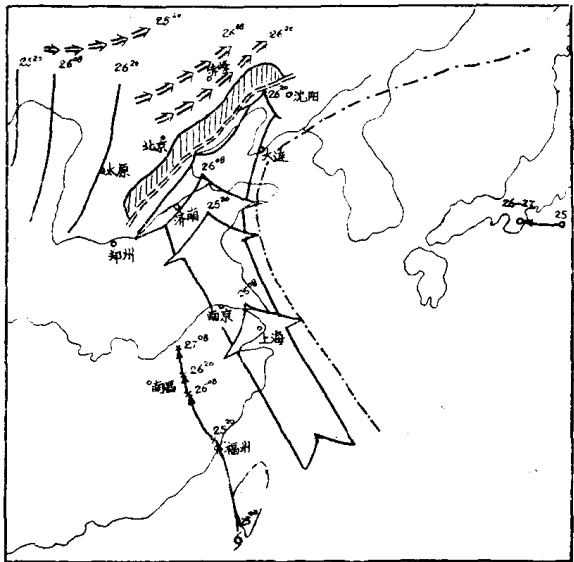


图3 7月25-27日系统综合动态图
双虚线为地面切变线，斜线区为暴雨区，宽箭头为850毫巴图上的急流，实线为500毫巴图上的槽线，空心圈及数字表示副高中心所在位置和日期，点划线为500毫巴图上588位势什米等值线的平均廓线，短箭头为200毫巴图上的急流。

Fig.3 The successive positions of the synoptic systems during 25-27 July. double dashed line, shear line of surface, dashed arrow, jet on 200mb, shaded area, rainstorm area, solid line, trough line on 500mb, dotted and dashed line, 5880 geopotential meter counter on 500mb surface, circle, centre of subtropical high.

东移动。4号台风从福建登陆后不断地向西北方内陆移动。日本副高向西北移动后基本上是稳定的。26日08时4号台风虽然离西风槽较远，但台风与副高之间有一支低空东南风急流伴随着台风的向北移动而不断地向北伸展。26日08时急流的风头（12米/秒等风速线的前缘），已经伸到华北切变线附近。因此台风与西风槽这两个不同纬度带的天气系统有可能在这里发生相互作用。下面我们根据物理量场的计算结果①来分析相互作用的大尺度过程特征。

2. 水汽输送 低空急流与水汽输送图表明低空急流轴与最大水汽输送轴相一致。25日20时（图4(a)）台风位于福州附近。在东南低空急流输送下，12克/厘米·毫巴·秒的水汽通量等值线伸展到35°N以北的冀豫交界处，急流轴比较集中，特征水汽输送线也呈单个的窄指状。未来暴雨区就落在这个指状的顶端。26日08时，随着4号台风的北上，特征水汽输送线

① 部分取自北大暴雨进修班与水利部中央防汛办公室协作的计算结果。

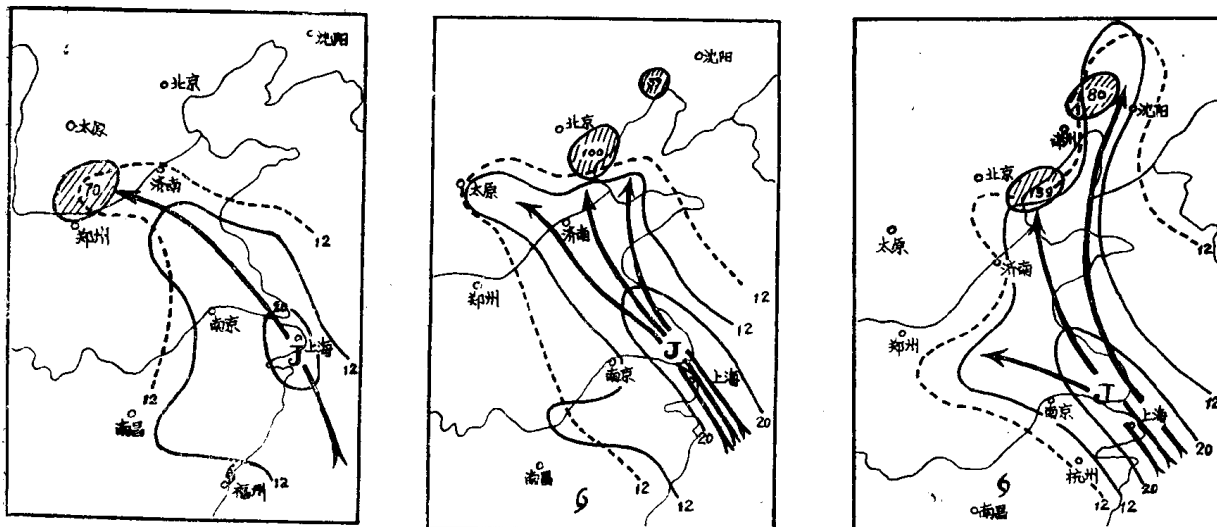


图4(a) 7月25日20时低空急流和水汽输送 4(b) 7月26日08时低空急流和水汽输送
4(c) 7月26日20时低空急流和水汽输送

实线为850毫巴图南风顺风线, 虚线为850毫巴图上水汽通量等值线, 单位为克·厘米⁻¹·毫巴⁻¹·秒⁻¹, 斜线区为暴雨区。

Fig.4 Low level jet and moisture transfer. (a) 1200 GMT 25 July, (b) 0000 GMT 26 July, (c) 1200 GMT 26 July. solid line, isotach of southerly wind on 850mb, dashed line, isopleth of the moisture flux on 850mb, shaded area, rainstorm area.

向北偏东方向扩展, 急流变宽并出现分支。主轴指向华北的天津、唐山地区, 那里出现100毫米/6小时的暴雨中心(图4(b))。另外在东北方向还有一个分支, 对应于锦州附近有39毫米/6小时的暴雨中心。26日20时(图4(c)), 随着4号台风的北上和西风槽的不断东移, 在台风、副高和西风槽三者的相互作用下, 急流中心达最强(23米/秒), 急流核(≥ 20 米/秒)北扩并变宽。急流风头呈反气旋式的扫把状向北散开, 特征水汽输送线呈多指状, 尤以东侧一指明显地向北凸起, 暴雨中心出现在辽西。中指仍与华北的暴雨区对应。由此说明台风与副高及西风槽的活动, 低空急流的演变及相应的水汽输送, 均与北方暴雨的产生存在着密切的关系。

3. 高空辐散与低空辐合的叠加 由高、低空辐散、辐合中心动态图(图5)可以看到, 随着西风槽的东移, 200毫巴高空急流及其右侧的强辐散区也不断东移, 而且强度逐渐加强。26日20时高空辐散中心移到天津和唐山附近, 强度达最大, 辐散区明显地向东北扩展。同时, 随着4号台风的北上及其东侧的低空急流向北伸展, 在低空急流左前方的辐合区也逐渐向北移动, 并与高空急流右侧的辐散区叠置, 从而引起了河北东北部和辽宁西部一带的大尺度上升运动明显增强。在位势不稳定地区, 有利于对流垂直运动的强烈发展。这是大暴雨产生的重要动力条件。

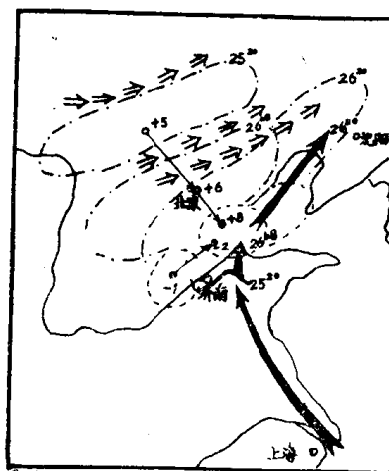


图5 高空急流与辐散中心动态
点划线为200毫巴 $D = 2 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 等值线, 空心圈为200毫巴辐散中心路径, 实心圈为800毫巴辐合中心路径, 虚线为800毫巴 $D = -1 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 等值线。
Fig.5 The successive positions of the divergent centre (cycle) at 200mb and the convergent centre (solid cycle) at 800mb, The dotted and dashed line is the isopleth of $D = 2 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ at 200mb, the dashed line is the isopleth of $D = -1 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ at 800mb.

三、台风与西风槽相互作用的中尺度过程特征

1. 能量锋生 第二节中已经提到,这次北方的特大暴雨是发生在低层弱的切变线上,而这个弱的切变线正是地面能量锋区的所在。能量锋区本质上就是大气中不稳定能量的集中表现。一般产生暴雨的中尺度系统都是在能量锋区上发生发展的。日本的台风外围暴雨也伴随着明显的能量锋区^[4]。由图6可以看到暴雨时期的能量锋区是相当强的(总温度梯度达 $16^{\circ}\text{C}/100$ 公里,锋区能级为 $\overline{T_1}=70^{\circ}\text{C}$)。在这条强的能量锋区上有四个高、低能相间的波动。流场上对应四个中尺度辐合中心,相应有四个中尺度雨团。整个暴雨带就是由这能量锋区上的一个个中尺度扰动的活动所造成的。而强的能量锋区正是产生中尺度扰动的必要条件。这次暴雨过程开始前,原来在华北的一条冷锋已变性并趋于锋消,能量锋区已不明显,但切变线的北侧仍残存一冷垫和辐散流场。随着4号台风的北上及低空东南急流的向北扩展,把大量高能空气向北输送,并在切变线附近辐合和堆积,促使这里有明显的能量锋生和里,08时增到 $12^{\circ}\text{C}/100$ 公里,16时达 $16^{\circ}\text{C}/100$ 。相互作用过程密切有关的。

图6 7月26日16时地面 T_t 和流线
虚线为等 T_t 线, 矢线为流线, 粗实线为切变线。
Fig. 6 The distribution of total energy T_t ($^{\circ}\text{C}$) and streamline at surface, 0800 GMT 26 July, dashed line, isopleth of T_t ; thick solid line, shear line; shaded area, rain cell (Figures are the maximum precipitation).

急流中，地面单站风的时间变化并非均匀连续的，而经常有脉冲式的变化（我们把一小时偏南风速增量 ≥ 2 米/秒称之为一次南风脉动），这种南风脉动并非单一的，在较宽的强风速带中往往分成好几支（简称强风束）。无论从定时地面流场图（图略）或与地面东南风强风带近于垂直的截面各站风速分布图上，均可以看出强风束现象。在青岛、莱阳、大连三站的地面风速逐时变化曲线图（图7）上，可以看出，在每支强风束上，有明显的南风脉动，其

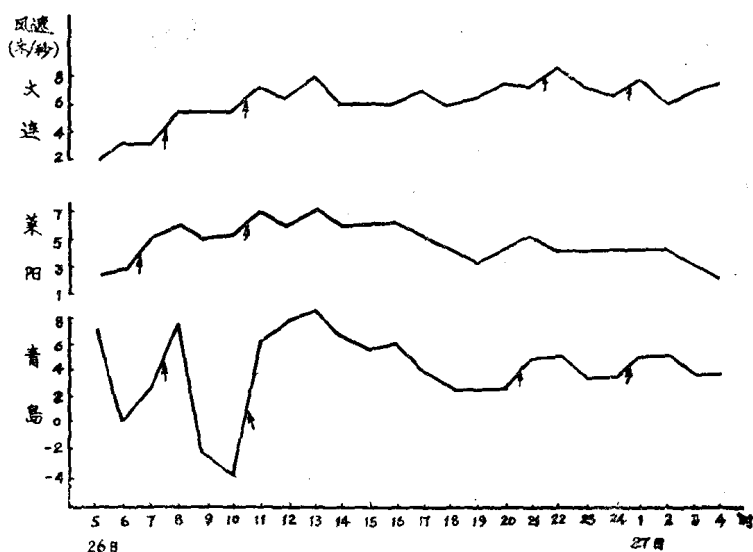


图7 大连、莱阳、青岛地面风速时间曲线

纵坐标正数为南风风速，负数为北风风速。

Fig.7 Time curve of the surface wind speed at Dalian and Laiyang and Qingdao

Positive numbers are speed of the south wind.

Negative numbers are speed of the north wind.

中在26日6—8时、10—11时各站均出现南风脉动。为了追踪南风脉动，我们假定在低空东南急流稳定地向北推进时期，对应地面东南强风带中的风向，在短时间内变化较小。那么流线可以近似地表示为轨迹。沿着流线追踪南风脉动的行径，发现南风脉动有沿着流线方向，平均以每小时50—60公里的速度，向下游方向移动的趋势。这种系统的移动速度远远大于地面实际风速，相当于中尺度系统的移动速度，并且接近850毫巴低空急流上的风速。表明它是与低空急流大尺度系统密切联系的中尺度系统。这种南风脉动附近的辐合量级（取50公里网格距计算），一般接近而小于强对流暴雨的中尺度系统的辐合量级（ -10^{-4} 秒 $^{-1}$ ）。当它单独存在时，往往没有强对流暴雨发生。有的在移动过程中减弱消失。但当较强的南风脉动在有利的大尺度环境场中，与大尺度切变线的辐合流场或有利地形相接触时，会触发中尺度系统和雨团的发生发展。这对于强暴雨中心的唐山和锦州地区的中尺度系统和雨团的发生发展都可以得到很好的解释。如26日18时，自辽宁长海县向西北方向移动的南风脉动（见图8(a)、8(b)），23时移到义县附近的大尺度切变线上，加上向南开口的喇叭口地形的辐合抬升作用，气旋性辐合流场加强（辐合强度达到 -1.25×10^{-4} ·秒 $^{-1}$ 的量级），有中尺度气旋发展和雨团发生。当南风脉动与雨团相碰时，可以使雨团增强，相应的中尺度系统发展。如26日12—16时，在辽西沿海向东北方向移动的雨团，14时与自长海方向移来的南风脉动相碰，有中尺度气旋发展，雨团加强。反之，26日17时自辽西建昌向东北方向移动的雨团，没有发现有南风脉动相碰，中尺度系统不发展，雨团逐渐减弱。

另一方面，不仅是南风脉动，而且中纬度的冷空气活动，也会产生同样的触发和加强作用。

26日18时至27日01时，在唐山柏各庄出现停滞性雨团及其中尺度系统发生发展的触发条件，与前述移动性的中尺度系统不同。在它发生前，反映有一次明显的冷空气活动。850毫巴图上有明显的 $-\Delta T_{24}$ 中心侵入暴雨区。从图9看出，26日14时至18时，有中尺度反气旋

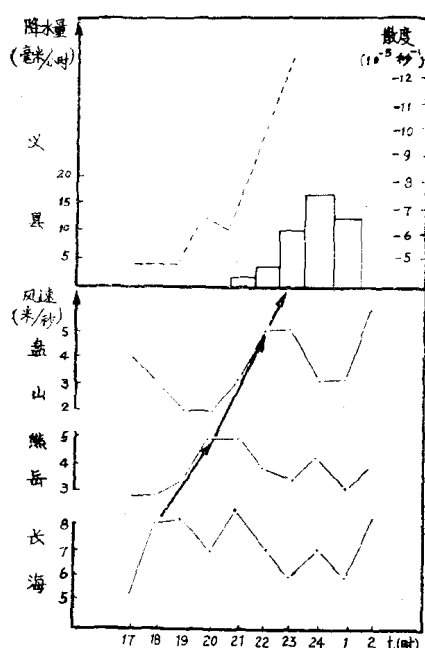


图8(a) 长海、熊岳和盘山地面风速及义县地面散度和降水
点划线为南风风速曲线；
虚线为地面散度；
方框为降水量；
箭头为南风脉动路径。

Fig.8(a) The time curves of the surface southerly speed at Changhai, Xiongyue and Panshan (dotted and dashed line), the divergence at surface (dashed line) and the precipitation at Jixian (histogram). The arrows are trajectories of the south wind pulsation.

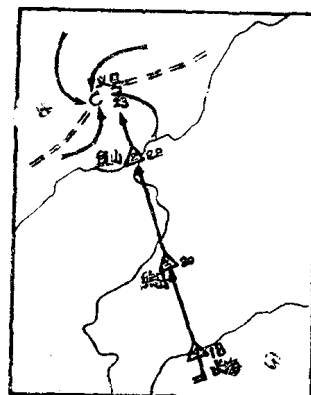


图8(b) 南风脉动与义县中尺度系统发生示意图
三角内数字为南风脉动强度，米/秒；
外面数字为时间。

Fig.8(b) Schematic representation of the south wind pulsation and occurrence of the meso-scale system at Jixian. The figures in triangle are the value of south wind pulsation (m/sec). The figures out of triangle are time (hr).

和低能舌东移至承德后转向南下，其南侧的大尺度切变线也同时南移。与此同时，从山东半岛传来弱的南风脉动。16时24分移至渤海北部时，在天津雷达回波图（图10(a)）上，可以清楚地看到，有一离散的复合单体群回波。18时与南下的冷空气前沿的切变线相碰，在沿海有中尺度辐合线发展。唐山地区出现新的雨团，柏各庄出现19毫米/小时的降水。同时，雷达回波有紧密的复合单体发展（图10(b)）。17时至19时，柏各庄和乐亭由偏南风转为偏东风，再转偏北风，柏各庄雨团中心强度由29毫米/小时激增为85毫米/小时。19时32分絮状回波带明显发展（图略）。以上说明在南风脉动总的向北推进过程中冷空气的活动，对于暴雨的加强也起着十分重要的作用。

3. 中尺度扰动活动的特征 从以上分析可知，这次暴雨过程的中尺度扰动的活动，有两种类型：一种是通过南风脉动的触发后沿切变线向东北方移动，当遇到新的南风脉动时可得到加强，不然则逐渐减弱消失。辽西暴雨中尺度扰动即属此类；另一类则属停滞性，主要由于冷暖空气在那里迂迴地交绥，而造成中尺度扰动常在那里停滞，暴雨强度大，时间持久。柏各庄附近的特大暴雨，就是出现在这种类型里。这与梅雨锋上的中尺度扰动一个个有规律地自西向东移动的活动特点显然是不同的。

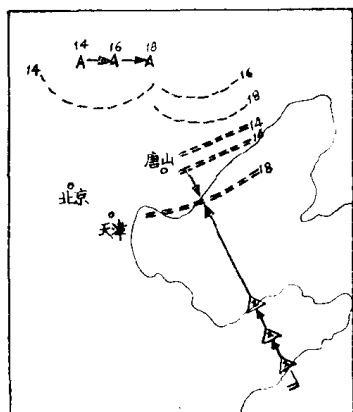


图9 冷空气活动与中尺度辐合线的发展示意图
A为中尺度反气旋辐散中心(地面);虚线为低
能舌;双虚线为辐合线;数字为时间。

Fig.9 Schematic representation of the action
of the cold air with development of the
meso-scale convergence line.
A; the centre of meso-scale anticyclone,
dashed line, the tongue of low energy,
double dashed line, the convergence line
(Figures denote time hr.) .

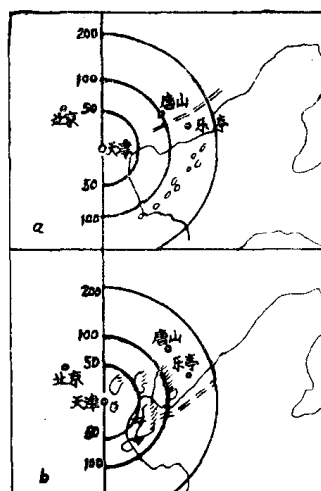


图10 天津雷达回波图

(a) 1977年7月26日16时24分

(b) 1977年7月26日18时24分

Fig.10 Radar echo at Tianjin

(a) 0824 GMT 26 July 1977

(b) 1024 GMT 26 July 1977

四、结 语

1. 台风登陆以后,不仅要注意台风环流本身所产生的降水,更要特别注意台风与西风带系统相互作用而在远离台风中心的北方所产生的降水。这种降水强度往往比台风本身的降水强得多。

2. 当台风与西风槽距离尚远时,单纯依据形势场来分析两者是否会发生相互作用就比较困难,但根据水汽输送、位势不稳定和高、低空散度等物理场的分析,则大大有助于我们判断相互作用是否会发生。在台风与西风槽相互作用中,高、低空辐散、辐合的叠加,从而引起大尺度上升运动加强,是大范围暴雨产生的重要动力因子。

3. 台风对于距离较远的北方暴雨的作用,主要通过它与副高之间的低空东南急流的作用。这支急流是台风与中纬度系统相互作用的枢纽。它的具体作用在于:

(1) 向北源源不断地输送水汽和动量,并造成辐合上升的条件。

(2) 造成能量锋生,提供中尺度对流活动所必须的不稳定能源。

(3) 提供中尺度扰动的触发条件——强风速脉动。

4. 注意东南低空急流的特点,在台风与西风槽的相互作用过程中,其右侧的东南低空急流表现出时空上的不均匀性,如出现明显的分支现象,最大水汽输送轴呈反气旋式的旋转,相应的特征水汽输送线呈多指状向北伸展。它与地面辐合线相交处往往是暴雨中心所在。同时,这支急流还通过脉动方式向北方输送能量。当南风脉动传到能量锋区上时,在有利的大尺度环境条件下,由于脉动的辐合冲击作用,可以促使不稳定能量的释放和垂直运动的发展,并通过凝结加热的反馈作用,触发中尺度扰动的发生发展。

5. 暴雨带内的中尺度系统的活动, 基本上受中、低纬大尺度系统的相互作用所制约的。因此, 作为中、低纬大尺度系统相互作用的预报仍然是很重要的。但是中尺度过程的一些特征, 如南风脉动触发条件, 可以利用其前兆性, 作为超短期落点预报的参考依据。

参 考 文 献

- [1] 蒋尚城: 我国的台风暴雨, 台风会议文集1978, 上海科学技术出版社。
- [2] 北京大学地球物理系气象专业: 初论西风带和副热带辐合带环流系统的相互作用, 大气科学, 2, 1977。
- [3] 雷雨顺、吴正华: 能量锋及其实用意义, 北方灾害性天气文集, 气象出版社。
- [4] 安井春雄: 日本的台风暴雨 (1974年7月6—8日), 研究时报, 11—12, 1975。

EFFECTS OF THE NO. 4 TYPHOON IN 1977 ON THE HEAVY RAINSTORM OVER NORTH CHINA

Zhang Ting-zhi

(Institute of Meteorological Science, Liaoning Province)

Yang Yang

(Flood-Control Headquarters, Ministry of Water Conservancy)

Jiang Shang-cheng

(Department of Geophysics, Peking University)

Abstract

In this paper, a detailed analysis is presented to show the effects of NO. 4 typhoon 1977 on the heavy rainstorm in Hopei and Liaoning Provinces North China. It was found that during the late summer the landed typhoon along east coast of China effected on the hardrainstorm far appart to the North China mainly through the low-level SE jet between typhoon and Pacific subtropical high. This Low-level jet is an important interaction link between typhoon and west trough. It not only transported large amount of water vapor and led up to vapor convergence but also formed energy frontogenesis along the shear line of middle-low troposphere and provided convective instability energy which is necessary for the meso-scale convective activity.

In addition, there was inhomogeneity of this low-level jet in time and space espacially there were south wind pulses on the low-level jet. These south wind pulses propagated northwards along the low-level jet and directly triggered the generation and development of meso-scale system.

Finally, according to the interaction between large and meso-scale systems, it is emphasized that the interaction of middle- and low-latitude large scale systems is very important for the short range forecast of hard rainfall.

夏季华北地区副高西北缘对流暴雨过程分析

田 生 春

(中国科学院 大气物理研究所)

提 要

用三天六个时次探空资料对1977年8月5日至6日华北副高西北缘对流暴雨过程做了诊断分析,揭示了它的中尺度特征,指出由于该处水汽充沛、冷干暖湿交绥并存在一种动力机制,故能产生中间尺度切变低涡扰动系统,造成暴雨。文中给出风场和温湿场的前期特征,总结了这种中间尺度系统产生的环境条件,同时指出应注意高层的水汽状况,认为整个气柱中 $T-T_d$ 小于3度和 R_i 数较小,是小水滴迅速冲并增长成大水滴的宏观条件之一。

夏季,当副高位置偏北,华北处于副高西北缘时,在气压场上虽无明显低压系统,亦会发生暴雨。这类暴雨来得突然,不易预报。1977年8月5—6日的一次突发暴雨,属于这种情况,我们对这次暴雨作了诊断分析。

一、雨 情 及 其 中 尺 度 特 征

1977年8月5—7日,山西省中部和山东省北部先后出现了大暴雨(图1),雨区呈东西

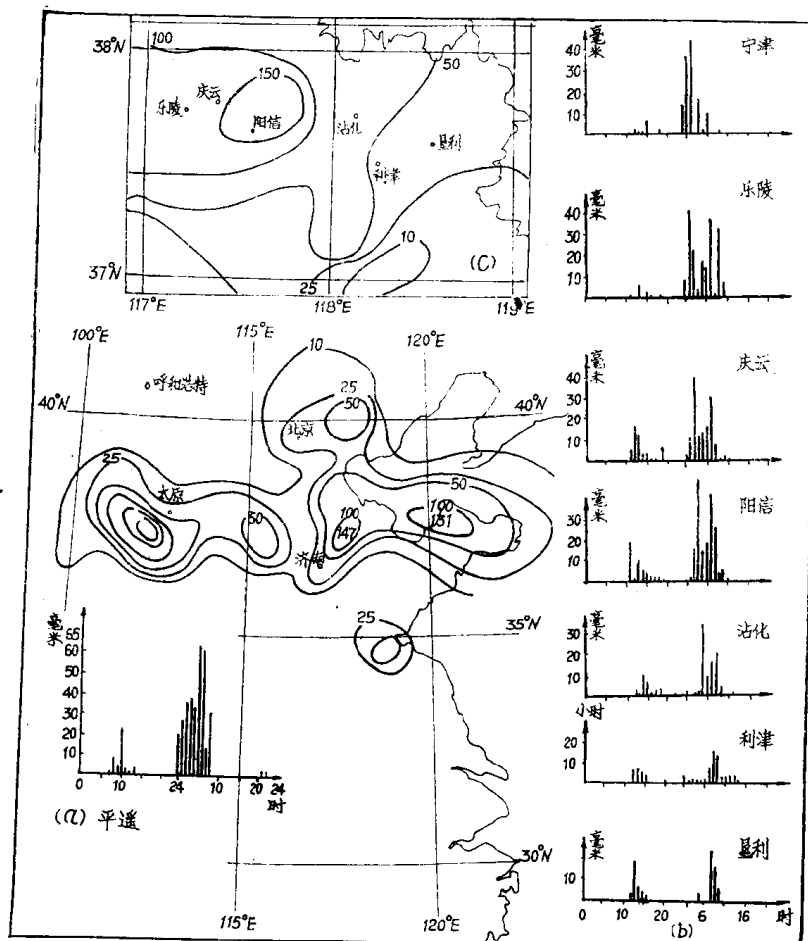


图1 1977年8月5日08时—6月08时雨量图

Fig.1 The chart of 24-hour rainfall in North China at 0800 BST. 6th August, 1977. Solid line is isohyet.

这次暴雨发生前 850 毫巴上高度系统并不明显，但温度场和风场却有明显反映。从图 3 可以看出 5 日 20 时华北 850 毫巴温度场有明显横向暖脊冷舌交错形势。暖空气是从我国西部地区东伸过来的，冷空气则由苏联滨海省高压脊前的东北风向华北输送。这使西安到太原一带等高线和等温线几乎正交，力管和暖平流甚强（暖平流为 1.5×10^{-4} 度秒⁻¹）。这种平流变强的趋势，4 日 20 时即已开始出现。风场的反映是在太原和邢台间出现气旋式切变（南南西到偏东风切变）和小的正涡度系统。从 4 日 20 时起在太原以南榆社附近就发生一个小的正涡度中心（强度为 3.3×10^{-5} 秒⁻¹），后来 5 日 08 时在郑州以南开始出现低空急流，随急流逐步北推，这正涡度系统亦加强东北移，5 日 20 时其中心强度为 5.0×10^{-5} 秒⁻¹，6 日 08 时则大于 4×10^{-5} 秒⁻¹ 的正涡度区扩大几倍，中心达 5.8

(a)

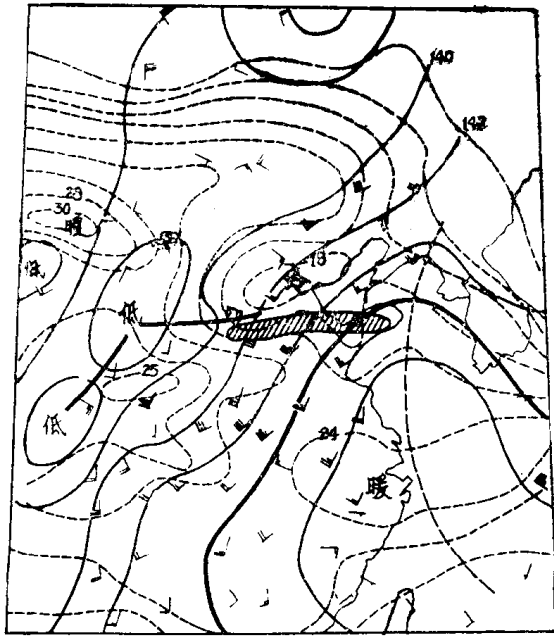
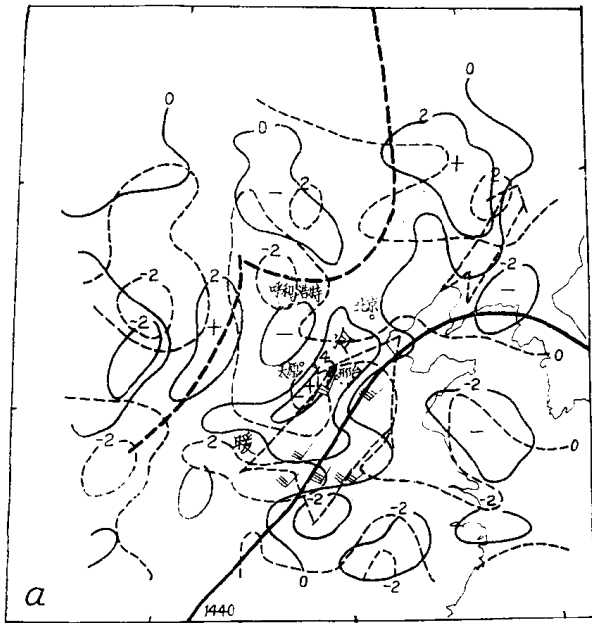


图3 1977年8月5日20时850毫巴图

实线：等高线，虚线：等温线。

Fig.3 The 850mb chart at 20 BST 5th August, 1977. Solid and dashed lines are contours and isotherms respectively.



(b)

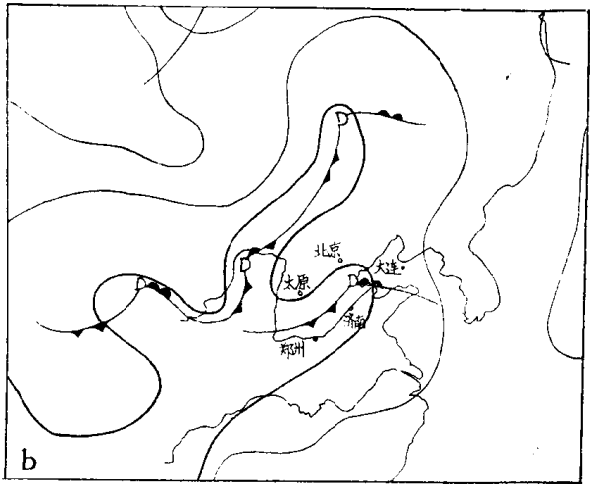


图4(a) 1977年8月5日20时850毫巴涡度图* (b) 1977年8月6日08时地面图

实线：涡度 (10^{-5} 秒⁻¹), 虚线：散度 (10^{-5} 秒⁻¹)

Fig.4 (a) Distribution of the vorticity (solid line, 10^{-5} sec⁻¹) and divergence (dashed line, 10^{-5} sec⁻¹) of 850mb at 20 BST, 5th August, 1977.

(b) The surface map at 08 BST, 6th August, 1977.

* 涡度和本文中所有物理量，均是用格距为150公里的网格，由电子计算机计算的，其中垂直速度、水汽辐散量的计算引自吉林省气象科学研究所与北京大学地球物理系气象专业合编的“7701”动力分析方案（刊于吉林省气象科学研究所《科研报告》1978年第1期）

$\times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ (图 4 (a))。这时 850 和 700 毫巴才都出现明显东西向切变线, 地面图上也相应地新生了一个锋面低压 (图 4 (b)), 暴雨就发生在 5 日夜里 (24 时后开始)。由此可见在暴雨发生前只有小的风向切度和正涡度系统, 随暴雨发生发展中间尺度切变低涡系统逐渐形成, 东西向切变线也是在暴雨过后才明显的。这种情况在预报中是常有的, 对此, 如果只根据高度场或切变线预报暴雨, 就会漏报, 这种暴雨和先有明显切变线暴雨并不完全一样, 其前期有明显特征的不是高度场而是温湿场和风场, 其影响系统是由中小切变涡度发展起来的中间尺度扰动。

三、副高西北缘产生对流性暴雨的原因

1. 该处位于暖湿空气的前锋, 暖湿空气与弱的冷干空气突然交绥, 造成扰动不稳定发展 1977 年 5 号台风 8 月 4 日进入云南境内变成热带低压, 洋面上暖湿空气随此台风沿副高西端偏南气流向北输送, 在我国内陆地区形成一条南北向的暖湿舌。4 日 20 时 850 毫巴暖湿舌中心在平凉, θ_{se} 高值中心已达 380°K , 可降水量 $\left(\frac{1}{g} \int_{\text{地}}^{500} q dp\right)$ 已超过 60 毫米, 暖湿舌两侧 θ_{se} 线梯度也很大, 形成了一种典型的 Ω 形势^[1] (图 5 (a))。但当时

$$\Delta\theta_{se}(\text{地面}-700\text{毫巴}) < 0$$

风切变亦不大, 低层比较稳定, 高层亦无辐散流场配合, 故 24 小时内并未发生暴雨。以后,

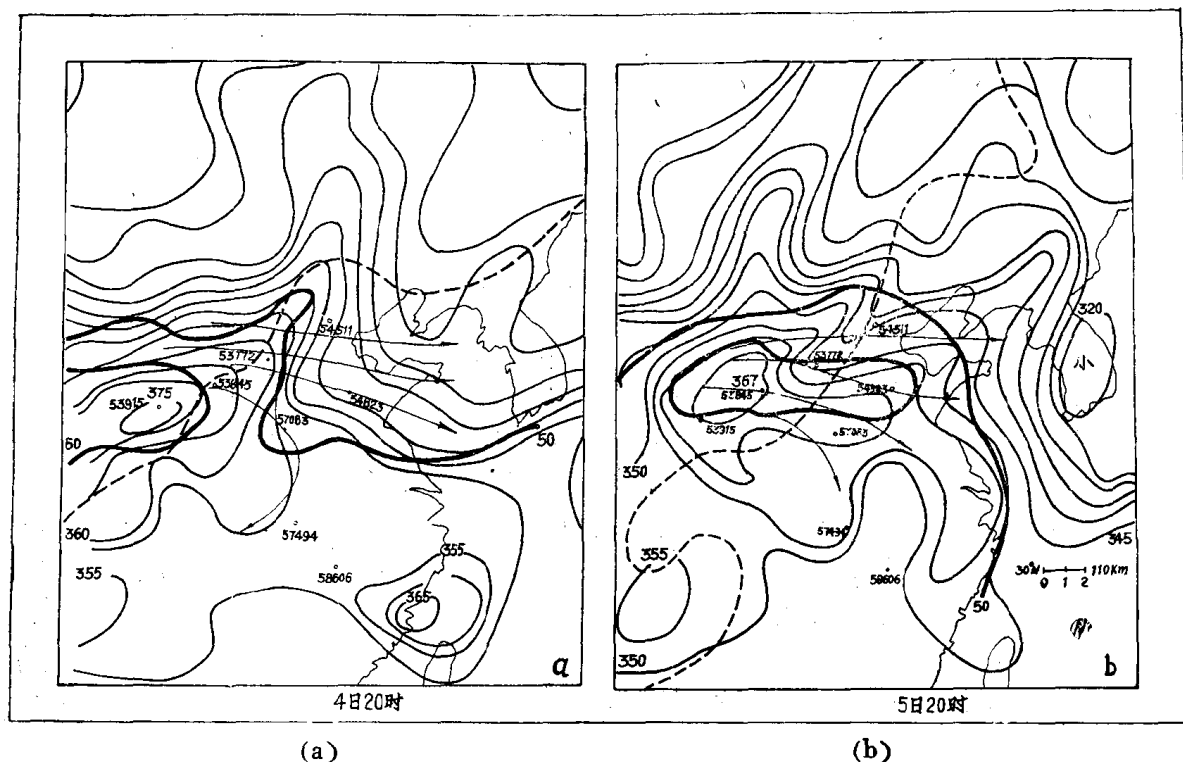


图 5(a) 1977 年 8 月 4 日 20 时 850 毫巴 θ_{se} 等要素图 (b) 1977 年 8 月 5 日 20 时 850 毫巴 θ_{se} 等要素图

实线: θ_{se} 等值线 (每 5K 一条), 虚线: $\Delta\theta_{se}(\text{地面}-700) = 0$ 线。粗实线: $\frac{1}{g} \int q dp = 50$ 和 60 毫米线, 矢线: 300 毫巴流线。

Fig. 5 Distribution of θ_{se} of 850mb at 20 BST 4th(a) and 5th(b) August, 1977. Solid line is iso- θ_{se} . Dashed line is zero line of $\Delta\theta_{se}$. Thick solid line is isopleth of $\frac{1}{g} \int q dp = 50$ or 60mm. The line with warrow is streamline of 300mb.

这个暖湿舌沿付高边缘继续东伸,并向上抬升,它的前锋到达太原时因中层有小股冷空气以超极地路径从东北地区倒灌进入华北平原,冷干暖湿交绥、发生了不稳定扰动,同时该处高空有辐散气流配合,故在该处骤然发生暴雨。由图 5 (b) 看出这时该处可降水量在60毫米以上,850—500毫巴三层温度露点差之和小于15℃,300毫巴辐散气流正在它的上空,而且可降水量高值区的条形走向和雨带走向对应。从这图还可看出暴雨区不是最不稳定中心,而是靠近 $\Delta\theta_{se}\sim 0$ 的弱不稳定区。比较最大不稳定中心区和暴雨区的各个参数看出(表 1),前者不稳定度大,但湿层不厚,水汽辐合量也较小(甚至没有辐合),而后者,不稳定度虽小,但湿

表 1 1977 年 8 月 5 日 20时暴雨区和 $\Delta\theta_{se}$ 最大区温湿参数对比表

Table 1 The comparison between the temperature moisture factor in the heavy rainfall area and the area of $\Delta\theta_{se}$ maximum, 20 BST August 5, 1977

地区 area	数值 value 站名 station	项 term K 指 数 index K(°C)	水汽通量辐合量 Convergence of moisture flux($10^{-7}g, cm^{-2}, mb^{-1}, sec^{-1}$)
最大不稳定区 the area of $\Delta\theta_{se}$ maximum	汉口 Han kou	35	2.4
	南昌 Nan chang	32	-17.8
暴雨区 the heavy rainfall area	济南北 North of Jinan	40	-29.8
	太原西 west of Taiyuan	38	-42.8

层深厚、水汽辐合量较大。由此可见,水汽充沛对暴雨产生尤其重要。只有在湿层深厚、水汽辐合较大的不稳定区,才有产生暴雨的可能。

2. 暴雨前高空急流加强,并在其南侧形成辐散流场 在这次暴雨形成前,风场上一个

十分明显的变化是高空急流加强和低空急流产生。图 6 是 5 日 20 时 300 毫巴高空急流和低空急流特征图。4 日 08 时以来 300 毫巴大于 26 米/秒急流区南缘大体在 39°N,但当时只有几个孤立的站最大风速为 42 米/秒,一般风速都在 40 米/秒以下。4 日 20 时 52323 站开始出现大于 48 米/秒大风中心,以后原来几个强风中心附近风速均明显加大,5 日 20 时分别在 44373 站、53068、54135 等站出现几个大于 48 米/秒的强风中心,随后暴雨发生,此强风区亦逐步扩大。低空急流区在高空急流以

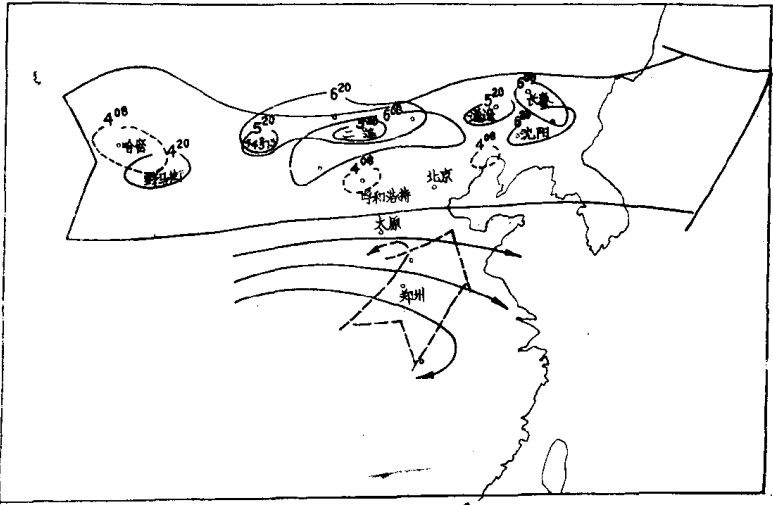


图 6 1977 年 8 月 5 日 20 时 300 毫巴流场特征和低空急流配置图 矢形实线区:300 毫巴风速大于 26 米/秒区其中实线区:风速 > 48 米/秒,虚线区:风速 > 40 米/秒,矢形虚线区:850 毫巴急流区,矢线:300 毫巴流线。

Fig.6 Distribution of the high-level jet on 300mb (solid line) and low-level jet on 850mb(dashed line). The line with arrow is streamline of 300mb.