第 41 卷 第 2 期　　气 象 学 报　　Vol. 41, No. 2
1983 年 5 月　　ACTA METEOROLOGICA SINICA　　May, 1983

远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式*

蒋 尚 城

（北京大学地球物理系）

提　　要

本文对于中低纬系统相互作用的过程之一，即远距离台风与西风槽的作用在北方产生的特大暴雨过程进行了分析，概括了这种过程模式。着重指出台风与太平洋副热带高压之间的东南低空急流的特征和作用，尤其是与中高纬度高空西风急流之间的联系。讨论了这支低空急流和梅雨锋低空急流的不同，分析了台风东侧的低空急流与西风带冷空气的相互作用而形成的暴雨锋区的三层特殊结构，强调指出这种特殊结构可能是这种特大暴雨系统的一种重要特征。

一、引　　言

中低纬环流系统的相互作用对于整个大气环流的影响以及相互作用下所产生的严重

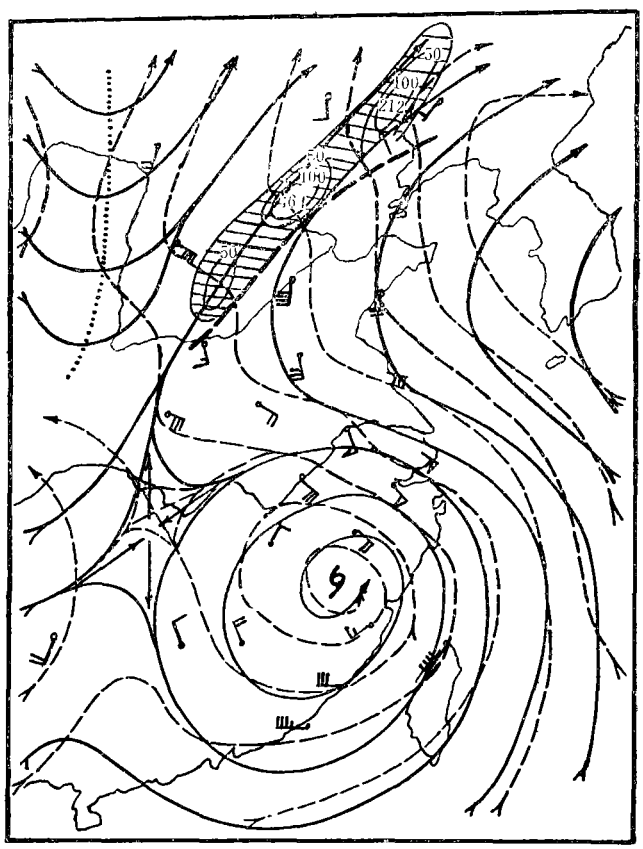


图 1　1977 年 7 月 26 日 08 时 500 毫巴（实矢线），850 毫巴（虚矢线）流线图
（点线为 500 毫巴槽线，虚线为 850 毫巴切变线，影线区为未来 24 小时雨区。）

* 本文于 1981 年 8 月 13 日收到，1982 年 3 月 8 日收到修改稿。

天气都是极为重要的。强调中低纬系统的相互作用已是我们做暴雨预报的基本观点[1-2]。在文献[1]中，虽已给出了连结中高纬度西风带和热带辐合带的总环流模型，并列举了六种典型的相互作用的型式。但这毕竟只是一个轮廓。为了进一步研究暴雨，需要对中低纬系统相互作用下各类暴雨产生的物理过程作更深入细致的分析，以利于了解其产生的机制，做好暴雨预报。本文即是这一研究的继续。这里选择了远距离(一千公里以外)台风影响北方特大暴雨的过程。这类过程由于台风相距较远，等压面图上直接产生暴雨的系统又不明显(如在图 1 中仅在 850 毫巴上反映为一条弱切变线)，而暴雨却能突然发生，强度很大，范围也不小(图 1)，预报时很难掌握。1977 年 7 月下旬，位于福建的 4 号台风影响河北、辽宁的特大暴雨即属这类过程。对此过程，我们虽已有初步的分析[3]，为了概括出这类过程的模式，故在此基础上再作进一步的分析。

二、台风活动及其伴随的东南低空急流特征

1. 台风活动与东南低空急流

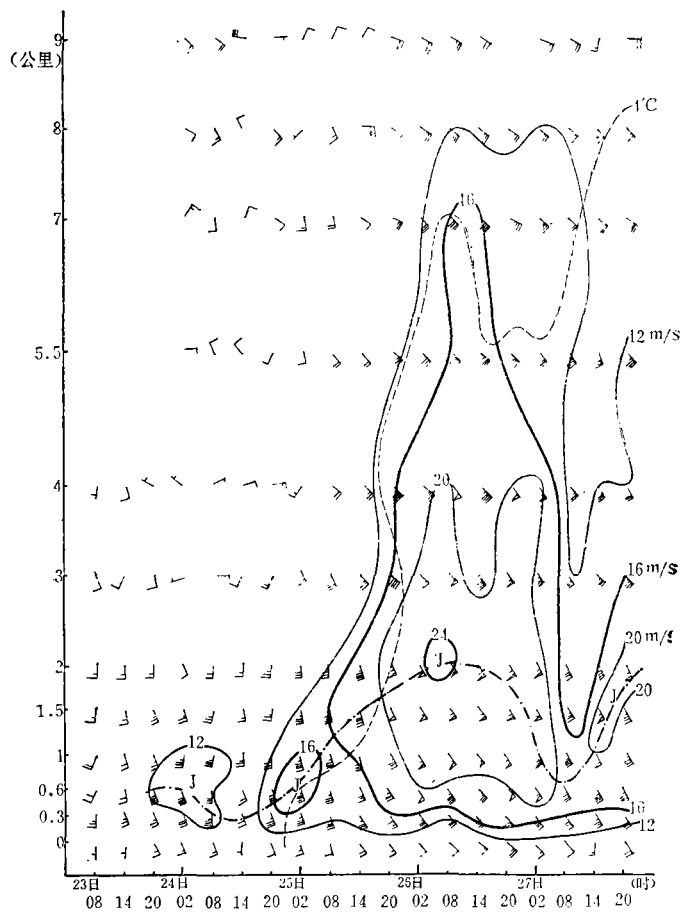


图 2 上海单站风时间剖面图
(实线为等风速线，虚线为等($T-T_d$)线，点虚线为急流轴线。)

台风在我国东南沿海登陆时与太平洋副热带高压之间有一支东南低空急流，这支急流的活动与北方暴雨密切相关，而此急流的生消又与台风活动紧密相联系。图 2 为上海单站测风时间剖面图，7 月 25 日 08 时（台风在台湾省高雄）登陆以前，在上海一公里高度以下有二次低空急流中心出现。它的高度低（600 米附近）且有明显的日变化，是边界层内的夜间低空急流，从 25 日 08 时到 20 时，台风从高雄移到福建的福清，上海低空急流中心抬升到 2 公里高，强度增大到 21 米/秒，上海开始受台风环流的影响。从 25 日 20 时到 26 日 08 时，随着台风的进一步逼近，上海低空急流进一步增强（最大强度达 24 米/秒），同时 16 米/秒的等风速线从 3 公里急剧伸展到 7 公里高，而 $T-T_d$ 为 4℃（近于饱和）的等值线也伸展到相应的高度，显示出台风所伴随的这支东南低空急流（虽然东南风伸展的高度较高，但由于最强风速轴线仍位于 2 公里以下，故仍称它为低空急流。）是一深厚饱和的强风速层。26 日 08—20 时，台风缓慢北移，急流高度略有降低，26日 20 时到 27日 08 时台风北移到皖西南，这时上海急流高度迅速降低，说明台风的影响在消失。这种台风活动与低空急流的关系在图 3 中可以看得更清楚。25 日 20 时到 26 日 08 时，台风与上海的距离 d 缩短到将近 500 公里，而且台风与上海 850 毫巴上风向垂直线的夹角 α 趋于零，这说明台风位于低空急流中心上海的正交方向，故相应的气压梯度力及地转风速也应最大，实际计算表明这时地转风速占了实测风速的绝大部分(98%)，也就是说，对于这支低空急流，质量场和速度场之间是处于准平衡状态，与一般产生暴雨时的低空急流中有很强的非地转成份不同[4]。在其它的个例分析[5]中，也发现急流是随着台风一起移动的，这都说明了这支低空急流和台风活动的密切相关。

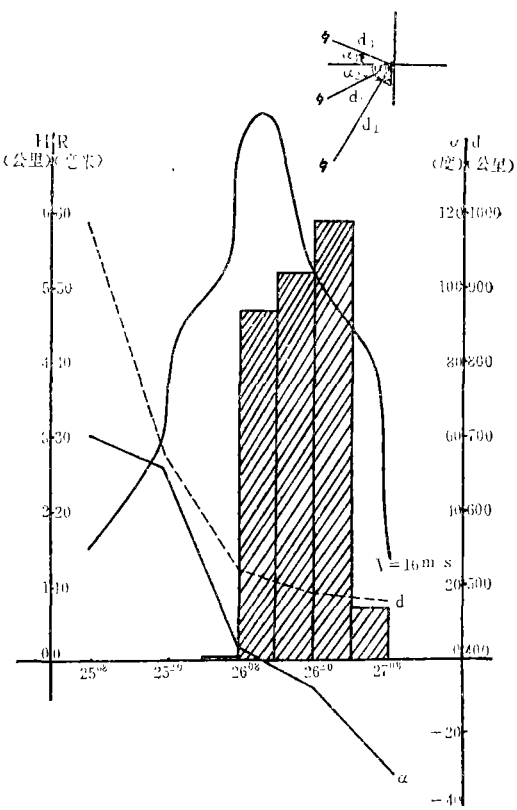


图 3　台风的相对位置与低空急流及北方暴雨的关系

(d. 台风中心与上海的距离(公里)，α. 台风与上海 850 毫巴上风向垂直线的夹角（度），H. 上海 V=16 米/秒等风速线所伸展的高度（公里），R. 北方暴雨区内天津、唐山、塘沽、坝县、柏各庄、青龙六站的6小时平均雨量(单位毫米))

2．低空急流和北方暴雨

从图 3 还可以看到登陆台风的北上，上海低空急流的加强及河北天津、唐山一带暴雨的发生三者之间的密切联系。26 日 08 时上海的东南低空急流突然增强，华北暴雨也随之发生。08—20 时 12 小时内暴雨区中六个站的平均雨量达 100 毫米，20 时急流仍较强，以后的六小时内又下了 60 毫米的降水。27 日 02 时以后急流明显减弱，降水也剧减。竺可祯早就指出上海东南季风强度与北京的雨量有正相关，强调了东南季风对我国夏季

降水的重要性[6]，由于当时资料和观测条件的限制，对于降水的物理过程无法进一步分析，本例的分析将有助于我们弄清东南季风导致暴雨的物理过程。事实上，上述东南低空急流与华北降水的明显关系首先是由于急流对水汽的输送作用。图 4 为这支低空急流中心附近的上海、南京、射阳三个站的平均风速廓线及水汽输送的垂直分布。可以看到两者的分布廓线很相似，25 日 20 时(图4 a)到 26 日 08 时(图4b)，急流的平均最大风速及水汽输送激增达最大值，这对于北方暴雨的产生起了重要作用。除此以外，这支急流与中纬度冷空气的相互作用形成低层辐合和湿斜压锋生并在暴雨区造成强的对流不稳定条件，还有急流上的南风风速脉动对中尺度扰动的触发作用[8]，这都说明台风东侧的这支低空急流对暴雨的作用是多方面的，有热力作用，也有动力作用，不仅有大尺度的作用，还有中尺度的作用。下面再就它与中高纬度高空西风急流的相互联系作进一步分析。

3．低空急流和高空急流的联系

台风东侧所伴随的低空急流和西风槽前所伴随的高空急流似是中低纬度系统相互作用产生暴雨的重要条件。过去人们比较注意这两支急流所伴随的辐合与辐散中心的叠加对暴雨所起的作用，而对这两支急流的相互联系却很少研究。陶祖钰[7]曾经分析了一次暴雨过程中西南低空急流自下而上的斜穿整个对流层与高空急流联在一起的湿急流。在本例分析中又发现在暴雨过程中这支东南低空急流与高空西风急流也是相互联在一起的。图 5 a 为台风刚登陆时尚未影响北方暴雨的急流高度分布图，这时台风位于福建的福清，其伴随的东南低空急流最大中心在 2 公里高，位于上海、杭州一带。北京以北是偏西风的高空急流，主要急流高度在 12 公里，位于二连到伊春一线。在高低空急流之间，从济南到北京急流高度相差13.4公里，风向相反，说明北边西风槽的高空急流和南边台风的低空急流之间毫无联系。到了 26 日 08 时，台风移到福建的七仙山(27°57″N，117°57″E)附近，济南的风向由东风转成了南东南(顺转了60度)，高度由 0.6 公里上升到 4 公里．而北京除了在 14 公里处依然维持一个西风急流外(风向不变，仅风速减小 2 米/秒)9公里高度处又出现一个新的偏南风急流(205度，22米/秒)，它与台风东侧副高西缘上海来的低空急流轴方向很一致，亦即沿着低空急流轴到高空急流轴的方向，发生了急流高度不断上升，风向顺转，风速加大的现象(图5a-b)，尤其是在济南到北京的转向地区，急流高度差最大，这个地区正是低层能量锋区和暴雨中心所在，这里也正是上升运动区，由修正的连续方程计算得该地区 4—9 公里的平均$\bar{\omega}$为 4 厘米/秒，如果空气运动在短时间内是定常的，则可以求出从济南的急流高度(4 公里)上的空气质点到达北京时将上升 7 公里，而北京9公里高度上的南风急流从风向来说与济南的南东南风很一致，高度上升了 5 公里，两者也基本一致。另外从沿低空急流轴到高空急流轴的垂直剖面图(剖面基线即图 5 b 的矢线，是沿着副高西缘转向的)图 6 可以更清楚地看到：25 日 20 时 (图 6 a)上海到济南低空有一近于饱和的湿急流，从赤峰到伊春的高空则有一干的偏西风急流，两者完全割裂。到 26 日 08 时(图 6 b)，台风与西风槽相互作用时，低空急流轴不断升高、转向并与高空西风急流轴连在一起，而且与饱和凝结区基本上相重合。谢义炳[8]指出湿空气质点在湿不稳定大气中有按湿绝热过程上升、转向、加速的过程。这里所揭示的观测事实似说明这种过程的存在。另外，这里所揭示的台风与西风槽相互作用而产生特大暴雨时的高低空急流相互关系与日本松本、二宫[9]等人所分析的暴雨时的高低空急流关系很不相同。他们认

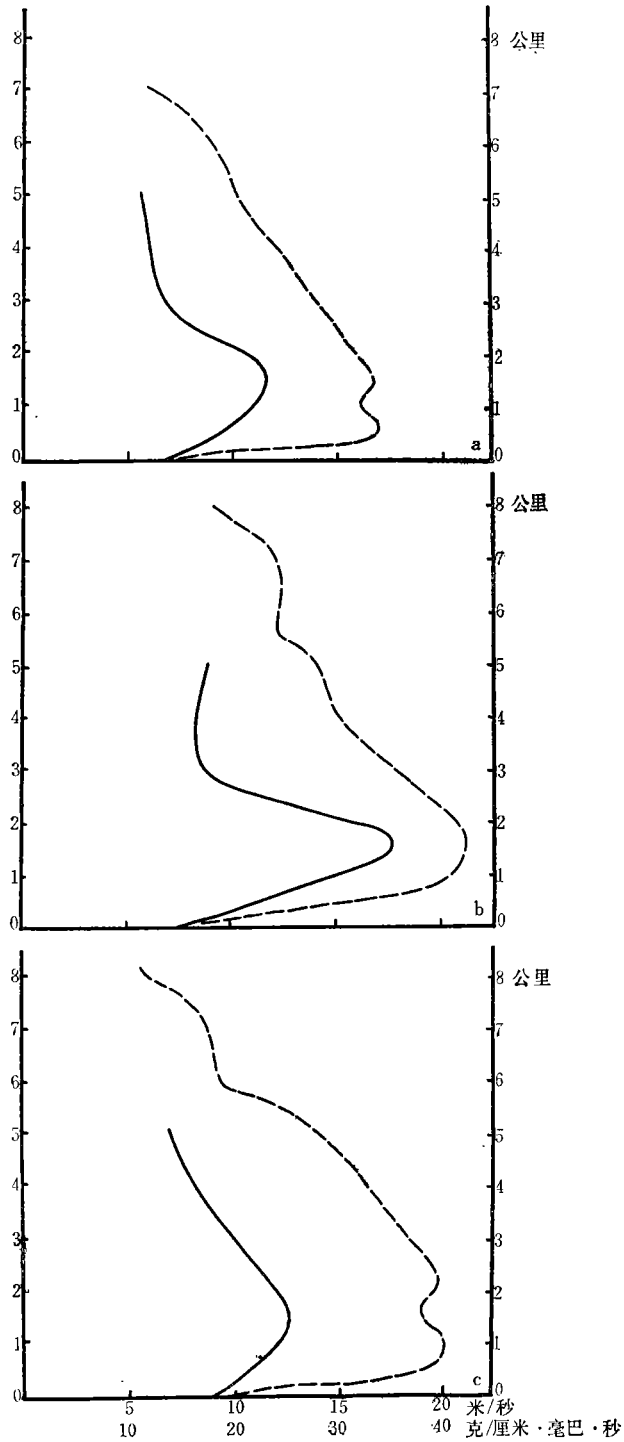
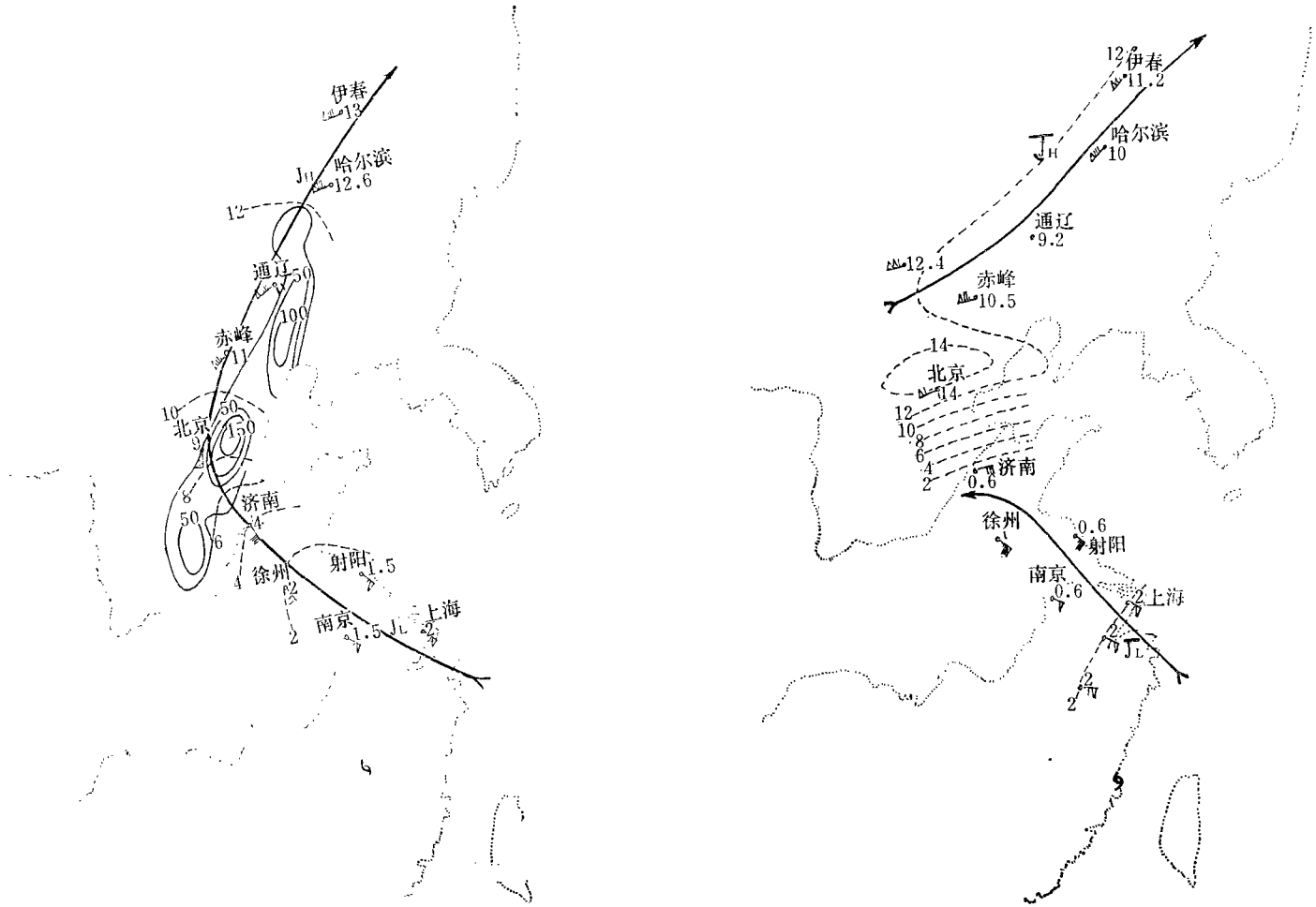


图 4　急流中心(上海、南京、射阳)平均风速($\bar{V}$：实线)和水汽输送$\left(\overline{\frac{Vq}{g}}\right)$：虚线)的垂直廓线图

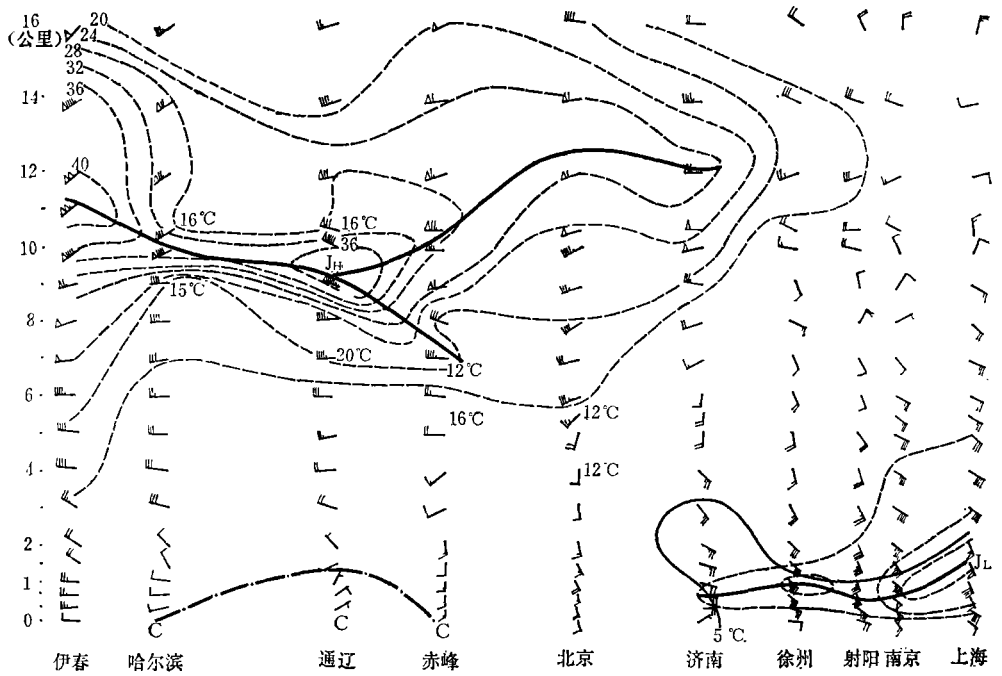
(a 25日20时，b 26日08时，c 26日20时)



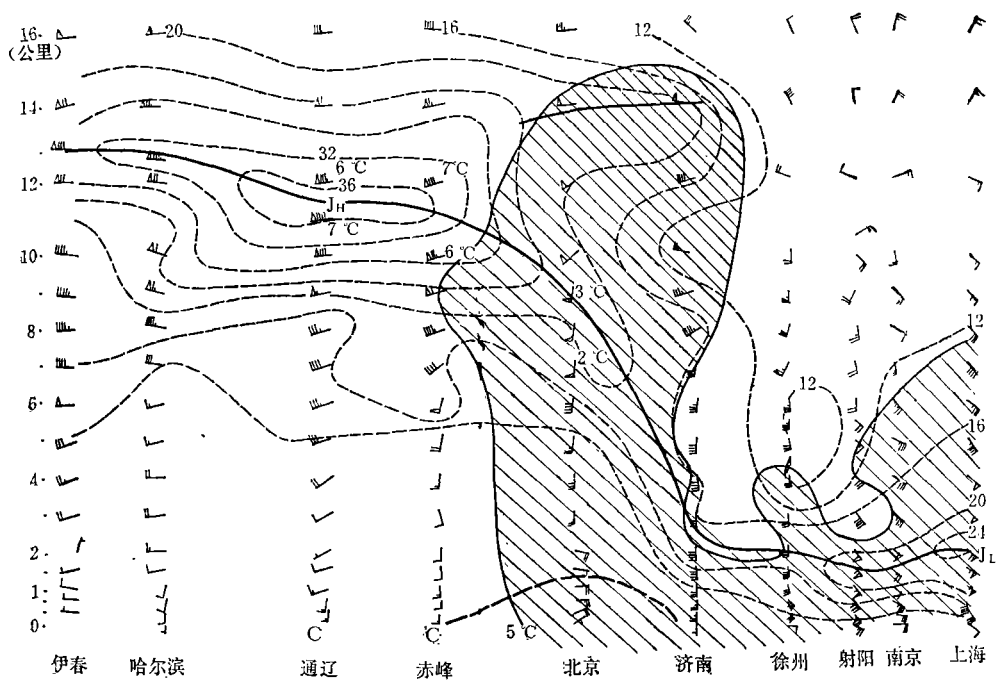
a 1977 年 7 月 25 日 20 时　　b 1977 年 7 月 26 日 08 时

图 5　沿高低空急流轴的急流高度分布图

（数字为最大风速所在的高度(公里)，虚线为急流高度等值线，细实线为未来 24 小时的暴雨区）



a　1977 年 7 月 25 日 20 时



b　1977 年 7 月 26 日 08 时

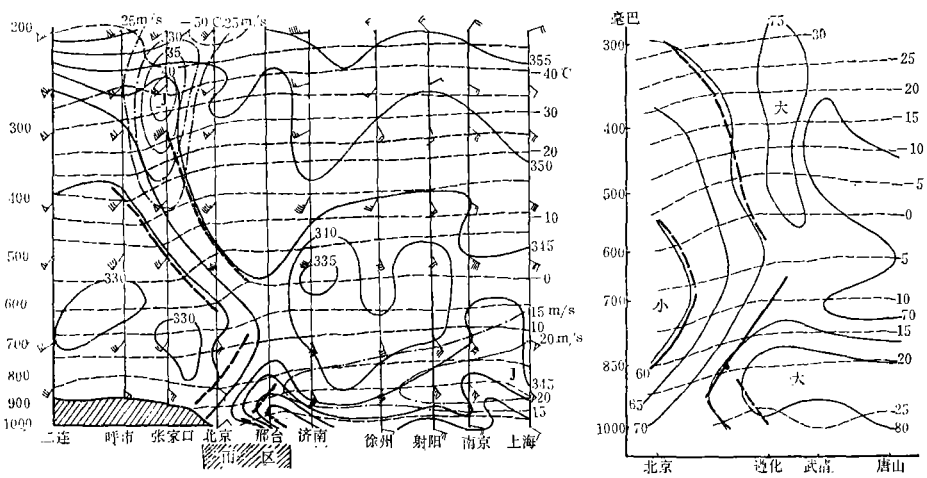
图 6　沿着从低空急流轴到高空急流轴的垂直剖面图

（标有°C的数字为温度露点差，细虚线：等风速线（米/秒），粗实线：急流轴线，粗虚线：浅薄冷空气堆。）

为暴雨时的低空急流是由于对流混合的作用使高空动量向低空输送的结果。而这里所揭示的东南低空急流所带来的水汽在暴雨区上升、转向、加速，26 日 20 时在 200 毫巴上与西风槽前的高空急流合併加强，最大风速增大到 50 米/秒(图略)，这与动量向下输送的机理完全不同。高空急流的加强，一方面增强了高空的辐散，一方面又把暴雨区上空的凝结热迅速带走，使暴雨区的不稳定得以不断重建，而使暴雨得以维持和加强。所以高空急流也是暴雨产生的重要条件，但是高空急流的出现不一定都伴有暴雨的产生，往往是它与低纬(下同)系统所伴随的低空急流共同作用时更易产生暴雨。总之，暴雨期间高低空急流之间有较显著的联系，这是一个十分有意思的问题，其详细的物理机制值得进一步研究。

三、中低纬系统相互作用下暴雨锋区的特殊结构

中低纬系统相互作用下的暴雨一般都比较强，经常造成特大暴雨。从水平方向(各等压面图)来看直接下暴雨的系统特征与一般降水的系统往往并无明显不同，而从垂直方向看却有显著特征。图 7 a 为垂直于暴雨区的剖面图。图上最明显的特征是暴雨区的锋区在垂直方向上具有三层结构。第一层为 900 毫巴以下的边界层内，锋区向冷侧倾斜，锋后为一浅薄的冷堆，这是上次冷锋过程中的冷空气变性残存下来的。第二层为从 900—700 毫巴，主要以 850 毫巴为代表，由于台风所伴随的东南低空急流带来的暖湿空气与北方的冷干空气在有利的变形场形势下造成强烈的锋生[10]，这个锋区强度大，湿斜压性明显并向暖区一侧倾斜，我们曾称之为半热带锋区[5]，再向上，从600—300毫巴，有一西风槽所伴随的向冷区倾斜的高空锋，这个锋区主要是温度对比明显，其上伴随一支高空急流，显然这种特殊的三层锋区结构并不是单纯的某一西风带系统所伴随的，而是中纬度系统(西风槽)和低纬度系统（台风）相互作用的产物。这种特殊结构的锋区对产生特大暴雨又是非



a 1977 年 7月 26 日 08 时　　b 1978 年 7 月 25 日 02 时[5]

图 7 三层锋区的剖面实例图

(θ_{se}: 实线；T: 虚线；等风速线：点虚线)

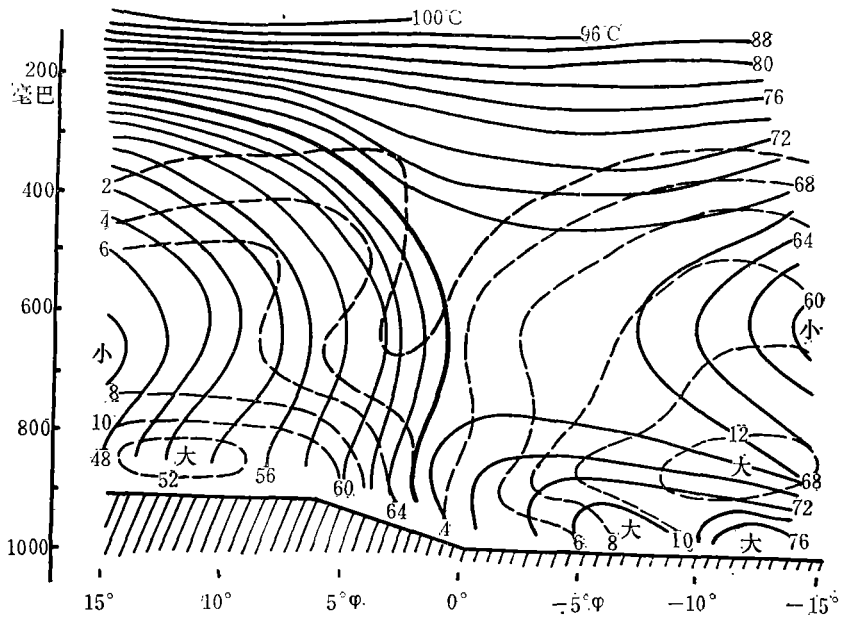


图 8　十次经向型持续性特大暴雨的合成剖面[11]

(T_σ：实线；$\frac{L}{c_p}(q_s-q)$：虚线；T_σ=66°C线：粗线)

常有利的。图 9 给出了图 7 a剖面上的散度场和三维流场，可以看出边界层内，北京、邢台附近的浅薄冷堆是比较稳定的，暖湿空气沿此冷堆辐合上升，得到一个起始的上升速度，虽然这时上升速度很小，但再往上到 700 毫巴之间有一个强的向南倾斜的湿斜压锋，那里由于对流不稳定能量的释放而使上升运动大大加速，再向上由于高空锋区上的斜压位能的释放和凝结加热而继续加速，到 500—400 毫巴之间达最大。再往上，在其继续上升过程中垂直于剖面的偏西风分量越来越大，到急流中心为 39 米/秒，同时在急流轴南侧在北京上空有一强辐散中心，这说明南方由低空急流输送过来的大量水汽是通过这种特殊的多重结构的锋区逐级上升加速，再加上高空有着有利的质量流出场而造成强烈的降水，有意思的是这种三层锋区结构并不是仅在这一个例中才有，在 7805 号台风倒槽[5]中也有这种型式的结构(图 7 b)，更有意思的是在雷雨顺[11]的 10 次经向型持续性大暴雨（其南方均有台风低压的影响)的合成分析垂直剖面图上，也可以清楚地看出这种三层结构（见图 8 中的 T_σ 60 到 66°C 线)。因此，很可能三层锋区结构是这类中低纬系统相互作用下产生特大暴雨系统的重要特征。

四、远距离台风影响下西风带特大暴雨的模式

根据上述分析，我们可以把这种远距离台风影响西风带特大暴雨的过程模式概括如图 10，这个模式说明台风在北上时与副热带高压之间形成一支强劲的东南风低空急流，把低纬洋面上的大量水汽往北输送，在近地面边界层内，遇残存的弱冷空气辐合抬升，在

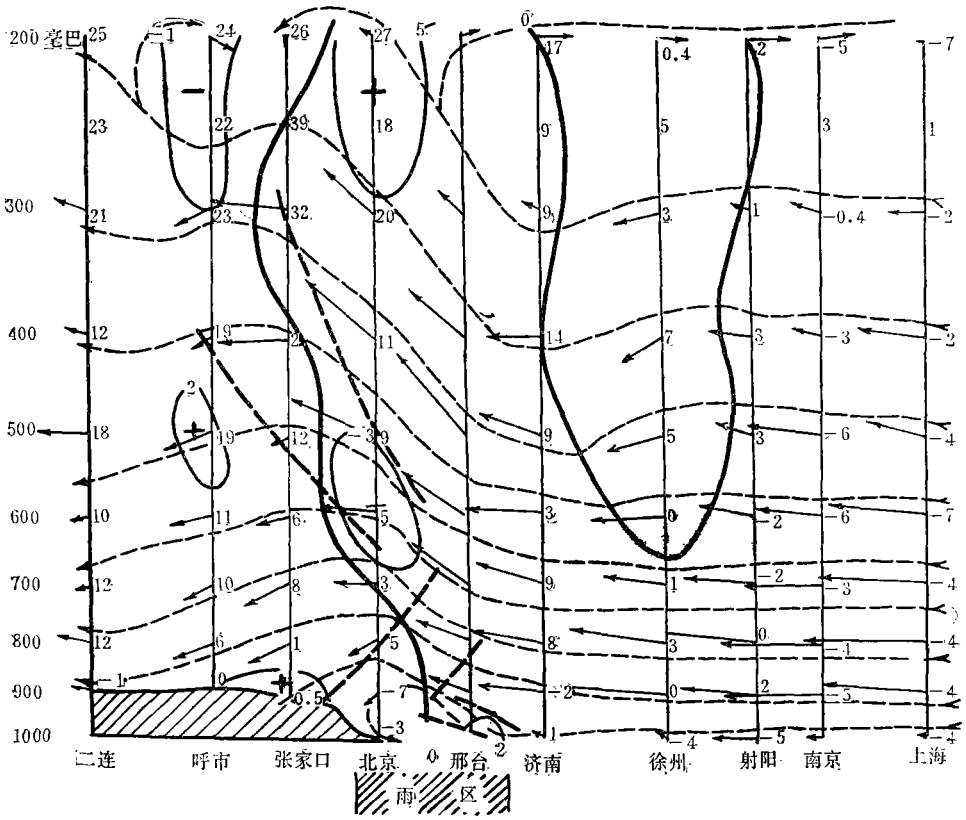


图 9 同图 7 a剖面上的流场及散度分布图
(粗线：W零线；+：辐散中心；一：辐合中心；箭头：剖面上的风矢量，数字为垂直于剖面的水平风速，正值为偏西风分量，负值为偏东风分量。)

对流层中、下层，由于急流的影响，在有利的变形场内产生强烈的锋生，而且这个锋区是向暖区一侧倾斜$\left(\frac{\partial\theta_{se}}{\partial z}<0\right)$，故通过边界层顶向上输送的水汽，由于这里的对流不稳定能量的释放而得到加速，到对流层中、上层，又有高空锋区的斜压位能的释放而进一步加速，同时对流凝结潜热的释放增暖高空大气而导致对暴雨的反馈作用。另外低空急流所带来的水汽上升、加速，转向并与高空急流合併，增强了高空急流，也促使低层辐合的加强与暴雨的加强。这样就构成了西风带内特大暴雨的极为有利的条件。

五、结 论 和 讨 论

1．台风对相距较远的西风槽的相互作用，主要通过台风与太平洋副热带高压之间的东南低空急流来实现的，这支低空急流是东南向的，准地转的并与台风活动紧密相联系的，这是与梅雨锋相联系的西南风低空急流是不同的，另外它与梅雨锋上中尺度扰动相伴随的低空急流也是不同的，除了水平尺度不同以外，前者先于降水出现，对降水预报有先兆性[12]，后者则几乎与降水同时出现[9]，前者由于水汽的作用在能量锋处急剧地上升、加

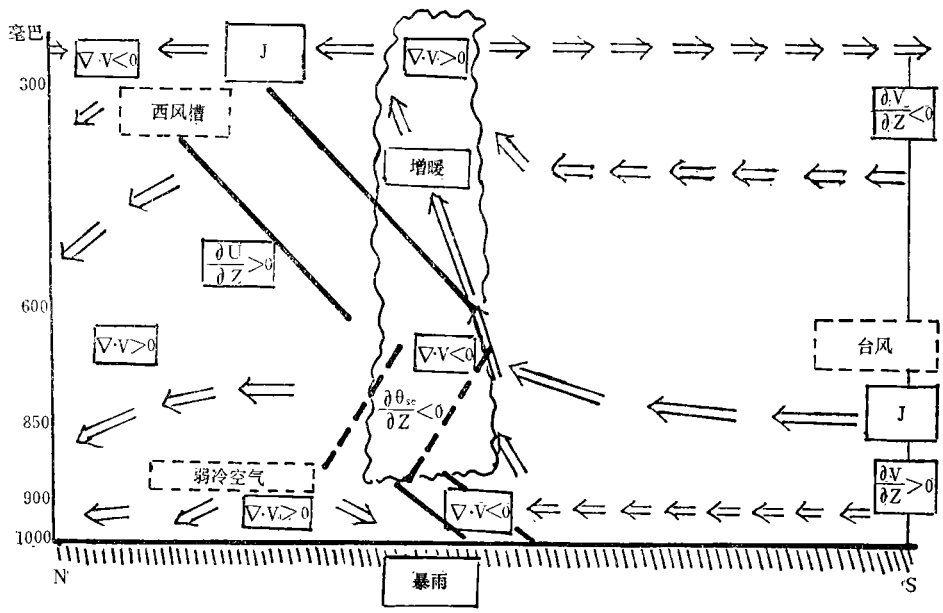


图 10　远距离台风影响西风带特大暴雨的模式

速并沿副高边缘转向成西南风使高空风速加大，这似乎说明了湿斜压大气中水汽的主动作用的观点[8]，而这与松本等研究梅雨锋中所提出的由于对流混合作用使高空动量下传产生低空急流的观点[13]是不同的。

2．中低纬系统相互作用下特大暴雨中的能量锋区的三重结构表明了夏季直接产生大暴雨的系统尽管在水平方向上特征并不比一般降水系统更明显，但是如果注意到更大范围的中低纬环流系统的相互作用，及由此形成的暴雨系统的垂直结构特征确是十分清楚的。因此似乎应把中低纬系统的相互作用及系统的垂直结构作为认识和分析大暴雨系统的重要方面。此外，三层锋区表明不能用准地转的中纬度斜压大气特征来描述和解释夏季大暴雨系统的结构，在夏季，实际上存在着 1 公里以下的边界层，850—700 毫巴的对流层中下层，及 700—300 毫巴的对流层中上层的三层系统。因此，在夏季的暴雨预报中，似乎不能象其它季节的中纬度天气预报那样主要抓地面及 500 毫巴二层系统。实际上我们的气象工作者已分别注意到这三层系统在暴雨预报中的重要性，除了 850 毫巴（或 700 毫巴）上的低空急流、切变线和能量锋区以外，人们对于边界层中的辐合线、能量锋及 300 毫巴（或200 毫巴）上的高空急流与暴雨的关系均已引起了重视。但如何以中低纬系统相互作用为线索，把这三层系统的相互联系和配置构成新的天气模式，这可能对于改善暴雨预报的能力，尤其对于提高特大暴雨的预报能力会有很大好处的。本文只是这方面的初步探索，许多分析还仅限于天气学的定性的讨论，有些事实可能还需要用数值试验的方法来进一步研究，以便使得这种天气模式更加接近于客观实际，并作为改善暴雨数值预报的重要依据。

致谢：本文承谢义炳教授审阅与指导，张镪、陈受钧同志提出宝贵意见，特此表示深切感谢。

参 考 文 献

[1] 北大地球物理系气象专业，初论西风带和热带辐合带环流系统的相互作用，大气科学 1977,2,132—137。
[2] 谢义炳、张镡、蒋尚城，暴雨中短期预报的观点和思路，气象科技，1979,2,2—5。
[3] 张廷治，杨扬、蒋尚城，1977年4号台风与北方特大暴雨，北方天气文集，第二集，1—8，北京大学出版社，1982。
[4] 陶诗言等，中国之暴雨，科学出版社。
[5] 蒋尚城、张镡、周鸣盛、刘盎然，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—27,1981。
[6] 竺可祯，东南季风与中国之雨量，地理学报，1934年。
[7] 陶祖钰，湿急流的构成及形成过程，气象学报，38,No. 4,331—340,1980。
[8] 谢义炳，湿斜压大气的天气动力学问题，暴雨文集，吉林人民出版社，1980。
[9] 二宫洸三，梅雨前線帯の豪雨，第6章，气象研究，—1.第(138)号，1979。
[10] 张元箴，变形场和能量锋锋生，本期 p219—222。
[11] 雷雨顺，经向型持续性特大暴雨的合成分析，气象学报，39,No. 2,168—181,1981。
[12] 蒋尚城，谢安，西太平洋台风和北方暴雨，北方灾害性天气文集，6—10，气象出版社。
[13] Matsumoto S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, Characteristic Features of "bai-u" Front Associated with Heavy Rainfall, *J. Met. Soc. Jspan.* **49**. 267-281,1971.

A SYNOPTIC MODEL OF THE HARDRAIN STORM IN WESTLY BELT AFFECTED BY THE FAR DISTANT TYPHOON

Jiang Shangcheng

(Department of Gephysics Peking University)

Abstract

In this paper, one of the interaction processes between the mid- and low-latitude systems——hardrain storm process caused by interaction between the westly trough and the far distant typhoon was analysized and a model was presented.

The characteristics and the role of the SE low-level jet between typhoon and pacific subtropic high especially the connection between SE low-level jet and the westly high level jet were revealed. The differences contrasted with Main front low jet were discussed. It was showed that the hardrain storm front, which was generated by the interaction between the cold air in westly belt and low-level jet in company with typhoon, possessed particular three-layers structure. It was emphasized that this particular structure of front may be an important characteristic feature of the hard rainffall bearing systems.