

急流与台风暴雨

章基嘉 林锦瑞 励申申*

我国最大的暴雨多与台风有关，並常造成灾害。但是，适时适量的台风降水也常给农业生产带来很大好处。所以台风暴雨始终是我国沿海地区气象台站十分关心的重大预报课题之一。根据我国天气工作者的经验，在做台风降水预报时，要着重分析两类不同性质的环流和系统的相互作用：即（1）台风环流与四周环流的相互作用；（2）台风内部不同尺度系统的相互作用^[1]。本文的研究表明，台风外围的偏南风急流是参与这种相互作用的重要环流系统之一。它关系到水汽供应是否被切断；环境是否对辐合上升运动产生有利作用；层结的位势不稳定是否加强等等，从而直接影响着台风暴雨的形成。

一、急流与台风暴雨的统计关系

对1961—1975年期间影响华东地区的111个台风进行普查后，发现其中89个在华东沿海地区（包括台湾省）产生了暴雨或特大暴雨，当它们进入警戒线以后在其外围（距中心400公里以上）的850或700毫巴等压面上，在发生暴雨的同期或前期（36小时内）有86个出现大于14米/秒的东南风或西南风急流。但是，台风外围的急流并不是台风暴雨的充分条件。在这15年中，就有7个台风外围出现了急流而未形成暴雨，也有3个台风外围没有急流却产生了暴雨。为清楚起见，这种关系由表1给出。对表1作 χ^2 检验，得到 $\chi^2 = 55.4 \gg \chi^2_{0.01}$ 。可见华东地区的台风暴雨与台风外围的急流存在着相当密切的关系，其信度超过了0.01。

表1 急流与台风暴雨的关系

	有 急 流	无 急 流	合 计
有 暴 雨	86	3	89
无 暴 雨	7	15	22
合 计	93	18	111

然而，表1不能证明急流的持续性与台风暴雨日数存在联系。为此，又将89个发生

*本院76级同学顾平、汤德新、王增华、刘玉参加了部份计算工作。

暴雨的台风做了急流维持日数与暴雨日数的对比分析，结果列于表2。由表2可算得： $\chi^2 = 46.6 \gg \chi^2_{0.01}$ 。可见急流与台风暴雨的逐日关系也是密切的。在有急流的277天中有228天出现暴雨。但是，在无急流的日子有暴雨和无暴雨的日数几乎相等。造成原因是由于广大洋面上缺少测风资料，1973年以前又无云图资料，台风外围急流难以发现，都作为无急流统计，致使无急流统计的日数增多。

表 2 急流与台风暴雨的逐日关系

	有 急 流	无 急 流	合 计
有 暴 雨	228	70	298
无 暴 雨	49	69	118
合 计	277	139	416

二、和台风相联系的急流的特征

既然台风暴雨与其外围的急流存在密切的关系，因此，进一步分析这种急流的天气学特征不是没有意义的。为此，选取7315、7504、7805三个强台风和一个7412弱台风进行详细的天气学分析，结果发现，其中三个台风(7315、7504、7412)在登陆我国之前，从卫星云图和风场上看，在它们的外围就已经有明显的急流存在，而且这支急流是和热带辐合带相联系的。但是台风外围的东南风急流向上很快转变为南风急流，因此有必要将它分解为东风急流和南风急流。研究表明，这两支急流具有以下不同的特征。

1. 东风急流的空间分布特征

台风外围北部急流的东风分量(以下简称东风急流)，在850毫巴上达到最强，向上迅速减弱，到500毫巴上风速中心的最大值只有850毫巴上最大风速的30—50% (图1—3)，所以它是一支低空急流。这支低空急流中风速的水平切变约8—10米/秒·100公里，垂直切变约2—3米/秒·1公里，最大风速中心在各高度上的连线近于垂直。

2. 南风急流的空间分布特征

台风外围东侧急流的南风分量(以下简称南风急流)，在700或500毫巴上达到最强(图1—3)，它的风速水平切变也很大，与东风急流的水准切变相近，但是其垂直切变却很小。这支水准切变较大的强风速带，最厚的向上可一直延伸到200毫巴。值得指出，南风急流最大风速中心在各高度上的连线可以向北或向南倾斜，而它的倾斜状况与台风暴雨的强度有很大关系，后面将作详细讨论。

3. 台风外围的急流的移动与生成特点

这两支急流都随台风的移动而移动，当地面图上的台风环流消失后，它们又随最大风速水平轴线附近的正负涡度中心而移动，它们的生成与消失均可落后于台风的生成与消失。例如7315强台风在穿过巴士海峡以前，并没有南风急流与它相伴，这时离台风中心约620公里的石垣岛700毫巴的南风分量仅5.1米/秒(全风速为8米/秒)，到了10

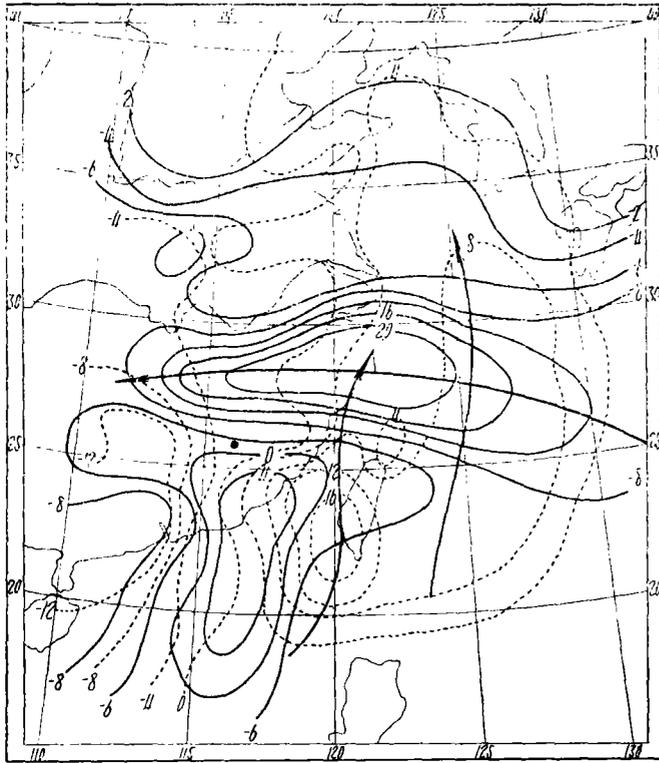
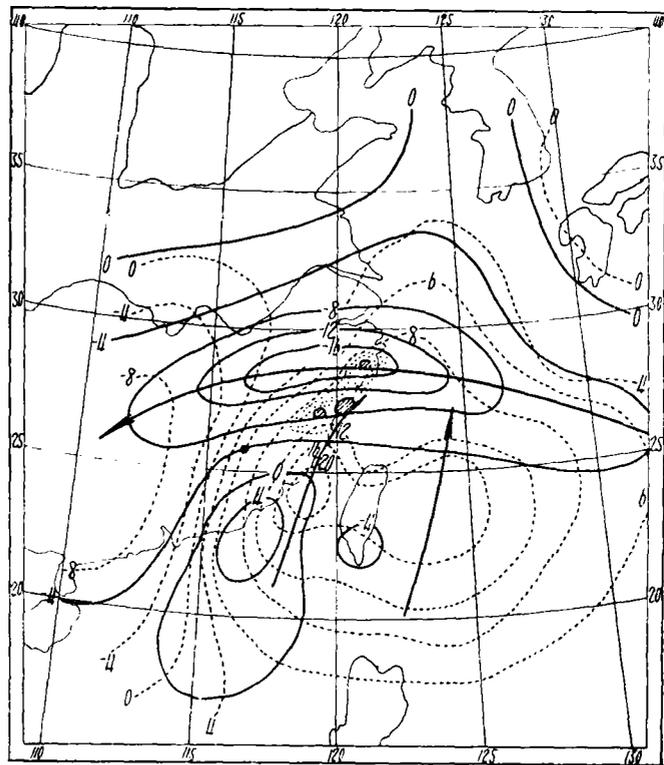


图 1 1973 年 10 月 10 日 20 时 850 毫巴 u 、 v 分量分布图 (单线为 u 分量等值线, 虚线为 v 分量等值线, 正值位为北风, 负位为南风, 实线为东分量等值线, 虚线为西分量等值线, 带箭头的实线为最大风速轴, 点表示台风登陆后的位置)

图 2 1973 年 10 月 10 日 20 时 700 毫巴 u 、 v 分量图 (说明同图 1)

- ☉ 为 12 小时大于 30 毫米的暴雨区
- ☉ 为 12 小时大于 70 毫米的暴雨区



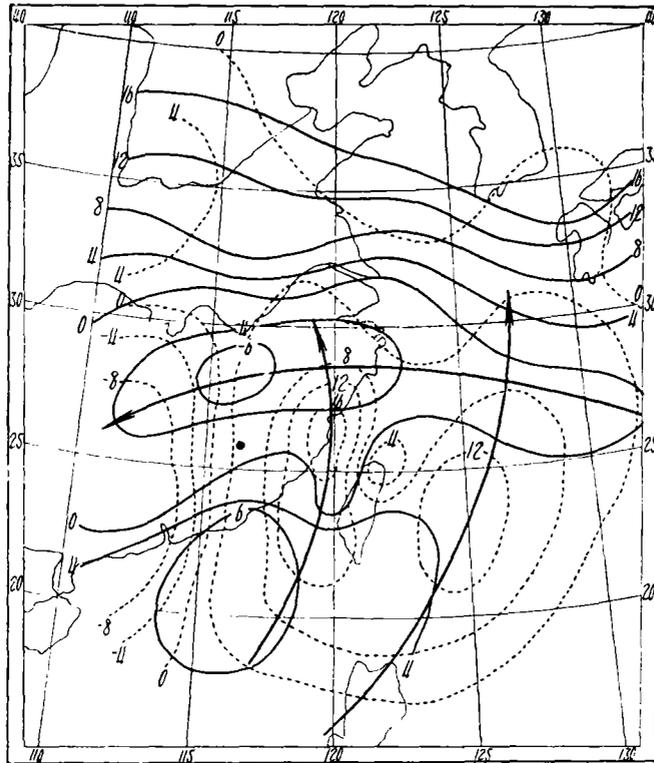


图 3 1973年10月10日20时500毫巴
u、v分量图(说明同图1)

月9日08时台风中心的强度並沒有变化,石垣岛离台风中心的距离也没有明显变化,但700毫巴上的南风分量却增大到13.0米/秒(全风速为17米/秒),500毫巴上也有类似的情况。这时台风外围东侧的南风急流生成,且较深厚。再如7805台风的南风急流则于台风登陆后12小时才生成。东风急流也有类似情况。可见这种东南风急流不是台风自身的产物,而是在台风发展的特定阶段上与环境流场相互作用下形成的。

三、急流对暴雨的贡献

在台风发展的特定阶段上与环境流场相互作用下形成的东南风急流对于台风暴雨的产生有什么贡献,这是本文研讨的中心。以下分四个方面进行论述。

1. 水汽供应

我国位于太平洋西岸,浙闽一带濒临东海,接近水汽源地。但这并不意味着发生台风暴雨,尤其是特大暴雨不存在水汽供应问题。例如1973年10月8日,我国大陆上受北方较冷空气南下影响,空气很干燥,浙江境内850和700毫巴等压面上比湿只有3—4克/千克,且等比湿线呈东北—西南走向,与台湾海峡一带的东北风几乎平行,所以水汽平流很小,使浙闽沿海上空水汽不能增加。但是到了9日08时7315台风外围的南风急流形成以后,这一带从850毫巴一直到高层等比湿线迅速向北推移。10月10日08时850

毫巴等压面上，10克/千克的等比湿线一直伸入到汉口以南，浙江境内500毫巴上的比湿增加了一倍（图略）。因为南风急流垂直切变小，所以水汽平流也是在深厚气层中进行，故使整个对流层都发生了明显增湿。

虽然低层的东风急流在浙闽一带的水汽平流很小（因 $-\vec{V} \cdot \nabla q \approx 0$ ），但是它对水汽的输送仍然存在（因 $uq \neq 0$ ）。为了比较东风急流和南风急流对水汽输送的贡献，我们计算了两个台风12个时次从地面到300毫巴各层东风水汽通量（ $\frac{1}{g} u q$ ）和南风水汽通量（ $\frac{1}{g} v q$ ），结果发现，在850毫巴上两者的最大值大致相近（分别为29.4和26.7克/毫巴·厘米·秒），而在500毫巴上南风的最大水汽通量约为东风最大水汽通量的3.5倍（9.8/2.8）。由此可见，南风急流不但对水汽平流引起局地增湿有重要贡献，而且对各层源源不断地把水汽输送到暴雨区去也有重要贡献。但是水汽主要集中在低层，所以低空东风急流的水汽通量对大陆上暴雨形成的贡献仍不能忽视。

2. 上升运动

陶诗言^[2]在分析我国降水天气系统时曾指出有三股气流对降水形成非常重要，其中的第一股气流是来自偏南方向的暖湿气流，这股气流从近地面开始在向北输送的过程中是上升着的。本文的研究表明，这股气流在形成台风暴雨过程中也同样起着非常重要的作用。前面已经提到，台风外围的东风急流中最大风速中心在各高度上的连线几乎是垂直向上的，而南风急流中最大风速中心的连线有时向北倾斜（图4），有时向南倾斜（图5），有时垂直向上（图6）。显然，在最大风速中心的前方有风速水平辐合，其

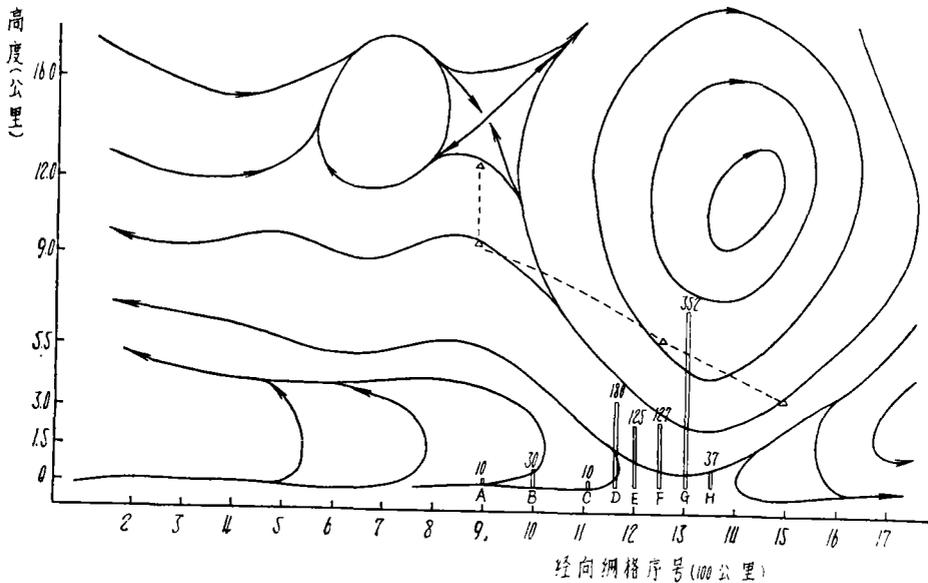


图4 1973年10月11日20时沿南风急流轴附近（120°E）经向剖面
△为南风最大风速中心，直方及数字表示24小时雨量，横坐标为经向网格序号（100公里）

后方有风速水平辐散。所以当最大风速中心连线向北倾斜时，在倾斜区内低空水平辐合区的上面叠加着高空水平辐散区，从而有利于倾斜区内上升运动在深厚的气层中发展。在沿南风急流切线方向所作的垂直剖面图内，流线在此倾斜区是向北斜升的，在倾斜区的南方出现强烈的下沉气流，它们之间形成一个闭合的垂直环流圈，此环流圈的中心约在 200 毫巴上（图 4）。这个垂直环流圈把大量暖湿空气从南方输入到台风环流内并造成强烈的辐合上升，结果形成台风的暴雨和特大暴雨。例如，7315 台风的地面环流在 11 日 08 时虽已完全消失，但由于南风急流的这个垂直环流圈的作用，在福鼎造成了日雨量达 352 毫米的特大暴雨，又在其北方的泰顺、温州和青田一带日雨量也超过了 100 毫米（图 4）。

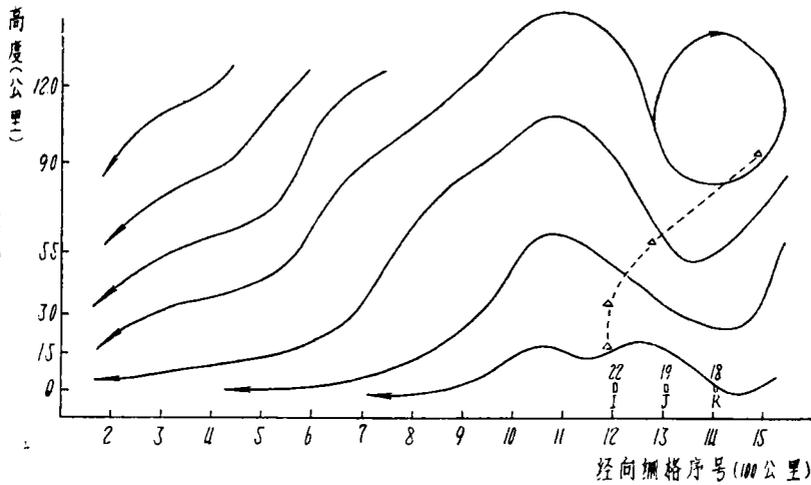


图 5 1978年7月23日20时沿东经 122° E (南风急流轴的西侧) 经向剖面 (说明同图 4)

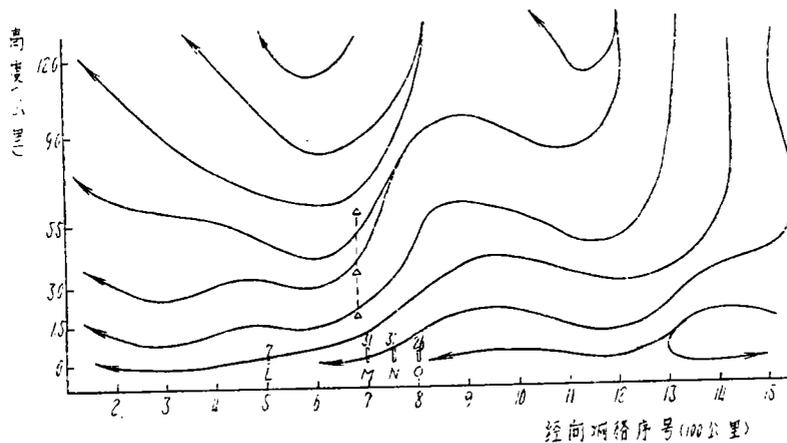


图 6 1978年7月24日20时沿南风急流轴附近 (119° E) 经向剖面 (说明同图 4)

当最大风速中心的连线向南倾斜时，在倾斜区内低空辐散区的上面叠加着高空辐合区，从而不利于上升运动在深厚的气层中发展。这时在垂直剖面图内闭合环流圈十分微弱，只有在对流层上半部南北距离仅 200 公里的范围内才有比较弱的上升运动，而在其前方为大范围的下沉气流区，所以只造成局部少量的台风涡旋区的降水（图 5）。例如 7805 强台风在浙江石浦附近登陆时，在浙江大陆上只有括苍山出现暴雨外，其他地区雨量均未达到暴雨。

当最大风速中心连线呈垂直向上时，其前方有弱的向北斜升气流，后方有弱的斜沉气流。在剖面图上对流层内分析不出闭合的垂直环流圈（图 6）。例如 7805 台风这时在最大风速中心连线北侧的气流弱斜升区内仍未发生暴雨。值得注意的是到了 25 日 08 时，7805 台风的南风急流最大风速中心连线又转变成向北倾斜，在剖面图上重新出现闭合的垂直环流圈（图 7）。这时位于气流斜升区内的遵化发生了日雨量 245 毫米，过程总降雨量达 485 毫米的特大暴雨，在其附近的天津、沧州、黄骅亦有暴雨。

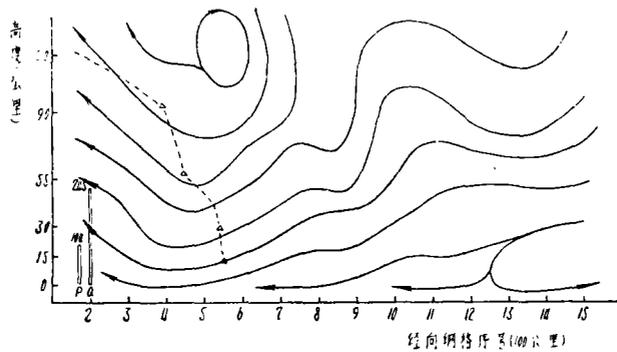


图 7 1978年7月25日08时沿南风急流轴（119°E）
经向剖面（说明同图4）

由此可见，就我们分析的四个台风个例而言，南风急流最大风速中心连线的倾斜状况对于产生台风暴雨是至关重要的。低空东风急流本身浅薄，而且其最大风速中心的连线也没有发现东西向的倾斜，所以它对台风暴雨的动力作用远没有南风急流那样重要。

3. 位势不稳定

台风暴雨具有对流性质，因此位势不稳定是形成台风暴雨的重要条件之一。计算表明，东风急流的最大水汽通量在 850 毫巴上约为 500 毫巴上的 10 倍，而南风急流的最大水汽通量低空约为高空的 3 倍。这使台风气柱形成低空非常潮湿，高空比较干燥的明显对比。又如表 3 给出各层的水汽平流计算值。可见台风外围东南风急流对高低空水汽的差动平流，保证了台风中位势不稳定能量在释放后得到不断重建。表 4 给出了 7805 台风的南风急流轴附近各主要等压面上的相当位温值，可见在 400 毫巴以下气柱是普遍呈对流性不稳定的。值得指出的是，台风中的强暴雨经常发生在位势不稳定区与低空辐合区相重合的地方，也就是前面所指出的南风最大风速中心连线向北倾斜的地区。

4. 中小尺度系统的作用

通过地面加密的测站记录，发现台风暴雨中心区内确实存在一个尺度很小的强辐合

表 3 福鼎上空 1973 年 10 月 10 日 20 时各层的水汽平流
 $-\bar{V} \cdot \nabla q$ (单位 10^{-5} 克·千克 $^{-1}$ 秒 $^{-1}$)

地 面	850 mb	700 mb	500 mb	300 mb
-3.8	26.0	3.3	1.4	1.6

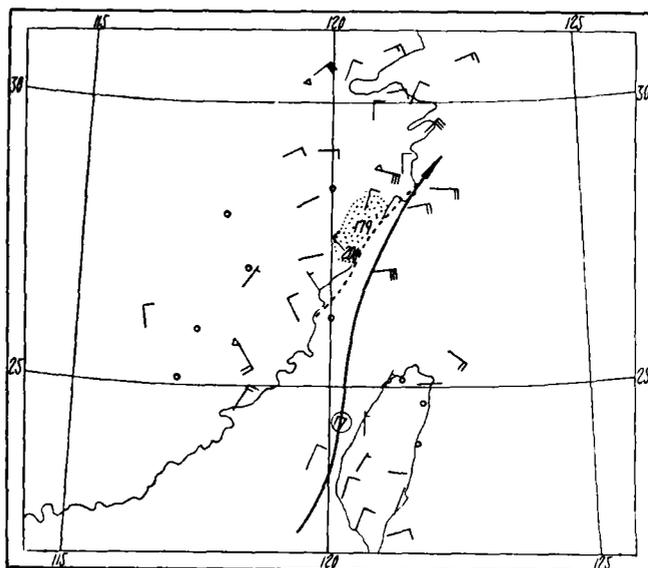
表中负值表示干平流，正值表示湿平流。

表 4 1978 年 7 月 23 日 20 时南风急流轴附近各层的
 相当位温

	衢 县	上 海	徐 州	北 京
地 面	82	84	81	72
850	70	71	76	71
700	70	65	71	66
500	69	67	68	71
400	72	72	69	68
300	80	77	75	73
200	88	82	87	86

区(图 8)，这个强辐合区一般出现在东风急流和南风急流的最大风速中心的左前方(图 1—2)。这里正是两支急流风速水平切变产生正涡度的叠加区，再加上强烈的层结

图 8 1973 年 10 月 11 日 20 时地面风场
 \triangle 为高山， \bigcirc 为静风， $\textcircled{\otimes}$ 为暴雨区，其中数字为 24 小时最大雨量值，图上圆圈中心中的数值 17 表示 700 mb 南风急流中心的强度(米/秒)，实线表示 700 mb 南风急流轴，虚线为新生急流中心轴



不稳定和风速水平辐合，促使正涡度加强，有利于诱生出小尺度的低压系统。

综合上述可见，台风外围的东南风急流是供应台风水汽的主要通道。由于上下层水汽的差动平流，造成台风内气柱上干下湿，加强了气柱的对流性不稳定。当南风急流最大风速中心的连线向北倾斜时有利于上升运动在深厚的气层中发展，为台风暴雨的产生提供了十分有利的条件。与此同时，台风中的暴雨中心或特大暴雨最可能出现在东风和南风急流轴相交的西南象限内气旋性切变涡度区与风速水平辐合区相叠加的地方(图2)。

四、台风外围东南风急流的形成和消失

上面的讨论表明，台风外围的东南风急流对于台风暴雨的形成有着重要的作用，因此在做台风暴雨预报时，首先要着眼于台风登陆前，其外围风场上有无大于14米/秒的东南风急流，卫星云图上有无明显的急流云带。但是前面的统计已经说明，急流的出现最早只比暴雨的出现提前36小时。所以根据急流来预报暴雨，其预报时效是有限的。为了提高预报时效，显然应当着眼于急流的形成。本文的研究表明，这支东南风急流的形成常有两种过程：一种与西风带移动性长波脊向东移到 135°E 上与副热带高压脊叠加有关。因为这种叠加使后者加强西伸，接近台风，结果在它们之间造成偏南风加大，形成急流；另一种过程则和副热带高压脊线南侧涡度和散度的不均匀分布有关。研究表明，在副热带气压场较均匀的高压南侧，不断有成对的正负涡度(散度)相间排列，并沿热带东风气流向西移动。若负涡度区与辐散区相配合，则在西移过程中加强。当其移近东风急流轴南侧的正涡度区时，由于涡度梯度局部加大，可使其间的偏南风加强并形成急流(图9)。相反，如果原来已经形成南风急流的一对正负涡度中心，其中任何一个中心减弱与消失，都将导致南风急流减弱以致于消失。例如10日20时850毫巴图上台湾省 -6.5×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 的涡度中心所对应的散度场是辐合的(图略)，而且负涡度中心西移

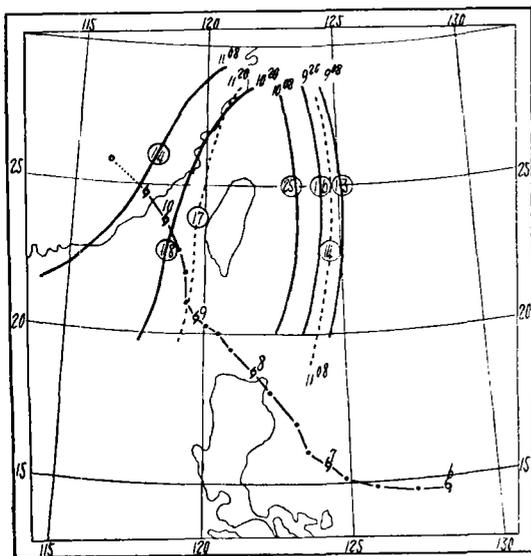


图9 7315台风路径与700mb南风急流动态图。虚线为新生的急流中心轴线，○中数字表示南风急流中心强度，台风上方数字为日期，台风为08时位置，·点表示以6小时为间隔按顺序类推的台风位置

过程中又将下山，地形作用也将使负涡度减小，故此负涡度中心将减弱。与此同时，急流轴西侧的正涡度中心辐合较小，正涡度的增量也较小，结果使得急流轴两侧的涡度减小，导致南风减小，急流消失。实况是12小时以后南风急流强度减小将近一半，这似乎超过动力作用，也就是说11日08时 850 毫巴上南风急流消失的原因除了动力原因之外，可能还有暴雨本身造成的热力原因。这种原因很值得注意，我们将在另文中讨论。

参 考 文 献

- [1] 陈联寿、丁一汇著，西太平洋台风概论，科学出版社，1979，442—446页。
- [2] 陶诗言，有关暴雨分析和预报的一些问题，大气科学，科学出版社，1977，第一期。
- [3] D. J. 文森特 (Vincent) 等，用运动学方法和准地转 ω 方程计算大尺度垂直运动的比较，美国第六次天气分析与预报会议文集，1976，5月。