

一九八〇年 热带天气会议论文集

《一九八〇年热带天气会议论文集》编辑小组 编辑

科学出版社

一九八〇年热带天气 会议论文集

《一九八〇年热带天气会议论文集》编辑小组 编辑

科学出版社

1982

内 容 简 介

一九八〇年五月在昆明市召开了一九八〇年全国热带天气科研协作会议。本文集是由这次会议收到的学术论文中选编而成。本文集由四部分组成：(1)热带天气系统，(2)热带环流演变规律，(3)热带季风及其和我国南方降水的关系，(4)热带数值天气预报和热带大气动力学。

本文集可供气象、海洋、水文等专业有关人员参考，也可供大专院校有关专业师生、科研人员参考。

一九八〇年热带天气 会议论文集

《一九八〇年热带天气会议论文集》编辑小组 编辑

责任编辑 杨玉梅

科学出版社出版

北京朝阳门内大街 137 号

中国科学院印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行 各地新华书店经售

*

1982 年 7 月第 一 版 开本：787×1092 1/16

1982 年 7 月第一次印刷 印张：11 3/4

印数：0001—1,860 字数：268,000

统一书号：13031·1937

本社书号：2634·13—15

定价：2.45 元

前 言

一九八〇年五月,在昆明市召开了一九八〇年全国热带天气科研协作会议。从会议收到的论文来看,质量和数量均有可喜的提高,这反映我国在热带天气研究工作和生产实践上的进展。

经过会议文集编辑小组的审选,选了其中的 25 篇,汇编成本文集。这个文集大致可分四个部分。第一部分是有关热带天气系统的研究,其中包括台风的移动、发生发展以及台风天气产生的机制研究。此外,还包括了赤道缓冲带及赤道反气旋的研究,这是近年来我国热带气象工作者甚为关心的热带天气系统。第二部分是有关热带环流演变规律的研究,主要讨论热带环流的中期演变规律及热带地区云量的变化。第三部分是有关热带季风的研究,主要讨论南亚上空两支强东风气流的构造、东亚大气环流季节变化过程及其和我国雨季开始的关系、印度季风和我国华南季风强弱同我国南方地区降水的关系。第四部分是有关热带数值天气预报和热带大气动力学的研究,主要讨论热带数值天气预报中初值形成、热带风场客观分析以及热带大气波动。

这次会议的学术论文内容丰富,但由于篇幅所限,有许多未能收入本文集。另外,审编小组的水平有限,难免有缺点和错误,请读者批评和指正。

《一九八〇年热带天气会议论文集》编辑小组

一九八〇年七月于杭州

目 录

论 文 部 分

台风移动的诊断研究.....	黄士松	汤明敏	陆森斌	(1)
关于台风中心移动规律的初步研究			贺海晏	(12)
台风大暴雨的大中尺度特征			吕兆骞	(17)
西南涡发展成南海台风的个例分析			包澄瀚	(24)
夏季赤道缓冲带和赤道反气旋的初步分析.....	梁必骥	梁孟荣	徐小英	(29)
夏季南海邻近地区赤道缓冲带的来源及其结构的个例分析			刘伯汉	(37)
夏季热带低层大气环流中期变化与台风生成关系的分析.....				
.....	刘喜礼	韩忠南	潘淑凤	施国强 (44)
西太平洋热带地区夏季环流中期演变过程的分析.....	陈隆勋	何诗秀	杨义碧	罗绍华 (52)
太平洋副热带高压的活动与云量的关系			杨义碧	陈隆勋 (61)
对流层上部热带东风发生发展的初步分析			杨亚正	(70)
夏季亚洲季风环流的结构及其与大气环流季节变化的关系				
.....	陈隆勋	罗绍华	沈如桂	(82)
印度季风环流系统对我国暴雨的贡献.....			沈如桂	李家垣 (93)
盛夏季风环流与我国降水的关系.....	沈如桂	罗绍华	陈隆勋	(102)
西南季风和长江中下游梅雨的关系.....			何家骅	李维亮 (112)
西南季风的强弱和长江流域降水的关系.....			沈建柱	朱志辉 (120)
热带实测风的客观分析.....	吴辉碗	王康玲	吴尚森	(127)
热带数值预报中的初值问题.....			周家斌	武佩珍 (135)
从风和气压场的关系看热带数值预报的初值问题.....			李麦村	周家斌 (144)
基本气流的纬向切变对热带大尺度运动的影响.....			李麦村	姚棣荣 (150)
非绝热加热与大气波动的垂直传播			吕克利	(157)

论文摘要部分

大型岛屿对过境台风影响的研究.....	董克勤	李曾中	张婉佩	赵四强	杨庆萍	(166)
广西五、六月西太平洋台风暴雨的分析.....			谭锡才	谭应毅	李岳山	(169)
南半球气流对低纬度环流和台风发生的影响.....					罗树森	(172)
低纬环流与华南两次降水的关系.....					诸济苍	(176)
南海海洋环流对局地天气的影响.....					张庆荣	(179)

Contents

Articles

- A Diagnostic Study of the Motion of Typhoon
..... *Huang Shi-song, Tang Ming-min and Lu Sen-e* (1)
- A Preliminary Study on the Motion of Typhoon Center *He Hai-yan* (12)
- The Large and Meso-Scale Characteristics of the Torrential Rain in Typhoon ...
..... *Lu Zhao-huan* (17)
- A Case Study of Typhoon Developed in South China Sea from a Vortex Coming
from South-Western China *Bao Cheng-lan* (24)
- A Preliminary Analysis of the Equatorial Buffer Zone and the Equatorial Anticycl-
ones over South China Sea and Western Pacific in Summer
..... *Liang Bi-qi, Liang Meng-xuan and Xu Hiao-ying* (29)
- A Case Study on the Formation and Structure of the Equatorial Buffer Zone over
South China Sea and the Adjacent Regions in Summer *Liu Bo-han* (37)
- The Mid Range Variations of the General Circulation of the Lower Tropical Tro-
posphere in Summer and Its Relation to the Typhoon Formation
..... *Liu Xi-li, Han Zhong-nan, Pan Shu-feng and Shi Gue-qiang* (44)
- An Analysis on the Mid Range Variations of the Tropical Circulation over Wes-
tern Pacific in Summer
..... *Chen Long-xun, He Shi-xiu Yang Yi-pi and Luo Shao-hua* (52)
- The Relationship between the Subtropical High and the Cloudness in Pacific
..... *Yang Yi-pi and Chen Long-xun* (61)
- A Preliminary Investigation of the Development of Easterlies in Upper Tropical
Troposphere *Yang Ya-zheng* (70)
- The Structure of the Asian Monsoon Circulation in Summer and Its Relation to
the Seasonal Variation of the General Circulation
..... *Chen Long-xun, Luo Shao-hua and Shen Ru-gui* (82)
- The Influences of the Systems of the Indian Monsoon Circulation on the Heavy
Rain in China *Shen Ru-gui, and Li Jia-yuan* (93)
- The Relationship between the Monsoon Circulation in Mid Summer and the Preci-
pitation in China *Shen Ru-gui, Luo Shao-hua and Chen Long-xun* (102)
- The Relationship between SW Monsoon and the Rainy Season in Mid and Downs-
tream of the Yangtze Valley *He Jia-hua and Li Wei-liang* (112)
- The Relationship between Indian SW Monsoon and Precipitation in the Yantze

Valley	<i>Shen Jian-zhu and Zhu Zhi-hui</i> (120)
Objective Analysis of Observational Winds in the Tropics	
.....	<i>Wu Hui-ding, Wang Kang-ling and Wu Shang-sen</i> (127)
On the Initialization in Numerical Weather Prediction in the Tropics	
.....	<i>Zhou Jia-bin and Wu Pei-zhen</i> (135)
Investigation on the Initialization in Numerical Weather Prediction in the Tropics in View of the Relationship between Wind and Pressure Fields	
.....	<i>Li Mai-cun and Zhou Jia-bin</i> (144)
The Effects of Meridional Shear of Basic Current on the Large Scale Motion in the Tropics	<i>Li Mai-cun and Yao Di-rong</i> (150)
The Vertical Propagation of Atmospheric Waves Excited by Diabatic Heating	
.....	<i>Lu Ke-li</i> (157)

Short Contributions

The Influences of Big Islands on the Passage of Typhoons	<i>Dong Ke-qin, Li Zeng-zhong, Zhang Wan-pei, Zhao Si-qiang and Yang Qing-ping</i> (166)
An Analysis on the Heavy Rain of the Western Pacific Typhoon during May and June in Kwangsi	<i>Tan Xi-cai Tan Ying-yi Li Yue-shan</i> (169)
The Influences of the Southern Hemispheric Current on the General Circulation in Low Latitudes and Typhoon Formation	<i>Luo shu-sen</i> (172)
The Influence of the Low Latitude Circulation on Two Precipitation Sample	
.....	<i>Zhu Ji-cang</i> (176)
The Influence of the Ocean Current on the Local Weather in South China Sea	
.....	<i>Zhang Qing-rong</i> (179)

台风移动的诊断研究

黄士松 汤明敏 陆森娥

(南京大学气象系)

提 要

台风的移行是预报工作中首要考虑的问题,这方面曾有很多研究,并已取得甚大进展。但这并不是已完全解决了的问题。本文重点研究台风周围流场与台风移动的关系,利用理论模式求出台风移速公式,指出流场结构特点对台风移动的重要影响。此外还讨论了热力因子对台风移动的影响,讨论了副热带高压活动的影响。并用例子说明理论结果与实际情况一致。

一、台风周围流场模式

在西太平洋上最常见的较典型的流场约有三种: 第一种,一般属于台风活动前期的流场,北面为强大副热带高压南侧的东风气流,南面为来自南半球的赤道西风气流,热带气旋即生成、活动在东风与西风的界线区内。第二种流场,常见于台风活动的后期,台风位于两个高压之间,例如东面为西太平洋高压,西面为大陆副热带高压,此时台风的东面盛行南风,西面盛行北风。第三种情况为台风发展强大并且范围较广,而周围系统弱小或零碎,没有明显的引导性的盛行气流。当然,其他流场一般介于这三种流场之间。

如果不考虑台风核心大风区的风场,以上三种流场及其它流场可分别用简单的模式作近似的表示。

I. 第一种流场,设为平直的东西向的基本气流,南侧为西风,北侧为东风,风速大小沿气流方向无变化,但沿气流的垂直方向有变化,而且西风与东风的最大速率可不同。南北向风可视为一扰动,速率大小沿气流方向有变化,沿其垂直方向亦有变化,东侧最大南风与西侧最大北风大小可不同。取台风中心为坐标原点,则某一时刻的台风周围流场可表示为

$$\left. \begin{aligned} u &= U \left[\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha - \sin \frac{2\pi}{L_y} (y + \alpha) \right] \\ v &= V \cos \frac{2\pi}{L_y} y \left[\sin \frac{2\pi}{L_x} \gamma + \sin \frac{2\pi}{L_x} (x - \gamma) \right] \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

其中 U 与 V 均为正值, α 与 γ 可为零或正值。对某一定高度层上某一定时间的某一给定流场说, U , V 与 α , γ 均为常数, $L_x = 2a$, $L_y = 2b$, a 与 b 分别为台风四周最大风速带的横直径与纵直径长度,假如台风为正圆形,则 $a = b$ 。

由(1)的第一式可知,沿 y 轴上

当 $y = 0$ 时, $u = 0$

当 $y = \frac{L_y}{4}$ 时, $u = -U_N = -U \left(-\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha + \cos \frac{2\pi}{L_y} \alpha \right)$

$$\text{当 } y = -\frac{L_y}{4} \text{ 时, } u = U_s = U \left(\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha + \cos \frac{2\pi}{L_y} \alpha \right)$$

可以证明,应在 $y = \pm \frac{L_y}{4} - \alpha$ 处分别出现最大东风与最大西风。今作为近似,设 α 不太大, $|\alpha| \ll \frac{L_y}{4}$, 即将 U_s 与 U_N 分别取为基本气流南侧最大西风速率与北侧最大东风速率,由此得

$$U_s - U_N = 2U \sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha, \quad U_s + U_N = 2U \cos \frac{2\pi}{L_y} \alpha \quad (2)$$

故知当 $\alpha = 0$ 时,基本气流南、北两侧对称,西风与东风的最大速率相等,均为 U ; 当 $\alpha < 0$ 时,南侧西风最大速率 U_s 小于北侧东风最大速率 U_N , $U_s < U_N$; 当 $\alpha > 0$ 时,情况反之,即 $U_s > U_N$ 。应指出,严格说,最大东风、西风速率之和应为 $2U$ 。

同理,对于 v , 可由(1)的第二式取 $y = 0$ 求得

$$\left. \begin{aligned} V_E - V_W &= 2V \sin \frac{2\pi}{L_x} r \\ V_E + V_W &= 2V \cos \frac{2\pi}{L_x} r \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

V_E 与 V_W 分别亦作为近似取为台风东侧最大南风速率与西侧最大北风速率。故当 $r = 0$ 时,东西两侧风速对称, $V_E = V_W$; 当 $r < 0$ 时, $V_E < V_W$; 当 $r > 0$ 时, $V_E > V_W$ 。

II. 第二种流场,设为南北向的平直的基本气流,台风东侧为南风,西侧为北风,其速率大小沿气流方向无变化,但沿其垂直方向有变化,而且南风与北风的最大速率可不同。台风中东西向风速分量的大小沿气流方向有变化,沿其垂直方向亦有变化,南侧最大西风与北侧最大东风也可不同,则流场可表示如下

$$\left. \begin{aligned} u &= U \cos \frac{2\pi}{L_x} x \left[\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha - \sin \frac{2\pi}{L_y} (y + \alpha) \right] \\ v &= V \left[\sin \frac{2\pi}{L_x} r + \sin \frac{2\pi}{L_x} (x - r) \right] \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

式中符号意义与前相同。

III. 第三种流场,设没有平直的引导性基本气流,无论是东西向风速分量与南北向风速分量其大小均沿气流方向变化,亦沿其垂直方向变化,流场表示式取为

$$\left. \begin{aligned} u &= U \cos \frac{2\pi}{L_x} x \left[\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha - \sin \frac{2\pi}{L_y} (y + \alpha) \right] \\ v &= V \cos \frac{2\pi}{L_y} y \left[\sin \frac{2\pi}{L_x} r + \sin \frac{2\pi}{L_x} (x - r) \right] \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

式中符号意义与前同。

IV. 假如要较好地考虑到台风本身的部分流场,则对于第一种流场可在平直的东西向基本气流上再加上由于台风引起的另一东西向风速分量,为简单起见,设该分量南北两侧对称,而基本特点与南北向风速分量相似。这样,流场可表示为

$$\left. \begin{aligned} u &= U \left[\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha - \sin \frac{2\pi}{L_y} (y + \alpha) \right] + V \cos \frac{2\pi}{L_y} x \sin \frac{2\pi}{L_x} y \\ v &= V \cos \frac{2\pi}{L_y} y \left[\sin \frac{2\pi}{L_x} r + \sin \frac{2\pi}{L_x} (x - r) \right] \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

式中 u 的第二项分量与 v 即表示台风本身的部分风场。

V. 由第二种流场作些改变而得。考虑在平直南北向基本气流上再加上由于台风引起的另一南北向风速分量。为简单起见,亦设该分量东西两侧对称,而基本特点与东西向风速分量相似,即

$$\left. \begin{aligned} u &= U \cos \frac{2\pi}{L_x} x \left[\sin \frac{2\pi}{L_y} \alpha - \sin \frac{2\pi}{L_y} (y + \alpha) \right] \\ v &= V \left[\sin \frac{2\pi}{L_x} x + \sin \frac{2\pi}{L_x} (x - r) \right] + U \cos \frac{2\pi}{L_x} y \sin \frac{2\pi}{L_y} x \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

式中 u 与 v 的第二项分量即表示台风本身的部分风场。

当然,(6),(7)两式分别要较(1),(4)两式复杂一些。

二、不同流场中台风的移速

可以证明,在(1),(4),(5)式所表示的任一种给定流场中,只要风场性质不变,则台风中心的 $\frac{\partial \zeta}{\partial x}$ 与 $\frac{\partial \zeta}{\partial y}$ 均为常数,在台风移行时不变, ($\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ 为相对涡度), 则可根据动力学原理利用运动学方法推求得台风中心的移动速度

$$C_x = - \frac{\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 \zeta}{\partial x^2}}, \quad C_y = - \frac{\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)}{\frac{\partial^2 \zeta}{\partial y^2}} \quad (8)$$

其中 $\frac{\partial \zeta}{\partial t}$ 可取涡度方程换算

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -u \frac{\partial \zeta}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta}{\partial y} - v\beta - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (9)$$

将(1),(4),(5)式分别代入(9)式,之后代入(8)式,最后利用(2)与(3)式,取 $\bar{U}$, ΔU , $\bar{V}$, ΔV 作代换

$$\left. \begin{aligned} \bar{U} &= \frac{U_s + U_N}{2}, \quad \Delta U = U_s - U_N \\ \bar{V} &= \frac{V_E + V_W}{2}, \quad \Delta V = V_E - V_W \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

则可求得在(1),(4),(5)所表示的三种不同流场中台风中心的移动速度 C_x 与 C_y 分别为

$$\left. \begin{aligned} C_{x1} &= \frac{a^2}{b^2} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y1} &= \frac{b^2}{a^2} \frac{\bar{U}}{\frac{b}{a} \bar{V} + \bar{U}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

$$\left. \begin{aligned} C_{x2} &= \frac{a^2}{b^2} \frac{\bar{V}}{\bar{V} + \frac{a}{b} \bar{U}} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y2} &= \frac{b^2}{a^2} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

$$\left. \begin{aligned} C_{x3} &= \frac{a^2}{b^2} \frac{\bar{V}}{\bar{V} + \frac{a}{b} \bar{U}} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y3} &= \frac{b^2}{a^2} \frac{\bar{U}}{\frac{b}{a} \bar{V} + \bar{U}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

对于强风带约成圆对称分布时,即 $a = b$ 时,则有

$$\left. \begin{aligned} C_{x1} &= \frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \\ C_{y1} &= \frac{\bar{U}}{\bar{U} + \bar{V}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (14)$$

$$\left. \begin{aligned} C_{x2} &= \frac{\bar{V}}{\bar{U} + \bar{V}} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y2} &= \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

$$\left. \begin{aligned} C_{x3} &= \frac{\bar{V}}{\bar{U} + \bar{V}} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y3} &= \frac{\bar{U}}{\bar{U} + \bar{V}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

上述移速公式与根据 Bjerknes-Holmboe 理论,考虑台风中等压线偏心分布求得的公式有相似之处^[1]。

现考虑(6)式所表示的第四模式流场,此时台风的移速按同理经近似处理可求得为

$$\left. \begin{aligned} C_{x4} &= \frac{a^2}{b^2} \frac{\bar{V}}{\bar{V} + \frac{a^2}{b^2} \sqrt{\bar{V}^2 + \left(\frac{\Delta V}{2} \right)^2}} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y4} &= \frac{b^2}{a^2} \frac{\frac{a}{b} \bar{U} + \sqrt{\bar{V}^2 + \left(\frac{\Delta V}{2} \right)^2} \left(1 - \frac{a}{b} \sin \frac{\pi}{2} \frac{b}{a} \right)}{\frac{a}{b} \bar{U} + \bar{V} + \left(\frac{b^2}{a^2} - \frac{a}{b} \right) \sqrt{\bar{V}^2 + \left(\frac{\Delta V}{2} \right)^2} \sin \frac{\pi}{2} \frac{b}{a}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

如果 $a = b$, $\frac{\Delta V}{2} \ll \bar{V}$, 则上式变为

$$\left. \begin{aligned} C_{x4} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y4} &= \frac{\bar{U}}{\bar{U} + \bar{V}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

在由第(7)式所表示的第五模式流场中,台风移速经近似简化处理可求得为

$$\left. \begin{aligned} C_{x5} &= \frac{a^2}{b^2} \frac{\bar{V} + \sqrt{\bar{U}^2 + \left(\frac{\Delta U}{2} \right)^2} \left(\frac{a}{b} - \sin \frac{\pi}{2} \frac{a}{b} \right)}{\bar{V} + \frac{a}{b} \bar{U} + \sqrt{\bar{U}^2 + \left(\frac{\Delta U}{2} \right)^2} \left(\frac{a^2}{b^2} - \sin \frac{\pi}{2} \frac{a}{b} \right)} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y5} &= \frac{b^2}{a^2} \frac{\bar{U}}{\bar{U} + \frac{b^2}{a^2} \sqrt{\bar{U}^2 + \left(\frac{\Delta U}{2} \right)^2}} \frac{\Delta V}{2} \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

假若 $a = b$, $\frac{\Delta U}{2} \ll \bar{U}$, 则上式变为

$$\left. \begin{aligned} C_{x5} &= \frac{\bar{V}}{\bar{V} + \bar{U}} \left(\frac{\Delta U}{2} - \frac{\beta b^2}{\pi^2} \right) \\ C_{y5} &= \frac{\Delta V}{4} \end{aligned} \right\} \quad (20)$$

值得注意的是, (18), (20) 与 (16) 是甚为一致的, 假如 $\bar{U} = \bar{V}$, 则三式就完全相同了。

总之, 由 (11) — (16) 式与 (17) — (20) 式, 可得出这样的结论:

(1) 一个台风只要东侧的南风 V_E 与西侧的北风 V_N 大小不等 ($\Delta V \neq 0$) 时, 台风就有南北向的移动。 $\Delta V > 0$ 时, 台风北上; $\Delta V < 0$ 时, 台风南退; $\Delta V = 0$ 时, 台风只能作东西向移动。

(2) 地转参数随纬度变化恒有使台风向西移动的作用, 只有当台风南侧的西风超过北侧的东风 ($U_s > U_N$) 并到达 $\frac{\Delta U}{2} > \frac{\beta b^2}{\pi^2}$ 时, 台风才能向东移动, 故台风愈小向东移行的可能性较大。当 $\frac{\Delta U}{2} = \frac{\beta b^2}{\pi^2}$ 时, 台风只能作南北向移动。在所有其他情况下 (即 $\Delta U < 0$ 时, 或 $\Delta U > 0$ 但 $\frac{\Delta U}{2} < \frac{\beta b^2}{\pi^2}$ 时), 台风均将向西移行, 当 U_N 越较 U_s 为大时, 向西移行越快。

(3) 由上可知, 台风外围最强风带的风速对台风移动方向有很好的指示作用。另外, 台风移速大小不但决定于台风两侧的风力差异, 而且与台风结构的不对称性及其范围大小有关。对于结构对称的圆台风, 仅仅是东西向的移速与范围大小有关, 其它条件相同时, 范围大的向西移动较快。

(4) 两个台风因移速不同而逐渐接近时, 当接近到某一程度后, 两个台风环流相互影响的结果, 将导致两个台风相邻近一侧的南北向气流相互减弱, 使东面一个台风因 ΔV 变大而将加快北移, 使西面一个台风因 ΔV 变小或变为负值而将减慢北移或变为南移, 这样, 两个台风将表现出反时钟的相对旋转运动。

所有这些结论与实际情况是甚为一致的。不过, 应当强调指出, 台风移动的具体方向速度是随着周围流场性质不同而不同的。例如, 即使 ΔV , ΔU , b , φ_0 相同, 但模式 I 流场中的 C_x 要较其他流场中的约大一倍, 模式 II 中的 C_x 要较其他流场中的 C_x 约大一倍, 如此等等。因此, 为了提高准确率, 必须很好分析流场的特点, 选定较合适的一组公式再作具体计算。

应用上式进行计算时, 可取风速以米/秒为单位, 长度以纬度数为单位, 而台风中心的移速以纬度/天为单位, 则例如 (14) 式可写为

$$\left. \begin{aligned} C_{x1} &= 0.39\Delta U - 0.02b^2 \cos \varphi_0 \\ C_{y1} &= \frac{\bar{U}}{\bar{U} + \bar{V}} (0.39\Delta V) \end{aligned} \right\} \quad (21)$$

式中 φ_0 为台风中心的位置纬度。不过, 因海上测站稀少, 风的资料很少, 尤其在高空图上, 风场的分析缺少代表性, 除非台风附近有足够由卫星云图计算得的风场, 应用公式要作精确计算是有一定困难的。不过, 一般因海平面图上有较多的船舶资料, 在合适的条

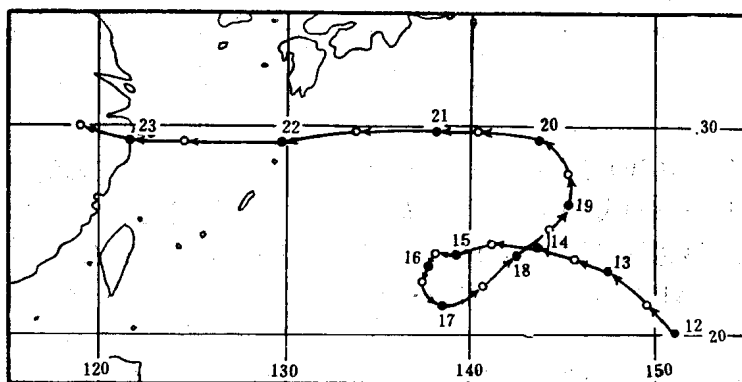


图1 1978年7月12—23日7805号台风路径图

●为00时中心位置, ○为12时中心位置

件下,可应用于海平面图上的估算。例如7805号台风,在7月14日至21日间出现了打圈的复杂路径,如图1所示,倘沿台风纵轴、横轴上取台风之南、北、东、西各距中心三度与四度(纬距)二处的风速分量平均值分别作为 U_s, U_N, V_E 与 V_W , 用以求出 $\bar{U}, \Delta U, \bar{V}$ 与 ΔV 值,并按(21)式,取 $b = 6^\circ$ 纬度计算出 C_x 与 C_y , 则如表1所示,分别与台风中心位置未来24小时的经度、纬度实际变化(表中的 $\Delta\lambda$ 与 $\Delta\varphi$) 颇为一致,只有16与19日计算的 C_x 与 $\Delta\lambda$ 不一致。当然,由于风场资料稀少,缺乏代表性,计算结果没有达到人们所预期的那样好,但表1中结果表明该台风路径的复杂情况确是可以根据移速公式逐日作出正确估计的,假若有足够的风资料,则计算结果当更好。

表 1

日期	14	15	16	17	18	19	20	21
ΔU	-7.4	-3.7	-1.5	4.4	4.0	3.2	-0.7	-1.1
ΔV	0.7	-0.5	-4.7	1.0	2.0	4.0	1.4	-0.5
C_{x1}	-3.6	-2.2	-1.2	1.1	2.2	0.6	-0.9	-1.1
C_{y1}	0.1	-0.1	-0.8	0.2	0.4	0.8	0.3	-0.1
$\Delta\lambda$	-3.5	-2.0	1.2	4.1	2.8	-2.2	-6.3	-5.9
$\Delta\varphi$	0.1	-0.9	-0.7	1.5	2.4	2.7	0.7	-0.6

三、热力场的影响

事实上,台风的移动并不是仅仅决定于当时的流场性质的,热力因子诸如温度场与加热场等也有很大影响。这里我们要作进一步讨论。

为简单起见,设在(9)式的右端考虑加上 $-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$ 项,设以 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_{II}$ 表示,即

$$-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{II},$$

ω 为铅直速度。而由热成风关系与热力学第一定律, 令 H 为加热率, 可分别求得

$$\frac{\partial \zeta}{\partial p} = -\frac{R}{f p} \nabla^2 T \quad (22)$$

$$\omega = \frac{(p_0/p)^\kappa}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \left(\frac{H}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial t} - u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (23)$$

则

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{II} = -M \nabla^2 T \left(\frac{H}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial t} - U \frac{\partial T}{\partial x} - V \frac{\partial T}{\partial y} \right) \quad (24)$$

其中 θ 为位置温度, $\kappa = \frac{R}{C_p}$, $M = -\frac{R}{f p} \frac{(p_0/p)^\kappa}{\frac{\partial \theta}{\partial p}}$, 因一般 $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$, 故 M 一般为正值, 但不是常数。(24)式示出 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{II}$ 可用加热场与温度场两个热力因子特征来表示。

台风中心的移速, 由(8)式可知, 由于 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_{II}$ 的作用尚存在另一分量, 设为 C_{xT} 与 C_{yT} 。假定台风为一暖区, 中心的气温最高, 则就第三种流场而论, 由于热力因子所引起的台风中心移动分速可求得为

$$\left. \begin{aligned} C_{xT} &= -a^3 b M \nabla^2 T \frac{\left[\frac{1}{C_p} \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] - \left(\frac{H}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial t} \right) \frac{1}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right)}{8\pi^3(a\bar{U} + b\bar{V})} \\ C_{yT} &= -a b^3 M \nabla^2 T \frac{\left[\frac{1}{C_p} \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \right] - \left(\frac{H}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial t} \right) \frac{1}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right)}{8\pi^3(a\bar{U} + b\bar{V})} \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

对于第一、二种流场, 分速表示式类似。

应当指出: 由(23)式清楚可见, 因在台风中心区, 温度平流项可略去不计, 在一般的 $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$ 情况下, 强大的上升运动在绝热过程中将引起局地降温, 而非绝热加热作用却可使空气增暖, 如果两者作用相互抵销, 则不会出现局地变温, 即 $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ 。如果 H 不够大, 其加热作用不足以抵销上升冷却作用, 则将会出现局地降温, 即 $\frac{\partial T}{\partial t} < 0$ 。如果 H 很大, 其加热作用超过上升冷却作用, 则可引起局地增温, 即 $\frac{\partial T}{\partial t} > 0$, 不过, 由(23)式可见, 因台风区中 $\omega < 0$, 则必须是 $\frac{\partial T}{\partial t} < \frac{H}{C_p}$ 。因此, 台风中心区内可以出现正变温, 亦可以出现负变温, 但在任何情况下, $\left(\frac{H}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial t} \right) > 0$ 。

在台风中心区 $\nabla^2 T < 0$, 则根据以上讨论, 从(25)式就可得出这样结论: 台风中心

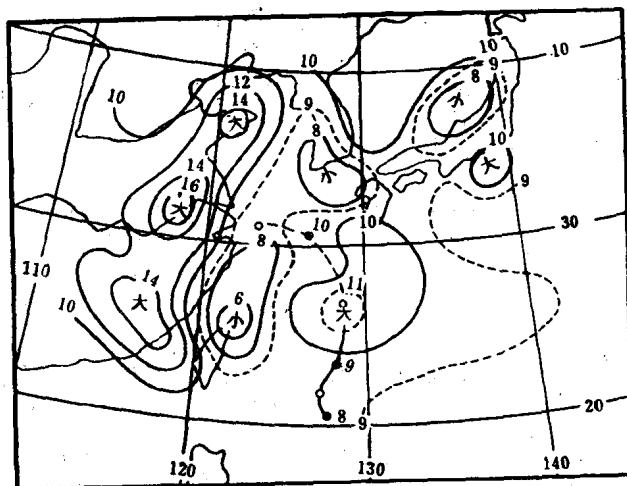


图 2a 1977 年 9 月 9 日 12 时 $(\theta_{700} - \theta_{550})$ 分布图

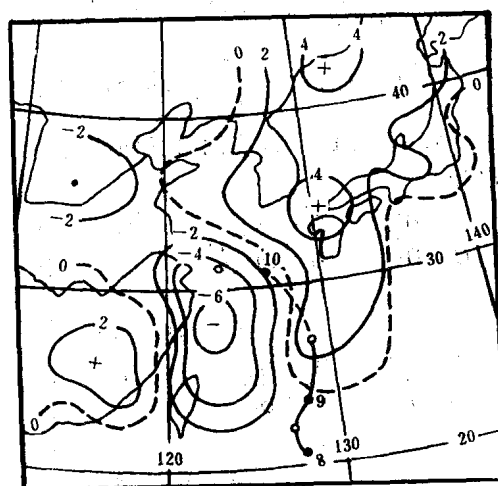


图 2b 1977 年 9 月 9 日 12 时 700 毫巴面上 24 小时变温分布图

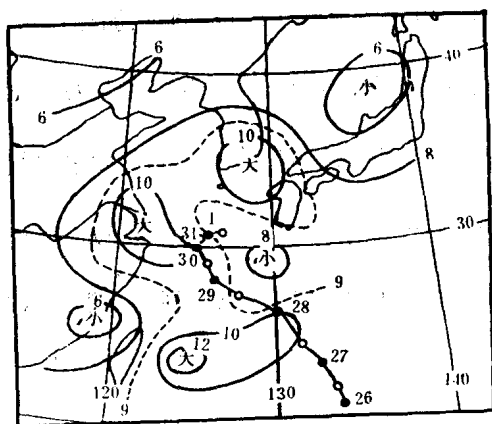


图 3a 1978 年 7 月 31 日 12 时 $(\theta_{700} - \theta_{550})$ 分布图

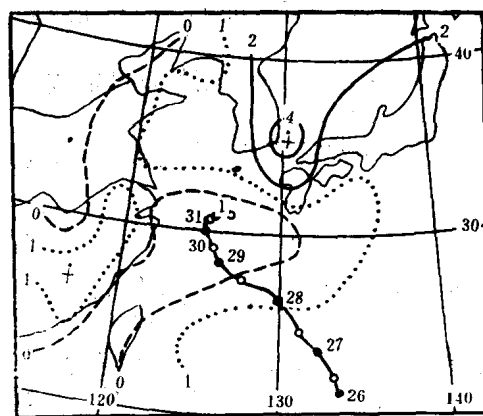


图 3b 1978 年 7 月 31 日 12 时 500 毫巴面上 24 小时变温分布图

有朝向加热较强区方向移动的趋势、有朝向层结较不稳定区方向移动的趋势,也有沿变温梯度方向,即朝向增温较小区或减温较大区方向移动的趋势。在海上,台风区内非绝热加热主要为凝结潜热释放加热与高温海面加热。因此,台风中心将偏向降水较强区(或卫星云图亮度最大区)移行,偏向海面水温高温区移行。这已经为过去一些分析结果所肯定^[2-4]。图 2, 3 为 7708, 7806 号两个台风移行的例子,示出台风中心有偏向 500 毫巴与 700 毫巴上气温 24 小时负变温较大区或正变温较小区方向移动,偏向 $\theta_{700} - \theta_{850}$ 较小区方向移动的趋势(θ_{700} 与 θ_{850} 分别为 700 毫巴与 850 毫巴处的位温),清楚地说明热力场特征对台风移动及发生转向的重要影响。

四、副热带高压变动的影响

副热带高压变动对台风移行的影响是众所周知的,首先会改变台风周围的流场。当然,台风活动也会反馈地影响副热带高压的移行^[5]。这里我们对一次台风移行方向突变的例子作简单分析。7708 号台风从 1977 年 7 月 8 日 12 时(北京时)起明显转向东北或北北东方向移行,假使就当时形势作粗略估计,台风似将继续向东北或北北东方向移行,然而事实上在 9 日 12 时(北京时)改转西北到西北西方向移动,最后于 11 日在我国长江口登陆(路径见图 2),台风路径出现了很大折转。这个折转是与太平洋副热带高压迅速伸到日本与日本海地区分不开的。这次副热带高压的东移发展固然也可从上下游、上下层的环流系统变化配合予以估计,但要明确定出副热带高压到底在那一具体地区发展,则需要具体分析引起副热带高压发展的因子。这个问题过去有过研究^[6],曾求得

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_A + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_T + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_H$$

其中

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_A = -\mathbf{V} \cdot \nabla \eta$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_T = \frac{M}{p} \left(\frac{R}{f} \nabla^2 T - \kappa \eta \right) \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{S}} \right) + M \eta \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{S}} \right) + \frac{MR}{fp} \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial}{\partial \nu} \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{S}} \right)$$

$$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_H = -\frac{M}{p} \left(\frac{R}{f} \nabla^2 T - \kappa \eta \right) \frac{H}{C_p} - \frac{M}{C_p} \eta \frac{\partial H}{\partial p} - \frac{M}{C_p} \frac{R}{fp} \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial H}{\partial \nu}$$

$$\left. \vphantom{\frac{\partial \zeta}{\partial t}} \right\} \quad (26)$$

$\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_A$ 为涡度平流, $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_T$ 为温度场特征, $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} \right)_H$ 为加热场因子所引起的涡度变化,实际计算结果表明后两者常起主要作用。式中 $\eta = \zeta + f$, H 为加热率, $K = R/C_p$, M 为一正数。上式示出,凡在出现下列一些条件的地区,可有明显的反气旋发展:较强的暖中心区(暖舌)伴有升温(且或伴有冷平流);强冷中心区(冷舌)伴有降温(且或伴有暖平流)与降水(但最大降水位于较暖侧)等等。由图 4 可见,在 9 日 00 时 500 毫巴图上,从日本海南端到东海及冲绳岛以北海洋上为一强冷舌,内有降温,东部且有暖平流。而从日本

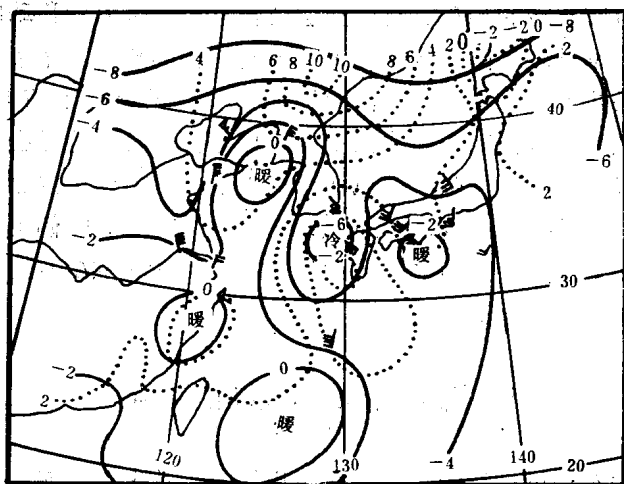


图 4a 1977 年 9 月 9 日 00 时 500 毫巴温度(实线)与 24 小时变温(虚线)图

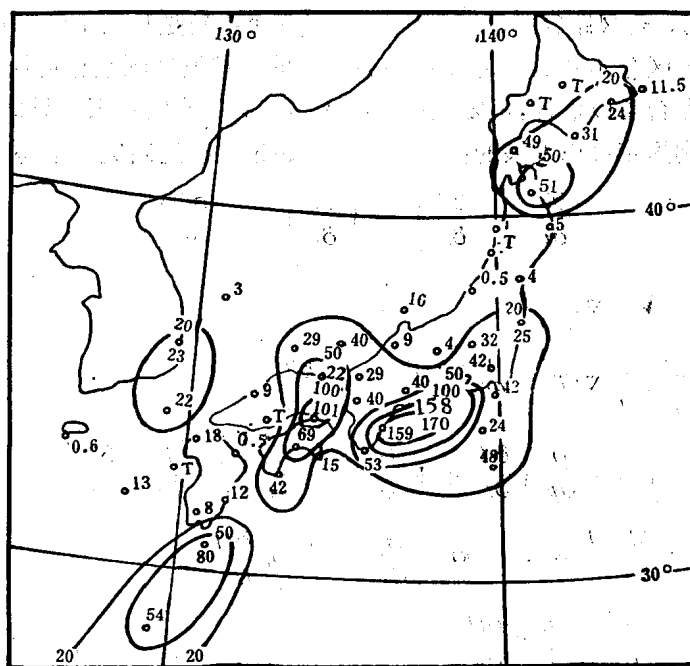


图 4b 1977 年 9 月 8—9 日 00 时 24 小时雨量图

本洲向东北伸到大洋上为一暖舌区,内有升温。另一强暖舌从黄海北伸至北朝鲜,内有升温且有冷平流。24 小时降水在冷舌区较少,但从日本本部南伸到海上有大片强降水区,恰位于冷舌的外缘暖侧。这些因子导致副热带高压向日本及日本海东伸发展,使原来位于对马海峡附近的低涡消弱,副热带高压在台风之北一方面成了屏障,另一面改变了周围流场,结果乃使台风折向西行。应当指出,这个分析亦只是表明副热带高压变动影响的