

## 西太平洋夏季赤道反气旋 形成过程的探讨

陈光玉 梁汉明 黄建平\*

### 提 要

夏季(主要是1979年)的资料分析表明,当北半球西太平洋地区有一个或几个低压系统形成并在其南侧 $10^{\circ}\text{N}$ 附近出现大片热带西风时,即使南半球没有寒潮爆发,赤道附近偏东风没有加强,也会使低压南侧 $0^{\circ}-10^{\circ}\text{N}$ 地区 $(-\Delta u/\Delta y)$ 出现很大的负值,有利于赤道缓冲带或赤道反气旋的发生发展。相反,当北半球热带及副热带地区受高压影响时,赤道两侧都盛行偏东气流,赤道附近 $(-\Delta u/\Delta y)$ 值很小,此时即使南半球有寒潮爆发,也不会形成赤道缓冲带和赤道反气旋。

藤田<sup>[1]</sup>等把赤道反气旋的形成分为六个阶段,最重要的起始阶段称为推进阶段,有一股大尺度气流从南半球越过赤道向北半球推进。国内学者认为<sup>[2]</sup>,当澳洲有冷空气爆发时,低层冷高压北侧的东南风加大,这股较强的东南气流在某些相对固定的通道上越过赤道,然后在北半球转向成西南气流,使西北太平洋上西南季风加强。但是常规观测事实表明,冷空气进入 $15^{\circ}$ 以内的热带洋面后,冷空气迅速减弱变性。冷锋云系向北移过 $10^{\circ}\text{S}$ 以后一般都迅速减弱消散。夏季,在 $100^{\circ}-160^{\circ}\text{E}$ 地区常常维持两条辐合区云带,南支在 $0^{\circ}-5^{\circ}\text{S}$ ,北支位于 $5^{\circ}-10^{\circ}\text{N}$ ,赤道附近云量较少,看不到辐合区云带存在季节性北移的现象<sup>[3]</sup>。在西北太平洋地区,赤道缓冲带或赤道高压是暖性的。该地区大于50米/秒的强台风最多发生在南半球冷空气活动较弱的秋季,而不是南半球冷空气活动最强的夏季<sup>[4]</sup>。有时南半球呈纬向气流,冷空气活动很弱,或者冷空气虽强,但冷锋云系还位于赤道以南时,在北半球仍然可以出现大片的热带西风和赤道缓冲带。

我们认为,热带西风、赤道缓冲带或赤道反气旋的形成和加强,主要是由于北半球热带地区有一个或几个低压系统发生发展引起的,而与南半球是否有强冷空气活动没有什么关系。

1985年1月10日收到,6月18日收到修改稿

\* 我院1982届毕业生,现在科学院兰州高原大气物理研究所

## 一、基本观测事实

### 1. 赤道反气旋涡度的形成

据文献<sup>\*</sup>给出的1979年6—8月、100°—180°E地区赤道反气旋的统计资料,用1000百帕格点风计算每天反气旋中心涡度(以下均指相对涡度) $\xi = \frac{\Delta v}{\Delta x} - \frac{\Delta u}{\Delta y}$  计30次,为了比较,我们计算了1979年6月1—10日、150°—180°E区域的涡度共30次,结果见表1。

表1 赤道反气旋中心和信风赤道槽地区相对涡度的计算结果( $\Delta x = \Delta y = 5$ 个纬距)

	赤道反气旋中心	信风赤道槽
相对涡度平均 $\bar{\xi}$	$-1.7 \times 10^{-3}$ /秒	$0.2 \times 10^{-3}$ /秒
$\frac{\Delta v}{\Delta x}$	$-0.5 \times 10^{-3}$ /秒	0
$-\frac{\Delta u}{\Delta y}$	$-1.2 \times 10^{-3}$ /秒	$0.2 \times 10^{-3}$ /秒
$\bar{u}_{10^{\circ}N}$ (反气旋北侧10°N)	7.4米/秒	-7.2米/秒
$\bar{u}_{0^{\circ}}$ (反气旋南侧0°)	-5.3米/秒	-4.9米/秒

由表1可以看出:

- (1)反气旋中心南北两侧纬向风速的负涡度比东西两侧经向风速的负涡度约大一倍。
- (2)赤道反气旋和信风赤道槽南侧赤道附近的偏东风几乎没有什么差别。但是在北侧10°N附近,前者是西风7.4米/秒,后者是东风7.2米/秒,两者明显不同。可见,在10°N附近由东风转变为西风是产生负涡度、形成赤道缓冲带或赤道反气旋的一个重要条件。

### 2. 赤道缓冲带或赤道反气旋北侧热带西风的成因

(1)印度季风区 50°—120°E、10°N附近地区,冬季盛行东北风,夏季盛行西南风,这是全球最著名的季风区。夏季在南印度洋有一个较稳定的马斯克林高压<sup>[1]</sup>。这个高压从1月到7月季节性变化不大,中心地区以及10°S—0°地区只有几个百帕的升压,它的强度比南大西洋高压还要弱些,但北大西洋夏季是一个高压。而印度到阿拉伯地区夏季是一个半永久性的大陆热低压,从1月到7月季节性降压常达20—30百帕。从赤道到15°N形成很强的由南向北的气压梯度力,因而有利于这一地区形成稳定持续的偏西风。可见,阿拉伯—印度地区半永久性的大陆热低压是印度地区夏季风形成和维持的最重要因素。

\* 范惠群,西北太平洋赤道地区中低层赤道高压的卫星云图分析,北京气象中心技术报告第2号,1982年。

(2)南海地区 它在欧亚大陆的东南侧,这里既受大陆热低压的影响,又直接受到南海台风的影响,有时还会受西太平洋副热带高压的控制。所以,夏季这里虽然以偏西风为主,但远没有印度季风稳定。西风的演变与 $15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ N附近气压场的形势密切相关,而和赤道附近的气压场几乎没有关系。取1978—1979年6—8月计120次观测资料计算结果,西贡西风风速和海口、占晋850百帕等压面的高度值相关系数分别为 $-0.65$ 和零。

(3)西北太平洋地区 由文献[2]看出,1978年7月17日前后,西北太平洋地区( $120^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E,  $10^{\circ}$ N附近)出现了全年中最强的一次热带西风过程,由于南半球16日才由纬向环流转为经向环流,17日20时南半球冷锋云系还在赤道以南;17日以前, $100^{\circ}$ — $150^{\circ}$ E范围整个赤道上都没有出现过明显的越赤道气流,但在北半球7月14日7805号台风已经形成( $23.9^{\circ}$ N,  $142.2^{\circ}$ E)。所以,这次热带西风增强过程主要是北半球台风发生发展的影响。同年7月26日,8月12日,9月1日等出现的西风相对高值及次高值,在西北太平洋相应地区都有两个以上台风同时发展。相反,在7月底到8月初,尽管南半球盛行经向环流,由于西北太平洋热带地区少台风活动,所以热带地区仍然以东风为主。

同样,1979年7月5日,8月5日、18日分别出现三次西风高值和次高值,都有两个以上台风和西风高值同时发生和增强(图略)。因此,对西北太平洋而言,1978—79这两年夏季,热带西风主要是由于台风发生发展引起的。

### 3. 赤道反气旋与热带低压系统的关系

(1)据文献\*给出的资料,1979年7—8月生成赤道反气旋11个,约占5—10月生成总数的60%。在赤道反气旋生成时,其北侧已经生成热带低压(3次)和台风(7次)共10次,仅7月15日的反气旋(中心在 $5^{\circ}$ N,  $120^{\circ}$ E)生成时,其北侧没有热带低压生成。从850百帕等压面图上可以看出,7月15日形成的赤道反气旋象是一个位置偏南的副热带高压,其北侧的偏西风是由西风带系统引起的。

(2)1979年6—8月南海及西北太平洋地区生成序号(7)—(20)计11个热带低压或台风,其中有12个在其生成后平均两天,其南侧出现赤道反气旋;仅有两个在南海生成的热带低压,在其南侧没有形成赤道反气旋,只有赤道缓冲带。

(3)1979年5—10月西北太平洋 $100^{\circ}$ — $180^{\circ}$ E地区生成赤道反气旋19个,其中有一半以上集中在 $120^{\circ}$ — $130^{\circ}$ E,  $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N地区;在其北侧,正是西北太平洋台风发生发展最集中的地区。

## 二、一个赤道反气旋的形成过程

### 1. 信风赤道槽时期

1979年6月10日850百帕等压面流线上(图1)在 $100^{\circ}$ — $180^{\circ}$ E南北半球副热带地区都是高压,在南北方向上气压梯度力都指向赤道。直到6月24日以前, $120^{\circ}$ E以东的北半球热带地区都没有热带低压系统发生发展,赤道两侧盛行偏东气流(图2)。在卫星云图上赤道附近以散乱的对流不旺盛的积云为主,没有涡旋状稠密云系发展(图3中1—17)。

### 2. 赤道缓冲带建立和增强过程

\* 同前页注

6月25—26日,  $8^{\circ}\text{N}$ ,  $142^{\circ}\text{E}$  附近(图3中18—19), 在北支辐合区的云带上散乱云团逐渐发展成具有涡旋状结构的扰动云系。在扰动南侧, 6月25日出现6米/秒的偏西风, 在  $120^{\circ}$ — $140^{\circ}\text{E}$  赤道地区出现弱的赤道缓冲带(图4), 28日扰动云系发展到热带低压强度, 低压南侧西风风速增强到12米/秒, 此时在  $120^{\circ}$ — $150^{\circ}\text{E}$  形成强赤道缓冲带(图略)。

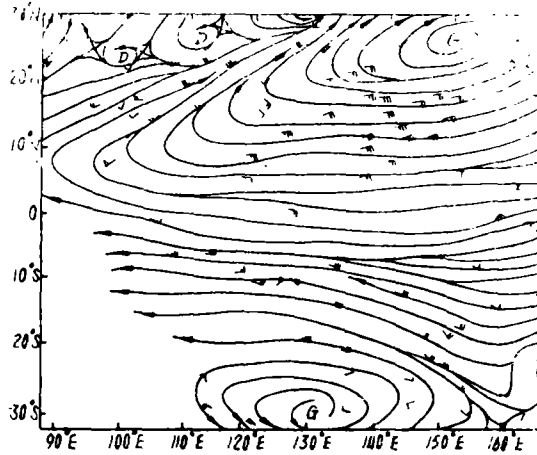


图 1 1979年6月10日850百帕流线图

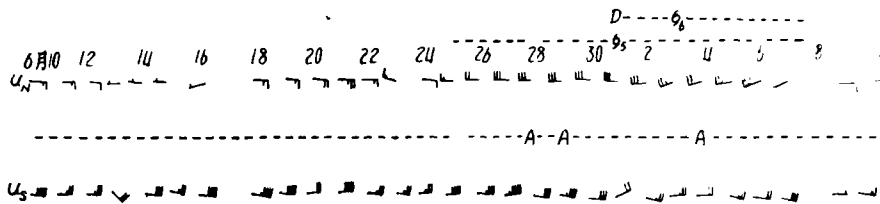


图 2 1979年6月10日—7月10日  $120^{\circ}$ — $130^{\circ}\text{E}$ ,  $0^{\circ}$ — $10^{\circ}\text{N}$  附近最大偏西风 ( $u_N$ ) 及  $0^{\circ}$ — $10^{\circ}\text{S}$  最大偏东风 ( $u_S$ ) 演变图  
T、D、G、A 分别为热带扰动、热带低压、台风、赤道反气旋对应的生成日期,  $G_5$ 、 $G_6$  表示台风号

### 3. 赤道反气旋形成

7月1—4日, 在  $120^{\circ}$ — $150^{\circ}\text{E}$ ,  $10^{\circ}$ — $20^{\circ}\text{N}$  地区, 先后形成7905号和7906号台风。其南侧以  $5^{\circ}\text{N}$ ,  $125^{\circ}\text{E}$  为中心, 原来一片散乱云区开始消散, 4日形成一片色调暗黑的晴空区(图3中24—28), 在850百帕流线上, 缓冲带内出现一个反气旋性环流中心, 形成一个典型的赤道反气旋(图5)。

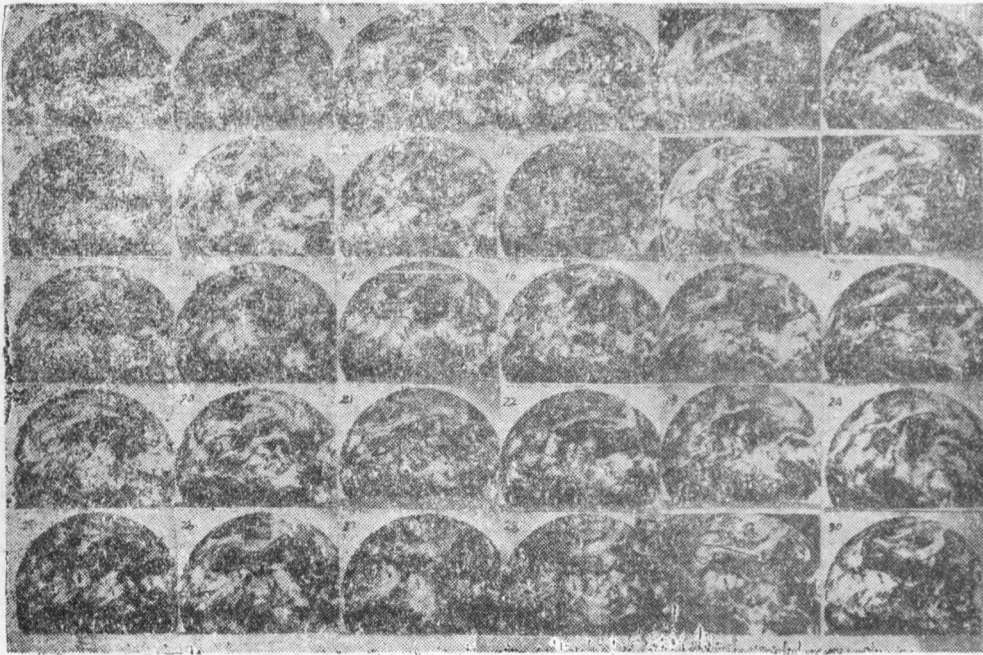


图 3 1979年6月8日—7月7日08时卫星云图

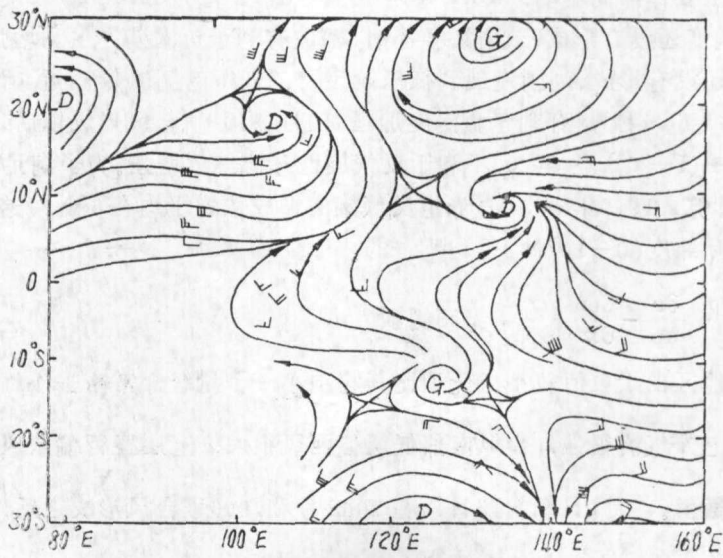


图 4 1979年6月25日850百帕流线图

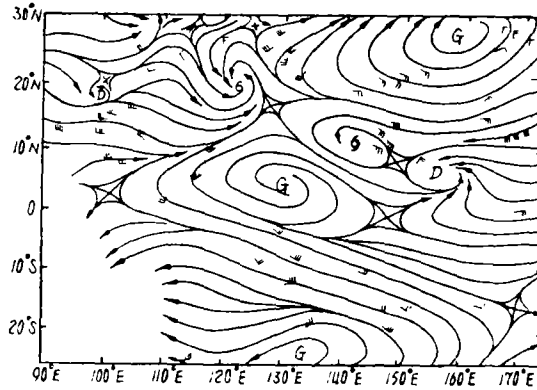


图 5 1979年7月4日850百帕流线图

### 三、赤道反气旋系统负涡度发生和增强过程

#### 1. 利用涡度方程说明负涡度发生和增强

在p坐标中涡度方程为

$$\frac{d(f + \zeta)}{dt} = -(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} + \left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right)$$

(1)  $-(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V}$  为散度项

夏季当北支辐合区云带上有了低压系统发生发展时，在辐合区内有很强的辐合 ( $\nabla \cdot \mathbf{V} < 0$ )，在辐合区南北两侧有补偿性的辐散 ( $\nabla \cdot \mathbf{V} > 0$ )。此时在  $0^\circ - 10^\circ \text{N}$  区域，如果  $f \neq 0$ ，且  $\zeta \geq 0$ ，或  $\zeta < 0$ ，但  $|\zeta| < f$ ，则  $-(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} < 0$ ，这样有利于  $d(f + \zeta)/dt < 0$ 。由于赤道反气旋主要作纬向运动，即  $df/dt \approx 0$ ，故有  $d(f + \zeta)/dt \approx d\zeta/dt < 0$ ，所以当  $0^\circ - 10^\circ \text{N}$  地区负涡度还没有形成，或者还很小时，辐散有利于负涡度产生和增强。6月28日，当7905号台风还没有形成，刚刚发展到低压阶段时，低压南侧  $5^\circ \text{N}$  附近  $\zeta > 0$ ， $-(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} \sim -1.0 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ ，有利于负涡度加强。7月1日，当台风形成以后， $5^\circ \text{N}$  附近负涡度已经很强， $-(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} \geq 0$ ，不利于反气旋性环流继续增强。为了满足  $(f + \zeta) > 0$ ，必须  $f \neq 0$ 。经计算，1979年5—10月赤道反气旋的形成位置平均在  $6^\circ \text{N}$ ，这与当年赤道反气旋形成的实际纬度 ( $0 - 10^\circ \text{N}$ ) 是相吻合的。

(2)  $\left( \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right)$  为倾侧项

在中纬度地区由于  $\omega$  值较小，此项比其它项小一个量级，常略去不计。但在热带由于台风低压内上升气流很强，台风南部低层偏西风很大，上层盛行偏东风， $\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p}$  可以出现较大数值。7月1日和7月3日，在7905号和7906号台风形成之后， $5^\circ \text{N}$ ， $125^\circ \text{E}$  附近，经计算， $\left( \frac{\Delta \omega}{\Delta y} \frac{\Delta u}{\Delta p} - \frac{\Delta \omega}{\Delta x} \frac{\Delta v}{\Delta p} \right)$  达到  $-0.78 \times 10^{-10}/\text{秒}^2$ ，与方程中其它项同级。

说明倾侧项对负涡度的形成有重要贡献。因此在北支辐合区云带上热带低压、台风等发生发展之后,有利于 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N区域负涡度加强,有利于赤道反气旋或赤道缓冲带形成。

### 2. 热带西风形成和增强,引起 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N地区负涡度产生和增强

$0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N地区没有赤道反气旋发生发展之前,热带地区以纬向平直气流为主,这时曲率半径 $R \rightarrow \infty$ 。在自然坐标中,相对涡度 $\zeta = V/R - \partial V/\partial n \approx -\partial V/\partial n = -\Delta u/\Delta y$ 。因此,只要北半球热带地区有低压系统发生发展, $10^{\circ}$ N附近就有西风形成并增强。即使 $0^{\circ}$ 附近东风风速没有变化,也会使 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N地区 $-\Delta u/\Delta y$ 产生负值。低压越强,西风越大,这个负值也越大,因而越有利于赤道缓冲带或赤道反气旋的形成。

### 3. 哈得来环流的变化对赤道反气旋发生发展的影响

当北半球热带地区没有低压系统发生发展时,较弱的信风辐合区云带及上升气流主要分布在 $0^{\circ}$ 附近地区(图3中2,图6a)。潜热的释放有利于对流层中高层变暖,使地面降压,不利于赤道反气旋性环流系统生成。下沉气流分别与南北半球高压对应。

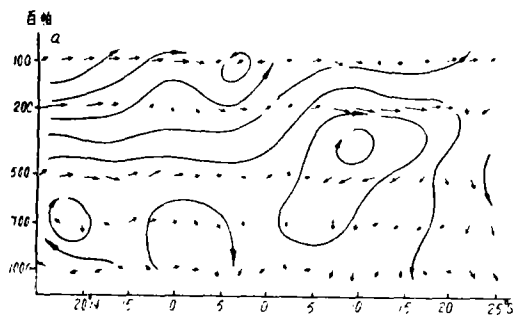


图 6a 1979年6月10日 $125^{\circ}$ E,  
 $25^{\circ}$ S— $25^{\circ}$ N经圈环流  
0.15毫米代表: $\omega = 1$ 百帕/秒  
 $\times 10^{-3}$ ,  $V = 1$ 米/秒

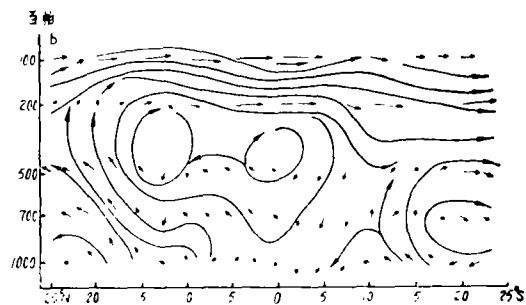


图 6b 1979年7月3日 $125^{\circ}$ E,  
 $25^{\circ}$ S— $30^{\circ}$ N经圈环流

当北半球 $10^{\circ}$ — $20^{\circ}$ N地区北支辐合区云带形成,并且有一个或几个热带低压系统发生发展时(图3中23—28),较强的哈得来环流上升区在 $15^{\circ}$ N附近。主要下沉气流北支在 $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ N,南支在 $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ S,分别对应南北半球两个大高压。此外,在赤道附近还有一支较弱的下沉气流(图6b),这些下沉气流引起低层辐散下沉增温,使中低层等压面抬高及暖性反气旋发生发展。北支辐合区云带上低压系统的发生发展,几乎同时可以在其北侧引起北半球副高增强,在其南侧 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N区域引起赤道缓冲带或赤道反气旋形成并增强。赤道反气旋的生成过程、物理特性、云图特征等和副高基本相似。在西北太平洋地区,赤道反气旋的北侧热带西风主要是由热带低压、台风、大陆热低压引起的。这支西风是浅薄的,所以赤道反气旋的厚度、空间尺度、生命史等都远比副高弱得多。

1979年6月17日南海生成序号(7)热带低压(图3中3),西太平洋副高6月22—23日,在500百帕等压面上表现较强(图3中22—23),在低压南侧同时也形成一个较弱的赤道反气旋。7月1日在 $13.5^{\circ}$ N,  $131.5^{\circ}$ E,7月3日在 $9.1^{\circ}$ N,  $143.3^{\circ}$ E先后有7905号和7906号两个台风形成,7月3—4日在台风西北侧的副高(图3中26—27)及4日在台风南侧的赤道反气旋(图5)均很强;同时6月22—23日,7月4日澳大利亚高压也增强(图略)。

#### 4. 关于越赤道气流成因的讨论

北半球夏季在 $50^{\circ}\text{E}$ 和 $105^{\circ}\text{E}$ 等通道上常出现很强的向北越赤道气流。我们认为越赤道气流产生的条件有两个,一是在这些通道上北半球热带地区有季节性低压系统生成并因此产生较强的由南向北的气压梯度力,二是在这些通道的东侧常有赤道反气旋或赤道缓冲带生成,这些反气旋性环流系统加强,可以在其西侧引起赤道上偏南风增强,因此向北越赤道气流是北半球热带地区低压、赤道缓冲带、赤道反气旋等系统发生发展的结果。南半球寒潮爆发不是形成向北越赤道气流的必要条件,更不是充分条件。

5. 北半球热带低压、热带西风、向北越赤道气流、南半球寒潮爆发等演变过程的实例:

(1)1979年6月10—20日,在澳大利亚北部几乎每天有一条冷锋云系存在(图3中3—13),其中15日(图3中8)最强,冷锋云系已北抵 $5^{\circ}\text{S}$ ,在中部( $30^{\circ}$ — $20^{\circ}\text{S}$ , $130^{\circ}$ — $140^{\circ}\text{E}$ )850百帕等压面高度达157位势什米。但在6月25日以前, $120^{\circ}\text{E}$ 以东北半球热带地区一直以偏东气流为主。

(2)1979年6月21—30日,澳大利亚北部冷空气活动较弱,而中部850百帕等压面高度一直小于157位势什米。在 $120^{\circ}$ — $170^{\circ}\text{E}$ , $10^{\circ}$ — $0^{\circ}\text{S}$ 地区或强或弱始终维持一条东西向的南支辐合区云带。这表明南半球冷空气的活动范围在此云带以南,冷空气没有推动或超越这条云带进入北半球。但北半球如前所述,自6月25日起,热带扰动、热带西风和赤道缓冲带已经形成并逐渐加强。

(3)1979年7月6日,在 $105^{\circ}\text{E}$ 附近出现入夏以来最强的向北越赤道气流<sup>[5]</sup>,而此时冷锋云系还在 $120^{\circ}\text{E}$ 以东, $5^{\circ}\text{S}$ 以南(图3中30),7日南半球冷锋云系已经和7906号台风南部的跨赤道输送云带连接,此时澳大利亚中部850百帕等压面高度达159位势什米,但是北半球7905和7906号两个台风于7—8日相继消亡。 $120^{\circ}\text{E}$ 以东及南海地区,西风风速都开始减弱,西太平洋在7月中旬又出现信风赤道槽。可见南半球强寒潮爆发以及 $105^{\circ}\text{E}$ 附近强越赤道气流的发生时间恰恰是北半球热带西风开始减弱的时间。

(4)1967年9月8日东北太平洋地区有一个里拉飓风(LILY)达最大强度<sup>[9]</sup>,12日在 $8^{\circ}\text{N}$ , $134^{\circ}\text{W}$ 形成的赤道反气旋 $A_1$ 和 $130^{\circ}\text{W}$ 以东所形成的赤道缓冲带,即推进阶段<sup>[11]</sup>,都是发生在这个飓风减弱之后。9月20日在 $9^{\circ}\text{N}$ , $125^{\circ}\text{W}$ 形成赤道反气旋 $A_2$ ,在 $0^{\circ}$ , $95^{\circ}\text{W}$ 出现最强的向北越赤道气流。此时热带风暴M、N都已开始减弱,随后近半月内,这一地区没有热带气旋发生发展。

(5)1976年6月21—30日,南海地区出现一次赤道缓冲带建立和增强过程<sup>[7]</sup>,由文中表1可知,南半球东南信风23日,27日达到相对高值,其中27日最强。北半球西南风于22日,25日分别出现高值,其中25—26日最强,比南半球东南风最高值提前1—2天出现。此外在天气图上,北半球96465站(文莱)于6月15—19日出现强达12—16米/秒的西南风。在南海地区6月15—18日、6月20—23日先后有两个热带低压活动。25日以后,7607号强台风西移进入南海地区。可见北半球的西南风及其南侧的赤道缓冲带主要是北半球热带气旋发生发展造成的。

(6)1976年9月5—20日西北太平洋地区出现一次强热带西风过程<sup>[6]</sup>,13日前后西风达最高值。



①9月5—20日在 $130^{\circ}$ — $160^{\circ}$ E区域西太平洋地区先后生成4个台风,有两个生成在13日之前,其中最强的7617号台风于9月8日达到最强。可见台风生消变化和热带西风强弱变化是一致的。

②文献[8]的图3表明,9月4日在 $150^{\circ}$ E附近出现很强的越赤道气流时,北半球 $9.4^{\circ}$ N,  $149.2^{\circ}$ E处已经有一个较强的热带低压在发生发展,并且这个低压于当天发展成7617号台风。从图上看, $20^{\circ}$ S— $10^{\circ}$ N南风风速和全风速都是北大南小,即越靠近低压中心风速越大,离中心越远风速越小。这说明赤道附近的偏南大风主要是由于北半球低压系统的发生发展引起的。

③文献[8]的图2表明, $5^{\circ}$ N附近范围大、持续时间长、风速最强的偏南风出现在9月13—15日。此时,南半球正是气压低值期,北半球西风已经开始减弱。

④文献[8]的图5表明, $30^{\circ}$ S附近9月15—17日气压值最高,它出现在北半球热带西风开始减弱之后。

(7)1979年6月12日印度南部( $10^{\circ}$ N附近)季风爆发,12日索马里急流建立。在南半球 $50^{\circ}$ E附近于13日有一股强冷空气爆发<sup>[9]</sup>。显然冷锋到达赤道的日期应在13日以后。

#### 四、小 结

1.北半球 $15^{\circ}$ N附近热带及副热带地区受副高影响时,在 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N地区气压梯度力由北指向南, $10^{\circ}$ N附近以偏东气流为主。此时即使南半球的冷空气很强,也不能向北半球推进,产生向北越赤道气流和热带西风。

2.当北半球热带地区有大陆性热低压或者热带气旋发生发展时,通过哈得来环流的影响,涡度方程中散度项、倾侧项的作用等,使得 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N地区有负涡度生成和加强,有利于赤道缓冲带或赤道反气旋的发生和发展。

3.在赤道反气旋性环流系统加强时,它的西侧有偏南风形成,如果同时在北半球热带地区有低压系统影响并产生由南向北的气压梯度力,这支南风可以加强到低空急流的强度。

4.在 $0^{\circ}$ — $10^{\circ}$ N,  $120^{\circ}$ — $130^{\circ}$ E范围内是赤道反气旋生成最集中的区域,所以在其西侧的 $105^{\circ}$ E附近多出现偏南气流。因为台风西移使南海地区气压常常出现低值,所以 $105^{\circ}$ E附近出现最强偏南风经常是在南海及西太平洋热带西风过程的后期。

5.南海低压系统以及 $120^{\circ}$ — $130^{\circ}$ E地区的赤道反气旋环流系统,其强度、空间尺度、生命史都不及印度地区反气旋环流系统,所以 $105^{\circ}$ E的向北越赤道气流的强度、稳定性、持续性都远比索马里急流弱得多。

6.夏季南海及西北太平洋地区的热带西风发生、增强和维持过程常历时10多天,而南半球一次冷空气爆发常为期3—7天。因此在北半球西风开始、增强和维持的过程中可能会遇到南半球的冷空气爆发。故不能仅以此来推断南半球冷空气爆发就是北半球热带西风发生发展的原因。同样在北半球西风减弱和消失时期也可能遇到南半球有冷空气爆发,故也不能以此推断南半球冷空气爆发就是北半球热带西风减弱、消失的原因。

## 参 考 文 献

- [1] 阿特金森著, 中译本, 热带天气预告手册, 120—121, 28—29, 上海人民出版社, 1974.
- [2] 何诗秀, 北半球夏季西北太平洋热带地区西南季风强弱变化与南半球环流型的关系, 大气科学, 5卷, 1期, 50—59, 1981.
- [3] 包澄渊, 热带天气学, 203—204, 科学出版社, 1980.
- [4] 陈联寿等, 西太平洋台风概论, 16页, 科学出版社, 1979.
- [5] 梁必骥, 低空越赤道气流与中南半岛和南海的夏季季风, 全国热带季风学术会议文集, 41页, 云南人民出版社, 1981.
- [6] Arthur F. Gustafson, Eastern North Pacific Tropical Cyclones, 1967, Mariners Weather log, Vol. 12, No. 2, 42—47, 1968.
- [7] 刘伯汉, 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, 一九八〇年热带天气会议论文集, 37—38, 科学出版社, 1982.
- [8] 王作述等, 西北太平洋ITCZ上多台风发生的初步研究, 气象科学, 1982, 1, 2期, 132—139.
- [9] 章基嘉等, 1979年初夏大气环流季节转换的若干事实, 气象, 1984, 6, 2—3.

# ON THE FORMATION OF THE SUMMER EQUATORIAL ANTICYCLONE OVER THE WESTERN PACIFIC

Chen Guangyu Liang Hanming Huang Jianping

## ABSTRACT

Analysis of weather data for the summer of 1979 shows that, when one or more low pressure systems are found over the western North Pacific with a wide stretch of tropical westerlies to the south of 10°N, large negative values of  $-\frac{\Delta u}{\Delta y}$  may appear in the area between 0° and 10°N, south of the low pressure belt, even though there is no cold outbreak in the Southern Hemisphere nor notable increase of easterlies along the equator. This favors the development of the equatorial buffer zone or the equatorial anticyclone. On the contrary, when the tropical and subtropical area of the Northern Hemisphere is under the domination of the high pressure belt and easterlies prevail on both sides of the equator, the value of  $-\frac{\Delta u}{\Delta y}$  would be quite small and no buffer zone or tropical anticyclone would form regardless of cold outbreaks in the Southern Hemisphere.