

1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋 信风区平均流場和平均經圈环流*

陈秋士 繆錦海 李維亮
(北京大学地球物理系)

提 要

亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区环流特点有显著的不同。在季风区有南部下沉、北部高原地区上升的垂直季风环流，高层有东风急流，下层有达400毫巴高度的深厚的西南气流。在信风区、低緯度则存在着典型的Hadley环流，高层有夏季太平洋中部副热带西风急流，下部有东北信风，东风随高度减弱。

季风垂直环流的存在，进一步说明了季风形成的因子。

一、引 言

很久以来，人們就发现低緯平均环流沿着緯圈有着非常显著的不均一性。例如在夏季，亚洲南部及印度洋地区对流层下层盛行着西南风，一般称之为西南季风；而在大洋中部，则盛行东北信风。近年来，发现在夏季对流层上层不同經度的环流特点也有重大区别。这种平均环流沿緯圈分布的不均一性，和中緯度情况比較起来，至少对北半球夏季而言，可能还要突出一些。目前关于形成这种现象的理論还研究得很少。我們希望通过实际分析，能給亚洲南部和太平洋区域不同风系維持的机制有初步了解，以便給有关理論研究，提供一些綫索。

本文主要分析 $75^{\circ}\text{E}-155^{\circ}\text{W}$ 和 $50^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{N}$ 区域内不同經度范围的环流特点，特别是平均經圈环流特点。这个区域基本已包括西南季风区和太平洋信风区的相当大的部分。并准备在另一文中，从角动量、能量平衡的观点，討論不同风系的維持。

二、資料和計算方法

資料来源主要采用我国中央气象局气象台高空月报表、美国北半球資料、国际地球物理年資料和印度每日天气公报。时间为1958年7月1—31日。

資料处理，先把实测风分解成 u 和 v 的分量，而后求月平均。对于200、300、400、500、700、850毫巴、地面等层，凡每月观测次数达15天以上，求出的平均值，即作为月平均值。10—14天求出的平均仅供参考，10天以下不求平均。对于150和100毫巴高度，在10天以上求作月平均，10天以下不考慮。

平均緯圈环流图和平均經圈环流图上的 u 和 v 的数值是根据下列途径求得的：首先繪出各层的月平均 u 和 v 的等值綫图，而后在每隔5个經度和緯度的方格点上進行讀数，

* 本文1963年5月16日收到，8月收到修改稿。

然后再将所讀出的数值在我們所需要考虑的經度范围内进行平均。平均垂直运动是根据連續方程:

$$[\bar{\omega}_2] - [\bar{\omega}_1] = - \int_{p_1}^{p_2} \frac{1}{a \cos \varphi} \left\{ \frac{\partial(\cos \varphi [\bar{v}])}{\partial \varphi} + (\bar{u}_{\lambda_1} - \bar{u}_{\lambda_2}) \right\} dp \quad (1)$$

計算的。这里符号—表示对時間(一个月)的平均; [] 表示对經度 λ_1 和 λ_2 之間区域的平均。 $\omega = \frac{dp}{dt}$, ω_1, ω_2 表示等压面 p_1 和 p_2 高度的 ω 值, u_{λ_1} 和 u_{λ_2} 分别表示經度 λ_1 和 λ_2 的 u 值。 ω 求出后,再由 $\omega = -\rho g w$ 換算成 w 的单位。在換算过程中, ρ (密度) 的数值根据探空曲綫并参考国际标准大气的情况給出的。具体数值如下 [单位(仟克/米³)]: 地面: 1.166; 850 毫巴 1.018; 700 毫巴 0.869; 500 毫巴 0.677; 400 毫巴 0.577; 300 毫巴 0.466; 200 毫巴 0.331; 150 毫巴 0.258; 100 毫巴 0.199。利用方程(1)进行計算时,考虑了西藏高原的影响,采用了下列地形边界条件:

$$\omega_0 = \mathbf{V} \cdot \nabla h,$$

\mathbf{V} 表示地面风速, ∇h 表示山的坡度。对于西藏高原以外的其它較小地形影响沒有考虑。

三、平均流場的特点

叶篤正等^[1] 分析了我国西藏高原及其附近的平均流場。陶詩言等^[2] 分析了东亚夏季对流层中下层的平均流場及其环流結構。Ramakrishnan^[3] 分析过印度附近各高度的流場及温度場。为了对比1958年7月西南季风区和太平洋信风区的特点,我們把該月平均图向东伸展,包括了太平洋的西部和中部。我們制作了地面, 1500 米, 3000 米, 5500 米, 12000 米和 16000 米的平均流場图, 并且作出了不同地区的平均緯向环流的剖面。图 1 是沿着

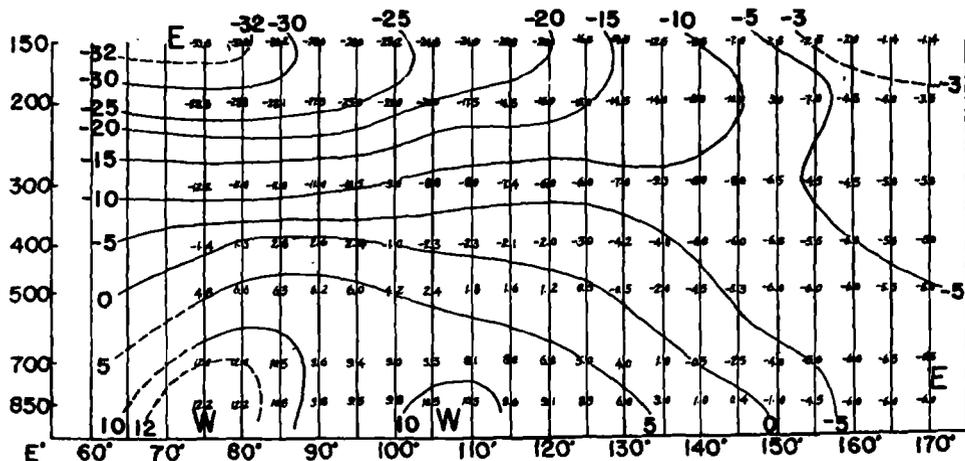


图 1 1958年7月沿 10°N 緯向风速剖面图

10°N 的緯圈环流剖面图, 从图 1 可以看出: 在 110°E 以西, 对流层下层的西风高度可达 400 毫巴。高空为强的东风, 风速的垂直切变很大, 高空最强的东风和地面最强西风均在 75—80°E 地区 (再向西的情况, 由于缺少记录, 不清楚) 这里高层平均东风在 30 米/秒以上, 地面平均西风可达 12 米/秒。这个地区可以代表印度西南季风区的特点。

在 155°E 以东,从地面到高空均为东风,风速随高度微有减弱的现象。这区域可代表太平洋信风区的特点。

在上述两个区域之間,即 115—155°E 之間的区域,环流特点具有过渡的性质。在对流层下部西风的厚度向东减小,并逐步轉为东风,偏东风和偏西风之間,构成了一条傾斜的界面,而对流层上部的东风,自西向东逐步减弱。

下面将按照三个不同的区域分別討論它們的环流特点:

1. 关于 115°E 以西的环流特点,在文献 [1—3] 中已有討論。图 2 是 75—115°E 的平均剖面图,它与文献 [2] 中所給的沿 75°E, 90°E, 105°E 的剖面图大致相似。在图 2 中,可明显地看出在 10°N 上空,高度約为 150 毫巴附近,有一东风急流,中心强度約为 28 米/秒。在 43°N 附近,200 毫巴高度有一西风急流,中心强度約为 32 米/秒,这支急流为副热带急流。图 3 和图 4 分别为 3000 米高度和 12000 米高度的平均流綫图。在 500 毫巴以下,高

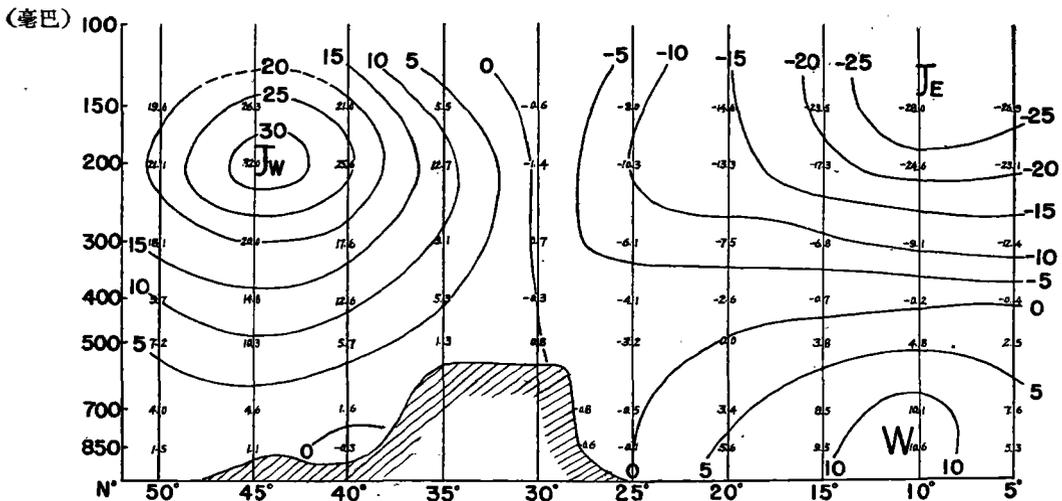


图 2 1958年7月 75°—115°E 平均緯向风速剖面图 (单位:米/秒)

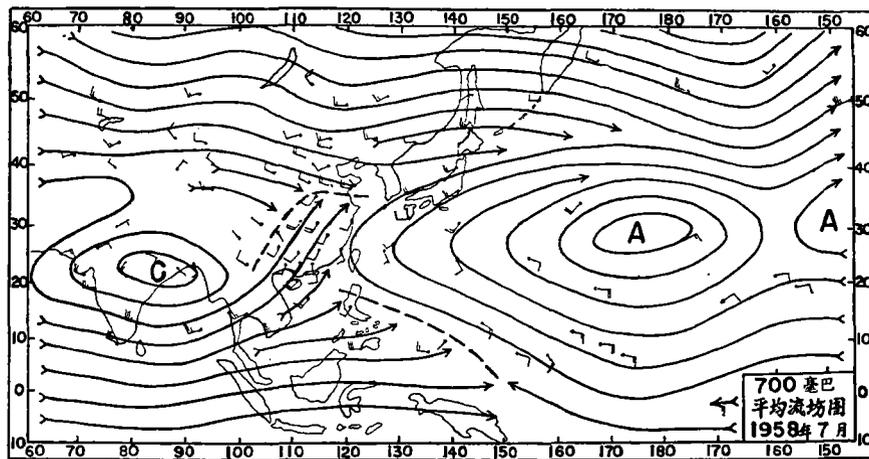


图 3

原以南为气旋式环流;在 500 毫巴以上高原上空为反气旋所控制。由图 2 可见,东西风带的界面正在高原上空,这界面是近于垂直的。

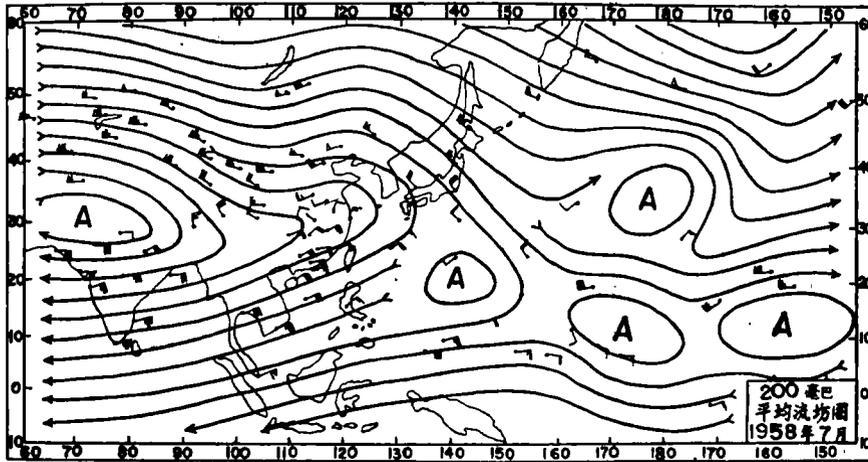


图 4

2. 在 165°E 以东, 700 毫巴上基本为大型副热带反气旋所控制, 它的轴线约在 30°N。在 170°W 附近处 500 毫巴以上的对流层, 有一自东北斜向西南的低槽伸向中途岛附近, Ramage^[4] 等称它为太平洋中部槽。这个槽的东西两侧, 环流形势有着不同的特点。在 500 毫巴上(图略)太平洋中部低槽以西, 副热带高压位置偏北, 以东(如夏威夷附近)则副热带高压偏南。在 200 毫巴上的槽线以东, 反气旋中心在 20°N 附近; 槽线以西, 则分裂为南北向并列的两个中心: 一在 30°N 以北, 一在 20°N 以南。

图 5 和图 6 分别表示 165°E—175°W 和 170°W—155°W 平均纬向风速剖面图。在图 5 上, 15°N 以北的低纬地区, 上层为西风, 下层为东风, 20°N 的 200 毫巴高度有一西风急流。这种流场分布正好和该纬度的西南季风区内完全相反。在图 6 上, 200 毫巴西风急流仍在 22°N 附近, 东西风界面向上则自北向南倾斜。在这区域中纬度还有一支西风,

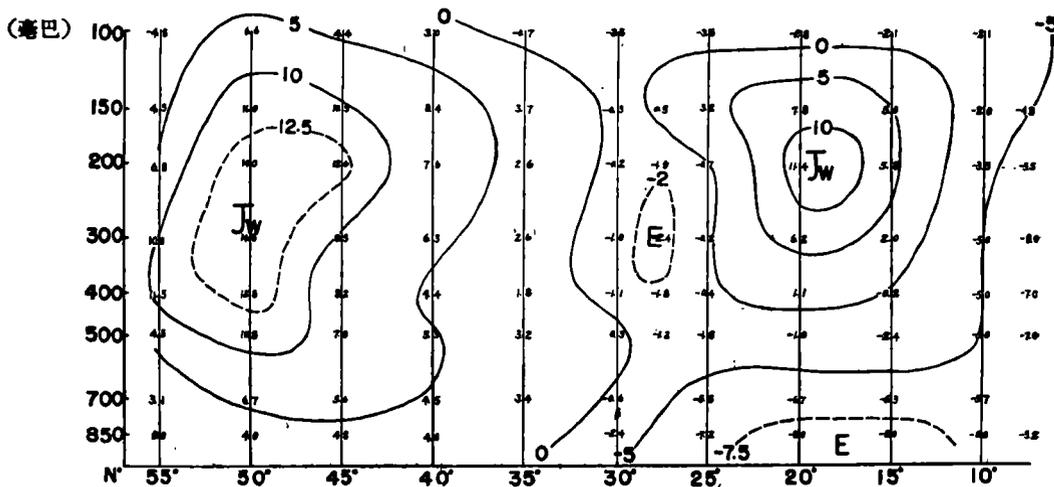


图 5 1958 年 7 月 165°E—175°W 平均纬向风速剖面图 (单位:米/秒)

急流中心在 50°N 的 300 毫巴高度(太平洋 $35^{\circ}-45^{\circ}\text{N}$ 区域資料特別少,它的位置难于准确确定)。图 5 的一个显著的特点表现出两支西风夹一支弱的东风的现象,东风位于 $25-30^{\circ}\text{N}$ 之間,根山芳晴^[5]曾将这支东风称为副热带东风。与图 4 比較,这支东风正是太平洋中部槽以西 200 毫巴副热带高压分裂为南北两个中心的表现,因此它的存在应和这高压分裂的现象有紧密的联系。

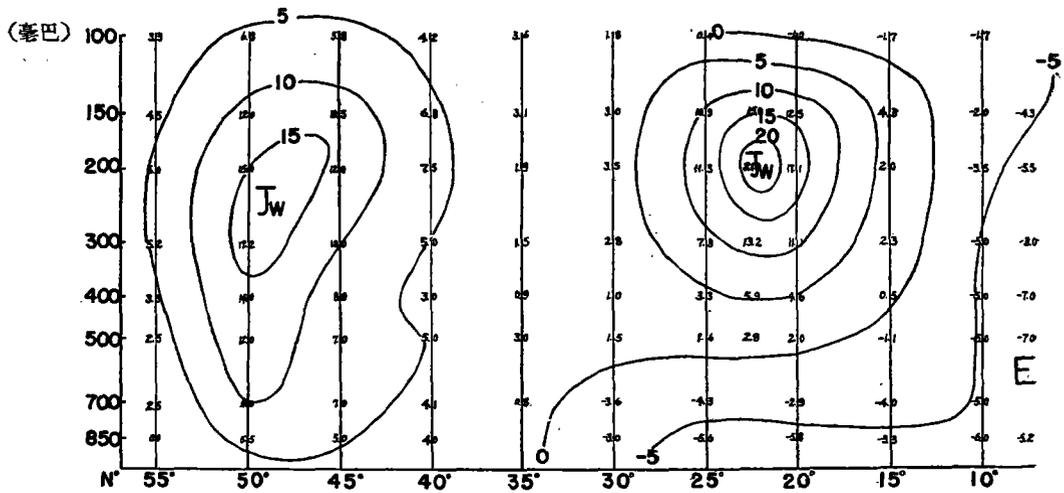


图 6 1958 年 7 月 $170-155^{\circ}\text{W}$ 平均緯向风速剖面图(单位:米/秒)

在 20°N 上空 200 毫巴高度的西风急流和 Krishnuti^[6] 中的冬季副热带急流比較起来,它們的位置基本上相同,从它的结构与下面所計算的經圈环流的关系来看,它的性质均和副热带急流相似。我們称它为太平洋中部夏季副热带急流。这支急流向东可影响到多少距离还不清楚。弄清楚这支急流和冬季副热带急流的关系以及它的季节变化将是十分有意义的。

3. 在上述两区域之間的 $110^{\circ}-160^{\circ}\text{E}$ 的大陆东岸地区,無論在对流层下层和上层都充分显示出西南季风区向太平洋信风区过渡的特点。在 200 毫巴的平均图上,西藏高原北边的副热带急流出海后,呈西北东南向。在堪察加半島附近有一平均槽,这时西风分为两支,一支經槽前偏北向东运行,成为图 5 和图 6 中的北支西风。另一支向南流經 20°N ,与太平洋中部夏季副热带西风急流相联结。在这区域我們也繪制了 $110-120^{\circ}\text{E}$, $125-135^{\circ}\text{E}$ 和 $140-160^{\circ}\text{E}$ 的緯向环流剖面图(前两张图略)。在这些图上,西藏高原北沿的西风急流向东是減弱的,它的中心位置变化不大。到 165°E 以东,如图 5,这支急流的中心就不很显著。低緯高层东风急流向东也是減弱的。在 $140-160^{\circ}\text{E}$ 地区,由图 7 可見,东风强的中心完全不出現,在 23°N 上空形成了一个弱的西风中心,这已近于信风区的特点。

在过渡区域 700 毫巴的平均流場图(图 3)上, 20°N 以南地区,自西向东由西风逐渐轉变为东风,它們之間的界綫(輻合綫)呈西北—东南向,由菲律宾北岸伸展到 145°E 附近。在 $20-40^{\circ}\text{N}$ 之間的地区是高原南側季风槽和太平洋反气旋之間的过渡地带。季风槽南部西风沿太平洋反气旋东侧北上,使气流呈南北向的西南气流。正是由于这支气流所带来的大量水汽与高空副热带急流上扰动系統相結合,构成了我国和日本地区夏季多雨的

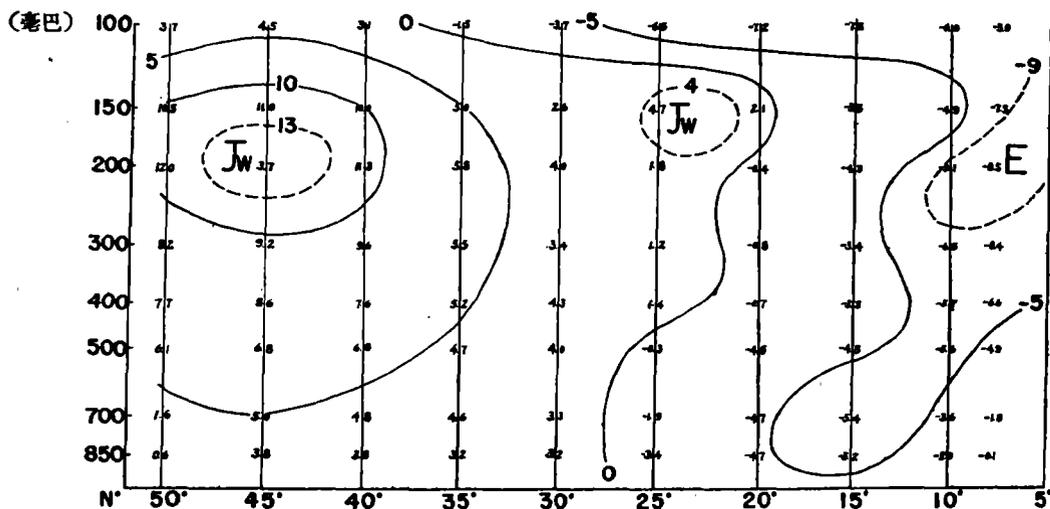


图7 1958年7月140°—160°E 緯向风速平均剖面图(单位:米/秒)

主要因子。这支西南风北上和中緯度西风相汇合,在35°—40°N地区形成了一条辐合带。

四、經圈环流

經圈环流是理解低緯环流的有力工具,早在1735年, Hadley 就采用简单垂直环流来解释信风环流的产生問題。根据近年来的研究^[7,8],北半球 Hadley 环流的存在,以及它对信风带和副热带急流維持的作用^[6],已逐步得到証实。

叶篤正等^[2]曾經发现夏季高原上空有上升运动, Koteswam^[9,10] 推测在西南季风区可能存在和信风环流相反的北部上升,南部下沉的垂直环流。下面我们称这种垂直环流圈为季风环流圈。现在来分析不同經度区域、平均經圈环流的計算結果。

图8为75—110°E的經圈环流图。整个高原以及高原南側到15°N的区域都是上升

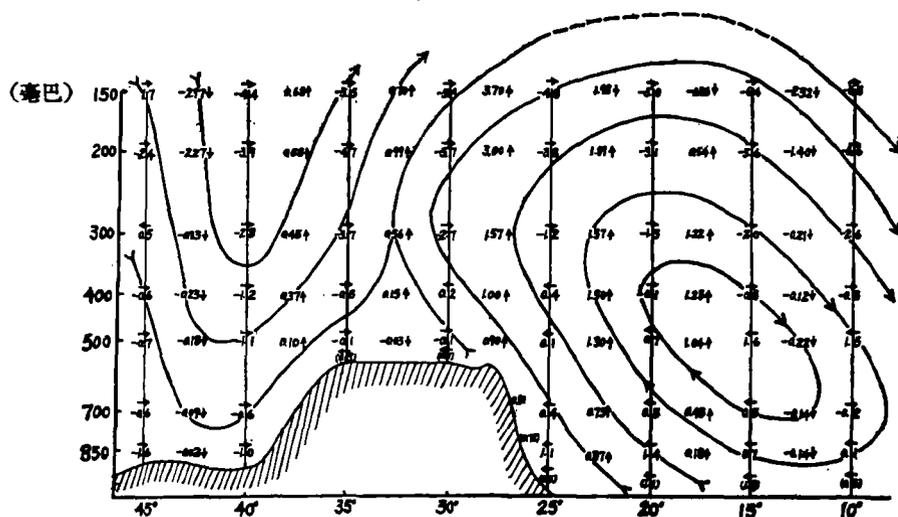


图8 1958年7月75—110°E 平均經圈环流
(单位: v 为米/秒, w 为厘米/秒)

运动。在 400 毫巴以下为偏南气流, 在 400 毫巴以上为偏北气流, 轉向的高度和图 2 中西南季风的高度基本一致。下沉的一支气流估計在 10°N 附近及其南部 (由于南面记录很少, 具体下沉情况还不清楚)。在高原北侧还存在一个在高原上升, $40-45^{\circ}\text{N}$ 之間地区下沉的垂直环流。不过沒有明显的闭合环流圈, 这和高原北部在整个对流层都盛行偏北气流有关 (见图 3 和图 4)。上升气流最强的地区是在高原南侧, 这是和印度的季风降水区是一致的。Koteswam^[10]曾提出南北环流圈比較对称的理想模式, 和这里的实际结果有一些分歧。

图 9 为 $145^{\circ}\text{E}-155^{\circ}\text{W}$ 区域的平均經圈环流图。 25°N 以南有很明显的 Hadley 环流

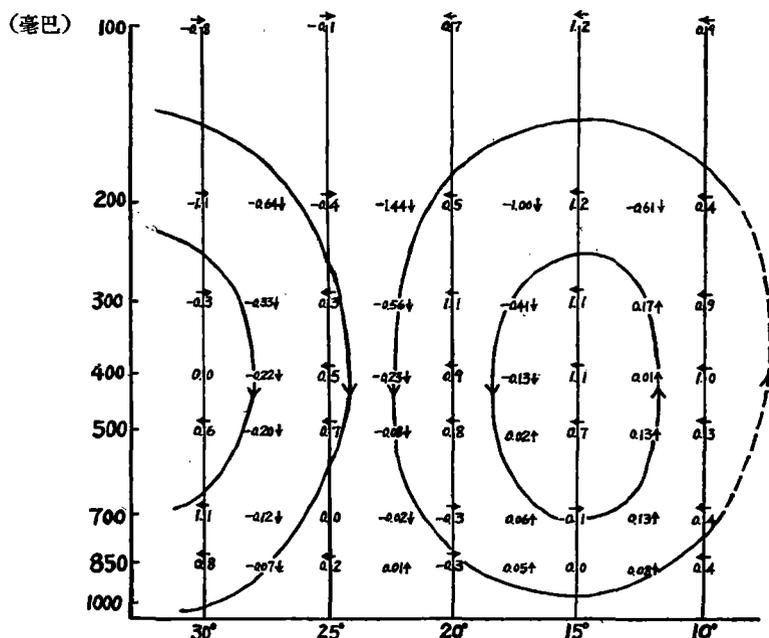


图 9 1958 年 7 月 $145^{\circ}\text{E}-155^{\circ}\text{W}$ 平均經圈环流图 (单位同图 8)

图, 15°N 以南为上升区, 15°N 以北为下沉区。在 15°N 地区 500 毫巴以下盛行偏北风, 500 毫巴及其以上盛行偏南风。Rex^[11]曾經計算过 Marshall 羣島附近的中部太平洋区域, 在 1956 年 4 月 19 日—6 月 10 日的平均經圈环流。结果和我们计算的大致相似, 不过位置比图 9 所表示的要稍偏南一些。在 35°N 以北海洋上记录很少无法计算。在 30°N 附近还大致可以看出北面反环流的下沉的一支。这里 Hadley 环流和图 6 上高层西风的配合是很紧密的, 西风急流正位在 Hadley 环流的下沉一支的上方, 这和在一一般情况下, Hadley 环流和副热带急流的配合是很相似的。从 700 毫巴的副热带高压来看, 高压中心为下沉区域。图 10 和图 11 分别表示 $110^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ 和 $120^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$ 的平均經圈环流图。图 10 和图 8 相似, 在高原东侧和太平洋反气旋西沿, 400 毫巴以下基本上盛行偏南风, 上层位于康藏高原高压的东端, 盛行偏北风。因此类似于图 8 的季风环流圈仍存在。在高原东侧的大部分地区都为上升运动, 在 $30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 之間上升运动较强。上升运动的区域和雨区的配合还是比较一致的。我国本月分的降水大部分是南北向的, 雨带常由东北、华北伸向云贵地区, 淮河、黄河下游雨量比较集中。

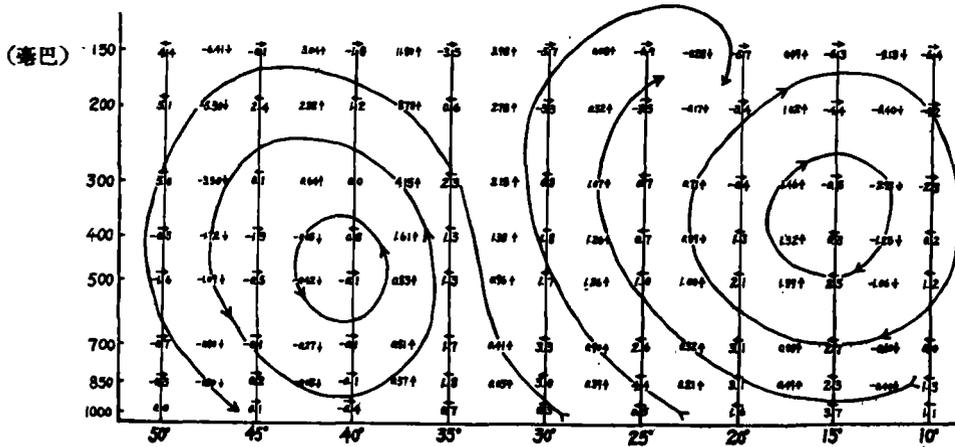


图 10 1958 年 7 月 110—120°E 平均經圈环流图 (单位同图 8)

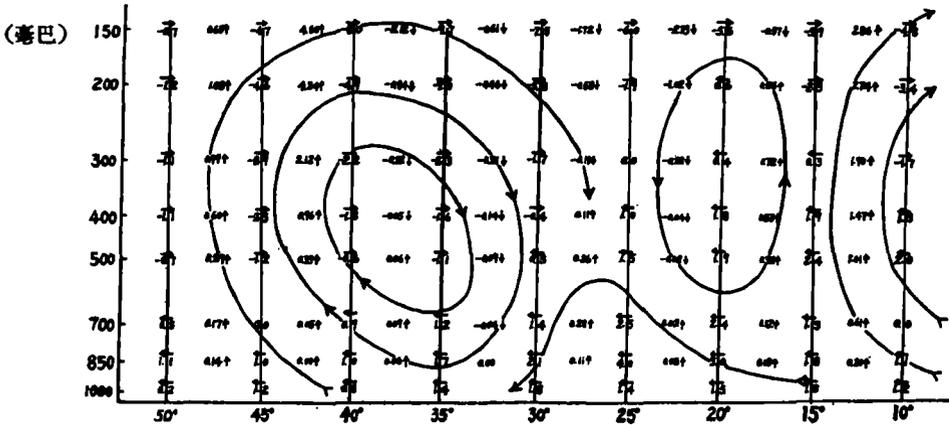


图 11 1958 年 7 月 120°—140°E 平均經圈环流图 (单位: v 为米/秒, w 为厘米/秒)

在图 11 上,季风环流圈已不存在,不过在 15°N 及其以南的地区,仍存在一个方向相同于季风环流或者南半球 Hadley 环流的垂直环流。上升的一支在 15°N 附近,它基本上与西南季风和太平洋信风之间的辐合线相对应。在 20°N 附近的对流层中上层有一弱的与 Hadley 环流方向相似的环流圈,再向北为一反环流圈,在 35°N 及其偏北地区为上升区,和日本的雨区基本配合。

五、两点讨论

前面分析了 1958 年 7 月亚洲东南部、太平洋西部和中部的緯圈和經圈环流的一些基本事实,它只是个别年分的结果。根据这些事实,我们将讨论以下两个问题:

1. 关于西南季风

亚洲南部和印度洋的西南季风问题是个十分古老的问题。早在 1686 年 Halley^[12] 就考虑西南季风的成因是海陆加热不均的结果,并且认为季风起源于南半球的东南信风,由于越过赤道受了地转偏向力的作用才转为西风。Flohn^[13] 和叶篤正等^[1] 指出西藏高原在

夏季是热源,在季风形成中起重要作用。Koteswaram^[9]指出了对流层下层的西南季风和高层东风急流有紧密的联系,并给出了印度地区的經圈环流模式^[10]。

根据我們計算的結果,可以对上面观点作进一步澄清:在夏季高原的下垫面受热后,通过湍流导热,反輻射等传给大气。由于高原的平均高度差不多在 4000 米以上,因将直接加热对流层中层。这种作用,可使高原上空对流层和四周自由大气之間形成相当大的水平温差。我們用文献[14]中提出的关于热成风不断适应和不断破坏的两方面的統一的观点来分析这一問題。把加热作用看成可引起温度場变化从而可造成热成风破坏的因子。因此在高原和四周自由大气之間的温差产生的过程中,必然引起流場和温度場的不断相互調整。根据陈秋士在另一文中的減化理論分析,加热在对流层下层和对流层中层所引起的这种調整的結果是不一样的。前者只能产生一个比較浅薄的热低压,而后者則可以在对流层上层产生一个比較強大的高压,甚至一直影响到平流层。因此西藏高原高空的直接加热,及其与之相伴随的对流层中上层流場和温度場的相互調整,对西藏高原上空高压的产生和加强起了很大的作用。在这种流場和温度場的不断調整过程中,温度場的建立将先于流場的建立(当然这种時間上的先后是极其短暫的),在不断适应的过程中发生的垂直运动将是直接环流,位能向动能轉化。

在图 12 中垂直环流相对于高原并不是对称的,这与高原兩側大气环流本身的热力和动力条件有关。在高原南側,尤其在孟加拉湾地区,水汽供給充沛。从印度季风季节的大量降水来看,水汽凝結对印度季风槽及其垂直环流的維持,可能起着十分重要的作用。由于水汽能量的供給,可大大影响流場温度場相互調整的結果。根据陈秋士在另一文中的分析,这种影响有利于形成上层反气旋和下层气旋,并且加强垂直环流。

不少作者曾經提出,印度夏季风現象反映着赤道槽的大規模北移。从垂直环流和水汽能源的供給来看,印度季风槽与赤道槽^[11]有某些程度的相似性。西藏高原南側地区,比起中緯度等地区将更接近于赤道槽,这个特点对加强高原南側的經圈环流可能起一定的影响。因此,海陆分布和地形影响是通过大气环流本身的特点起作用的。除去上述这些因素外,西藏高原南側地轉偏向力較小,也容易造成垂直环流。所有这些因素,都有利于造成高原南側的垂直环流要强于北側。

2. 关于副热带高压

大陆高原上空的副热带高压和太平洋地区副热带高压有着不同的結構。前面已指出,高原上空高压的軸綫基本是垂直的。高压的強度随高度增强,在 500 毫巴以下則沒有明显的表現,在高原南側則与季风低压相联系,在高压中心为上升运动。在海洋地区副热带高压,在对流层中下层比較明显,向上則減弱,从图 5, 6 中的东西风界綫来看,高压軸綫在对流层随高度增加而向南傾斜。夏季太平洋中部副热带急流位于它的地面位置偏南的上方,而高压中心为下沉运动。因此可以看出高原上空的副热带高压和海洋上的副热带高压应该有着不同的性質。前者可能主要是热力性的,它的形成和高原上空的加热有关,而后者可能是动力性的,它的形成决定于另外的因子。

六、結 論

1. 在亚洲东南部及太平洋区域的环流特点,从 1958 年 7 月的平均流場来看,大致可

以分为三个区域。在 115°E 以西为印度西南季风区,大约在 155°E 以东为太平洋信风区,而在这两区域之间为过渡区域。

2. 印度季风区和太平洋信风区的环流特点有显著的不同。在季风区有南部下沉、北部高原地区上升的垂直季风环流。高层有东风急流、下层有达 400 毫巴高度的深厚西南气流。在信风区,低纬度则存在 Hadley 环流,高层有夏季太平洋中部副热带西风急流,下部有东北信风,东风随高度减弱。在太平洋中部槽以西,高层反气旋分裂为南北向并列的两个中心。在这区域的平均剖面图上呈现出两支西风夹一支弱的东风的现象。

在上述两个区域之间,环流的特点表现出过渡的性质。

3. 高原上空的直接加热所造成的高原和四周自由大气之间的温差,对垂直季风环流和高原上空高压的形成可能有很大的作用。平均经圈环流对高原不是对称的,高原南侧远大于北侧的,这和高原南侧水汽条件,大气环流特点,地转偏向力等有很大关系。

4. 太平洋上的副热带高压和高原上空高压在垂直结构和垂直运动方面都有显著不同,因而决定它们形成的因子可能也有区别。

本文承蒙方向法同志协助描图,特致谢意。

参 考 文 献

- [1] 叶篤正、罗四維、朱抱真, 气象学报, **23** (1957), 108—121.
- [2] 陶詩言、陈隆勳, 气象学报, **23** (1957), 234—246.
- [3] Ramakrishnan, K. P 等, Symposium on Monsoons of the world, New Delhi 1958 1960, 3—34.
- [4] Ramage, C. S., *J. Met.*, **15** (1959), 227—237.
- [5] 根山芳晴, 研究时报, **13** (1959), 21—29.
- [6] Krishmuti, T. N., *J. Met.*, **18** (1961), 172—191.
- [7] 叶篤正、邓根云, 气象学报, **27** (1956), 307—322.
- [8] Taker, G. B., *Q. J. R. Met. Soc.*, **83** (1959), 119—131.
- [9] Koteswarm, P., *Tellus*, **10** (1958), 43—57.
- [10] Koteswarm, P., Symposium on Monsoons of the world, New Delhi 1958, (1960), 105—110.
- [11] Rex, P. F., *Geophysica*, **6** (1959), 479—501.
- [12] Halley, E., *Philos. Trans R. S.*, **16** (1686), 153—168.
- [13] Flohn, H., *Ber. des D. Wd.*, **4** (1956), 134—140.
- [14] 陈秋士, 气象学报, **33** (1963), 153—162.
- [15] Riehl, H., *Geophysica*, **6** (1959), 503—537.

**A COMPARISON OF MEAN WIND FIELD AND MEAN MERIDIONAL
CIRCULATION BETWEEN SOUTH-WEST MONSOON AREA
IN SOUTH-EAST ASIA AND PACIFIC TRADE
WIND AREA IN JULY, 1958**

CHEN CHIU-SHIH AND COLLABORATORS
(*Peking University*)

ABSTRACT

The existence of the monsoon vertical circulation cell, as shown in fig. 8, which consists of an ascending current near and over the Tibetan plateau and a descending current on the south, is directly proved by calculations from the actual wind data in July 1958. In the same period, the meridional circulation is a typical Hadley cell in the Pacific trade wind area (fig. 9). In S-W monsoon area, there exists the easterly jet in the upper troposphere and the south westerlies in the lower, but in the Pacific trade wind area, there is a westerly jet near 200 mb level and the easterlies in the lower troposphere. The factors which cause the monsoon circulation are discussed.