

热带气象学研究近况

热带气象译文第四期

广东省热带海洋气象研究所编
中央气象局科技情报研究所

说 明

本期编入的十一篇译文,综述了热带气象研究目前的进展,介绍近十余年来热带气象从动力学、统计学及天气气候学等几个方面研究的若干重要成果,下期我们将着重介绍收集一些热带试验成果的论文。

1980年3月

热带环流型现状

H·佛洛恩

德意志联邦共和国波恩大学气象研究所

1. 引论:

根据足够的高空资料, 目前对行星地球上空的大气环流已有充分的了解〔基德森 (Kidson), 文森特 (Vincent) 和纽维尔 (Newell) 1969; 帕尔门 (Palmen) 和牛顿 (Newton), 1969; 洛伦茨 (Lorenz) 1968; 沃特 (Oort) 和拉斯马森 (Rasmusson, 1970; 詹内 (Jenne) 等人, 1968〕。热量、动量和水汽的经向交换过程, 纬向平均和定常及移动性涡旋之间以及动能和有效位能之间的转换起着主要作用。定常涡旋反映于纬向温差上, 在北半球中纬度其数量为极地到赤道间经向温差的80—100%。两半球明显的热力不对称是由于南极洲全年为冰盖大陆而北冰洋上全年只有薄的浮冰而引起的 (图1) (Flohn, 1967)。在南半球对流层内, 赤道—极地的年平均温差为39℃, 而北半球温差只有27℃。所以气象赤道的平均位置 (图2) 向北移动(6°N), 两半球上副热带

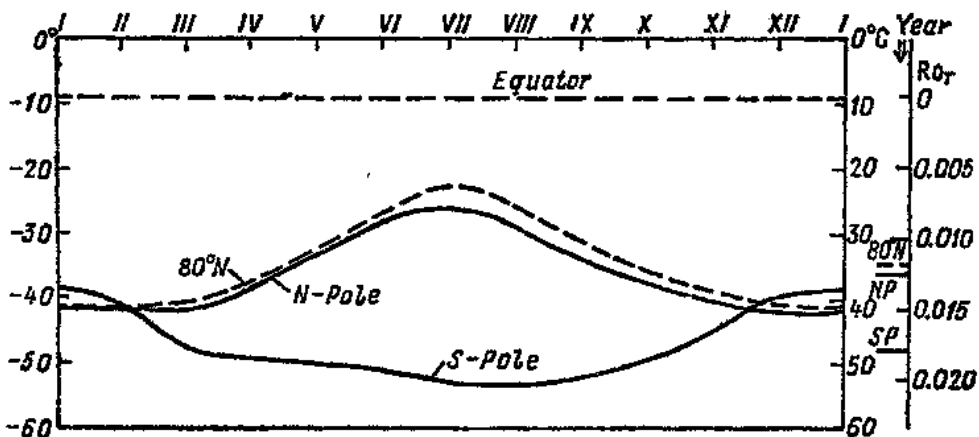


图1: 赤道北极和南极300—700mb层的平均温度 (右边标尺是年平均和热力罗斯贝数)

反气旋带 (和副热带急流) 也是如此: 其位置 (图3) 的季节变化与两半球经向温度有密切关系 (Korff, 和Flohn, 1969), 并且可以用一个简单的环流参数来作预告 (Smagorinsky, 1968; Flohn, 1964a; Henning, 1967)。这里我们试图根据实际资料和考虑热量收支对热带环流型的经向差别作一个概述:

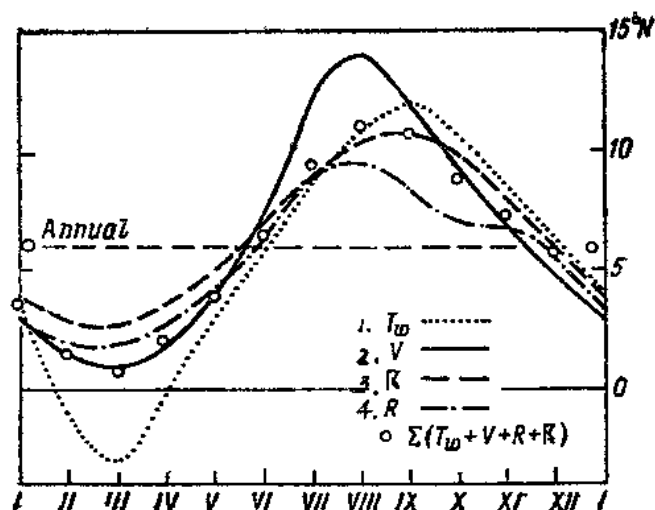


图 2：大西洋中部上空气象赤道的平均位置（1 为最高水温，2 为偏北风与偏南风之间交界线，3 为雷暴极值，4 为最大降水量）（Kuhlbrodt, 1942）

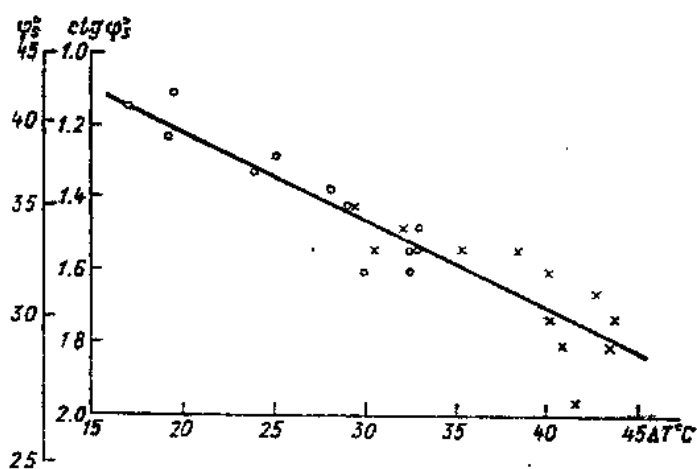


图 3：北半球（圈号）和南半球（×号）副热带反气旋月平均位置，左边标尺为纬度，而底部标为尺 300—700mb 层赤道——极地的温度差

整个大气环流的主要强迫因子是以下各因子的不规则型式而引起的。这些因子是：

（a）来自地面的感热通量(U_L)，这主要由地表面净辐射(Q_S)产生；

（b）大气柱的辐射平衡(Q_{a+m})；

还有经过变化后起作用的因子，即：

(c)降水引起的对流层潜热释放($L \cdot P$)(Riehl, 1954),和不是太直接起作用的蒸发($L \cdot E$);

(d)与粗糙高度 Z_0 有关的埃克曼层中表面摩擦,地形引起的垂直运动,以及由于地形引起二者的联合作用造成更不规则的型式。可以顺便的注意到,我们能够通过几个无量纲参数来描述上述物理气候中基本量的地区性差异(Lettau, 1969);

——地面罗斯贝数: $V/Z_0 f$

(V 表示风速) $f = 2\Omega \sin \varphi$ (科氏参数)

——浑浊度系数: β

——地面反射率: a_{sf}

——布迪柯(Budyko)比率: $Q_{sf}/L \cdot P$

——鲍恩(Bowen)比率: $U_L/L \cdot E$

以前,作者(Flohn, 1955)试图从经验上用造成热带季风发展的大尺度季节性位移把环流区分为“海洋”环流型(东风带被西风带所取代,两半球有哈特莱经圈环流和信风)和“大陆”环流型(赤道西风带位于高层东风带之下)(Chromow, 1950)。Schmidt(1969年)提出了一个仅有经向大陆(有一个山脊)理想地球上简单的大气环流模型,利用球面谐波,表示了这两种流型的基本特征和地形激发出来的大尺度静止罗斯贝波。

2. 哈得莱环流圈和反哈得莱环流圈

在热带地区,纬向平均的北半球哈得莱环流,在夏季(6—8月份)几乎完全消失。只有在 15°N — 30°N 的最低层仍保持一个微弱的残余(图4)(Oort和Rasmusson, 1970)。这个结果多少是会使人误解的,事实上,大陆(非洲到亚洲,包括印度洋)上空大尺度季风气流发展了两个符号(方向)相反的经圈环流(Flohn, 1964b; 参看图5)。在东部(80°E 和 150°E 之间), 80°N 附近对流层热赤道和较冷的地理赤道之间观察到一个直接的热力环流圈。与此相反,在较大的西部地区(大约 25°W — 7°E)则观察到一个由上升冷空气和下沉暖空气组成的间接环流。从纯粹的运动学观点来看,在热带东风急流的出口处消耗能量的环流(“反哈得莱环流”)流动的方向与预期的哈得莱环流的方向是一致的。而入口处的环流则与预期的哈得莱环流流向相反。北美大陆在 80° — 130°W 间也发展了一个类似的环流,但其环流圈要小得多,且不定常得多,对称轴一般在 105°W 附近。在这两种情况中相反的经向环流几乎是相互抵消的。夏季高空对流层等高线(100—300mb)图上,在太平洋和非洲—亚洲地区之间环流为明显的不对称。沿着纬圈,大陆区的100mb等高线比太平洋区高出200—250米,并且,波数为1的波占明显的优势。在印度季风区域,经向质量环流的强度估计为100—180千克/厘米·秒,而冬季哈得莱环流约为50千克/厘米·秒(Palmen和Newton, 1969)。

热带地区大陆和海洋之间很大的差别以及相反的纬向和经向流型,只有在考虑了地表和大气柱热量收支的水平差异时才能得以了解。地表和大气热量收支方程可写为:

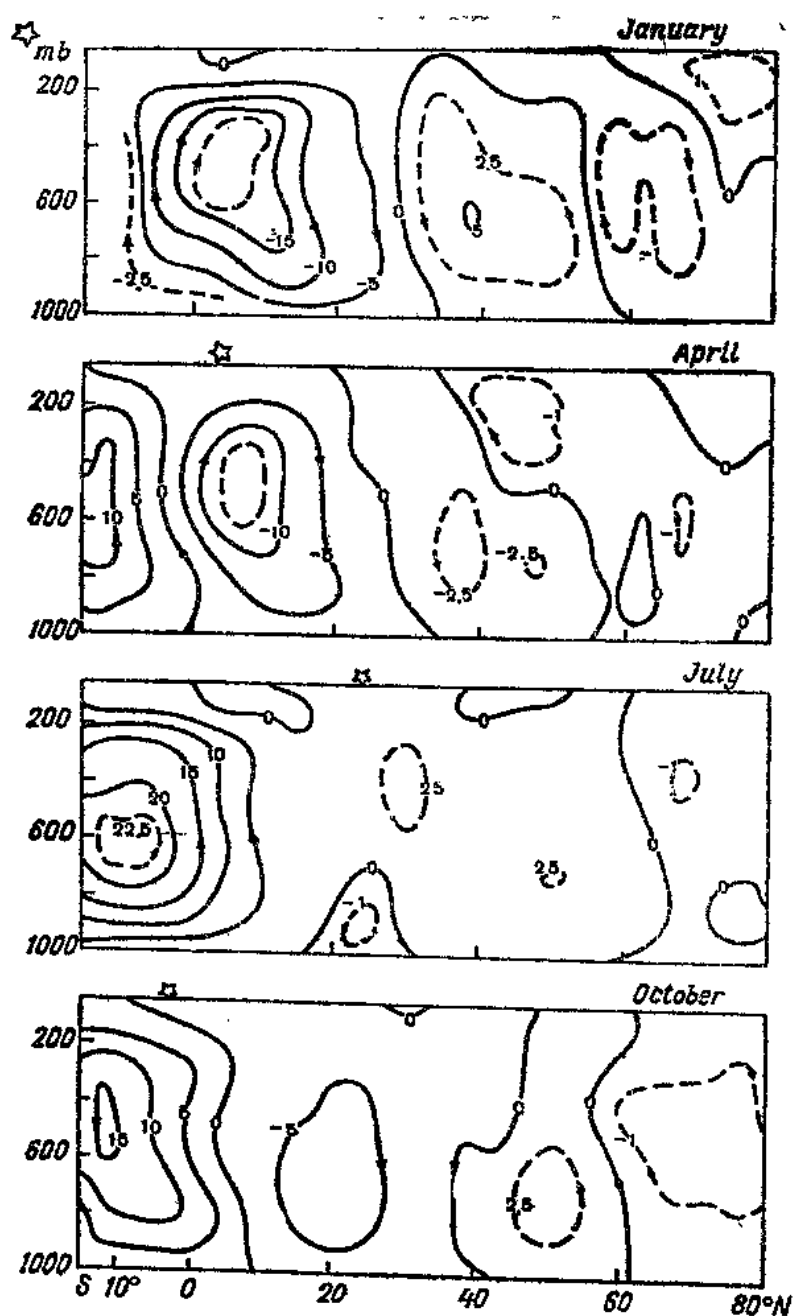


图 4：各季中间月份行星经向环流（引自Oort和Rasmusson, 1970）单位： 10^{13} 克秒 $^{-1}$

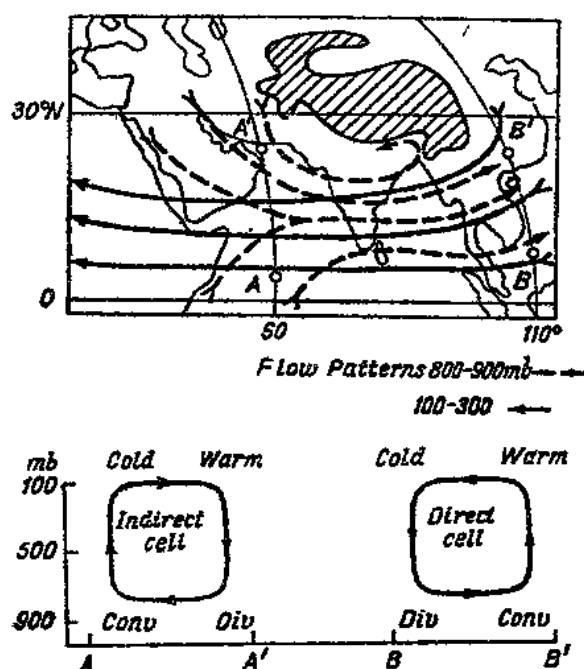


图5、非洲——亚洲夏季季风系统的大尺度特征

$$Q_s = U_s + U_L + L \cdot E$$

$$Q_{atm} = U_L + L \cdot P + \text{div} \vec{H} \pm W_{atm}$$

式中 U_s 为流入土壤（海洋）的热通量， $\vec{H}$ 为水平热通量（平流），而 W_{atm} 为大气柱的加热（或冷却）。在热带海洋地区 U_s 值取 Q_s 的 10—25%，部分热量将带到高纬度去。在大陆上， U_s 的年平均和季节平均值均可忽略不计。在热带和副热带海洋上空，鲍恩(Bowen)

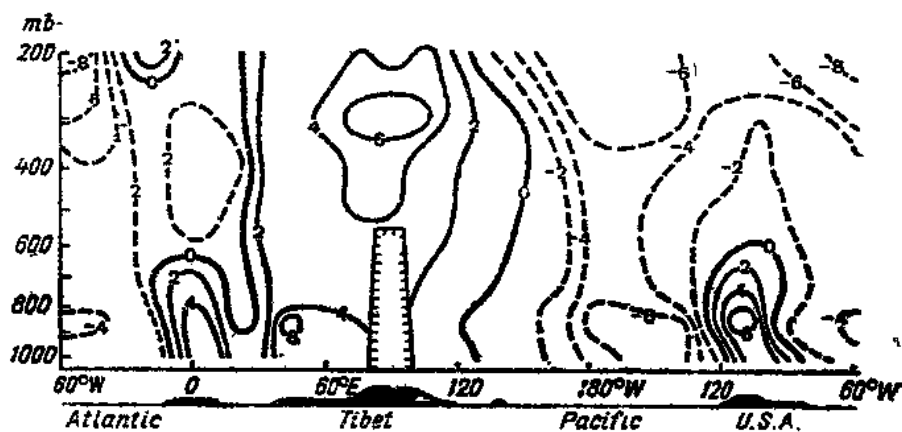


图6：7月份沿32°N温度距平，（引自Flohn, 1966）

比率约在0.05左右变化,与此相反,大陆比值约为1。在热带大陆上空, P 、 U_L 和平均云量(其作用为减小 Q_s 值,而增大 Q_{atm} 值)明显的比海洋上要大。这些作用减小了海洋上信风的强度,且其作用比大陆季风还大。

由于热赤道上撒哈拉(接近 $25^\circ N$)上空对流层温度比印度最北部和西藏的南部低 $3-5^\circ C$ (图6)。因此,高空准静止反气旋中心位于西藏高原南部靠近 $30^\circ N$ 、 $85^\circ E$ 处(拉萨以西)。此地区独特的高温是由两个能源来维持(Flohn, 1968):第一个来源是印度东北部上空季风雨释放的潜热($L \cdot P$),此处潮湿的西南气流被地形强迫抬升。第二个能源是高原干旱地区的感热通量(U_L),这个地区平均高度为4500米,面积约为 2×10^6 平方公里。这两者使大气每天加暖约 $3^\circ C$,此值足以使季风空气维持平均速度为1厘米/秒的抬升,此相当于使印度西北部有同样强度的大尺度下沉(Das, 1962),于是有热量向东西两侧平流输出。

与西藏高原特点相似,但略不明显的还有秘鲁和玻利维亚的奥梯普兰洛(Altiplano)地区(高度3700—4100米,纬度 $15-21^\circ S$,面积约为 2×10^6 平方公里)。Gutman和Schwerdtfeger(1965年)指出,在夏季,奥梯普兰洛(AltiPlano)起了一个抬高热源的作用。最近,Krueger(1970)也给出充分证据以证明该区夏季200mb上空存在永久性的反气旋,其中心位于该山的东缘,此处也存在十分定常的降水。这一点与西藏反气旋情况十分相似。

赤道地区,第三个范围宽广的热源是印度尼西亚的“海洋大陆”区域,其面积约 8×10^6 平方公里。这里的巨大岛屿产生一个具有日变化的天气尺度环流,引起直径为400公里或更大的巨大Cb云群。

在有地形雨的潮湿热带大陆地区, P 的量级为 1 厘米天^{-1} , $L \cdot P$ 为 $600 \text{ 卡厘米}^{-2} \text{天}^{-1}$,而 Q_{atm} 通常约为 $200 \text{ 卡厘米}^{-2} \text{天}^{-1}$, U_L 为 $50-100 \text{ 卡厘米}^{-2} \text{天}^{-1}$,此仅比海洋上的值略大一些。在这些地区剩余的能量用于输出($\text{div} \vec{H}$),它们起了热源的作用以维持热力驱动的环流(第4节和第6节)。在夏季,它们造成了定常的温度向赤道减小,这对应于在高层有一定常的东风带,在低层有一定常的西风带。这种巨大的Cb云群(“热塔”)有效地将剩余的热量输送到对流层高层以减少大气的辐射冷却(Q_{atm})(Raschke和Bandeem, 1970)。

这里应该顺便提一下,对于一个位于赤道两侧并对赤道几乎对称的大陆,如非洲那样,赤道雨林区和其两侧的半干燥稀树或干旷草原区之间的地表热量收支($U_L < U \cdot E < L \cdot P$)差异,约在600mb以下产生一个定常的低层冷源,而在赤道雨林区,在两个低压槽之间为赤道反气旋区(Weickmann, 1964)。上述现象已为850—950mb层的赤道西风带和750mb以上东风带之间的热成风所表明。与热赤道越过气象赤道的季节性移动相反,在 $0-8^\circ N$ 间,甚至在过渡季节(4—5月, 10—11月)也盛行这种流型。在 $100^\circ E$ 剖面中,在纬度带 $6^\circ S-7^\circ N$ 处型式也是相似的。

然而,在对流层高层,由Cb云对流引起的热量向上输送以及 $L \cdot P$ 项的作用,使得在热带雨带上空产生一个定常的热源(在 $10^\circ S-10^\circ N$ 间作季节性移动)。该热源维持了中心在150mb附近的东风带,即使在过渡季节也是如此。

3. 沿赤道的冷源:

虽然非洲(和东南亚)上空的赤道雨林起着—个相对冷源的作用,但是近来的研究表明,太平洋和大西洋的大部分地区由于赤道涌升流也产生—个绝对冷源,在这些地方, U_L 指向是向下的。我们应回忆到, Fletcher(1945)和 Flohn(1949)首次对这个以前不知道的赤道冷源的存在提出了证据。

在太平洋的东部和中部($90-180^\circ W$)以及大西洋的东部,在北半球夏季(6—9月)能观测到狭窄的冷水舌($20^\circ C-25^\circ C$),在其它季节里,许多年份也能观察到。通常认为,这种情况是来自斜温层之下的冷水涌升流引起的,而这支涌升流反过来也由于垂直风向的

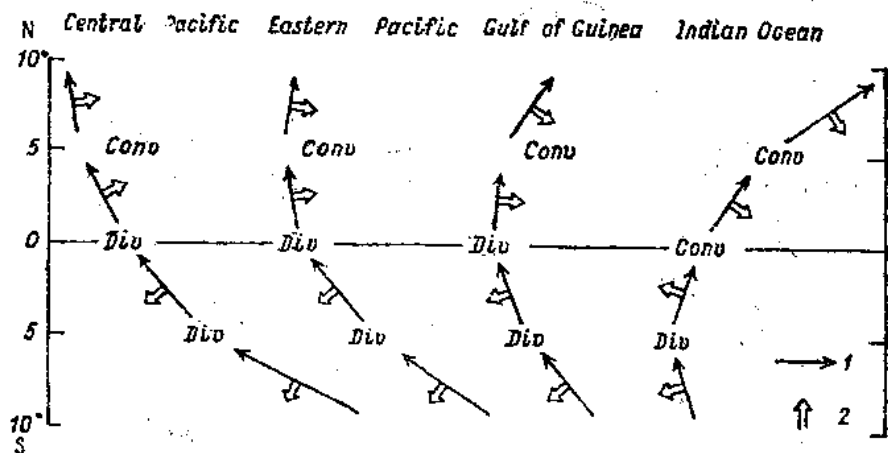


图7.北半球夏季合成风(1)和(垂直积分)埃克曼漂流(2)

海洋上层垂直平均的埃克曼漂流的两侧辐散所造成的(Bjerknes,1966; Flohn, 1970, 参看图7)。

此处,海—气温差($T_w - T_L$)为负,感热通量向下(图8)。由此触发了一个热力(经向)环流,有时是双重的并对称于赤道,在赤道处为无云区,表示气流是下沉的。

Kornfield等(1967)和Sadler(1969)研究了卫星观察资料,发现沿赤道地区为一片持久的无云带之后,确实是令人吃惊的。只有在1—4月,两半球的环流才大致与赤道对称,此时,才有规律的出现双重云带和降水带的现象。在其它月份,东南信风的干燥区扩展并越过赤道,所以只存在—条云带,位于 $5-10^\circ N$ 附近;这种情况反映南半球环流比较强大(第一节)。

沿赤道的下沉带与非常干燥的赤道带是重合的,降水变率也很大,最近的研究

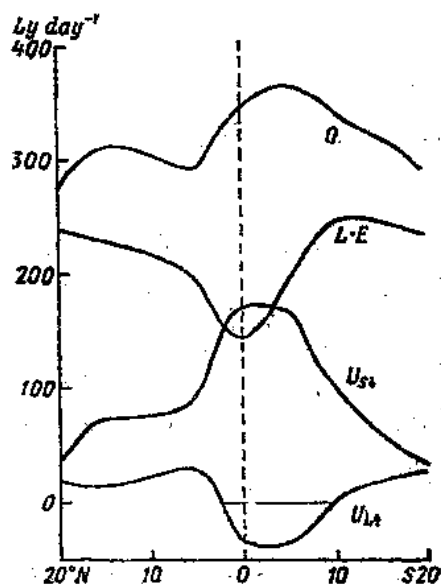


图8.东太平洋热量收支的计算($90-170^\circ W$, 资料引自Wyrski, 1965)

(Doberitz, Flohn, Schütte, 1967; Doberitz, 1968)表明, 降水和海水温度的异常沿着赤道几乎是同时出现的, 范围达12,000公里, 并缓慢地向南扩展。在大西洋东部, Henning(1971)发现北半球夏季有一个类似的流型; 在该位置上具有 $T_w < T_L$ 带、降水频率和云量极小带及辐散最大带(其两侧最大辐合位于 10°N 和 5°S)的位置, 并不和 0° 纬度完全相合(图9)。

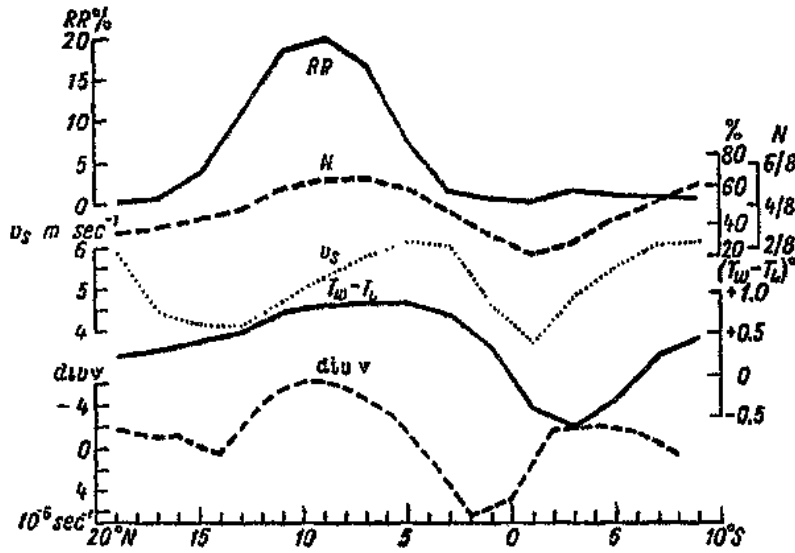


图9, 大西洋东部(0—20°W)七月份降水量频率(RR)、云量(N)、标量风速(V_s)、海气温差($T_w - T_L$)和风的散度(引自Henning, 1971)

图10给出了各种型式经向环流的示意图, 它们分别表示赤道附近为冷区(非洲上空的经向环流)的情况和低层为冷源而对流层中高层为热源的情况。

从纬度—时间图(图11)中云量的纬向平均值来看, 赤道带中某些地区云量双的重结构是非常明显的。在北半球, 强云带的中心各月都在 6°N 附近, 7月份达极值。一个弱的赤道最小值则位于 2°S 附近, 而弱的南半球最大值是极不稳定的, 其位置变化在 5° 和 10°S 之间。

4. 纬向沃克(Walker)环流概念:

最近, Bjerknes(1969)和Krueger(1970)集中注意于赤道带中大尺度经向加热差异, 这种加热在赤道上驱动了一个纬向直接沃克环流(图12)。事实上, 沿西非和南美沿岸

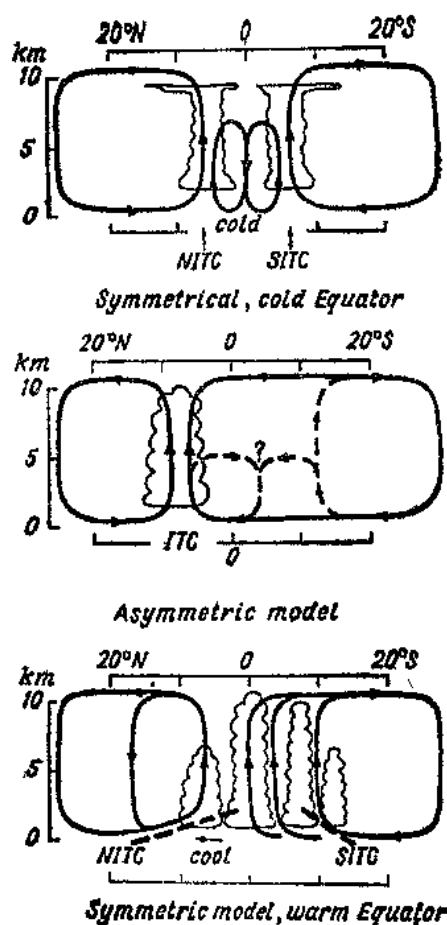


图10: 热带经向环流型。NITC——北半球热带辐合, SITC——南半球热带辐合。上图、对称冷赤道。中图、对称模式。下图、对称暖赤道。

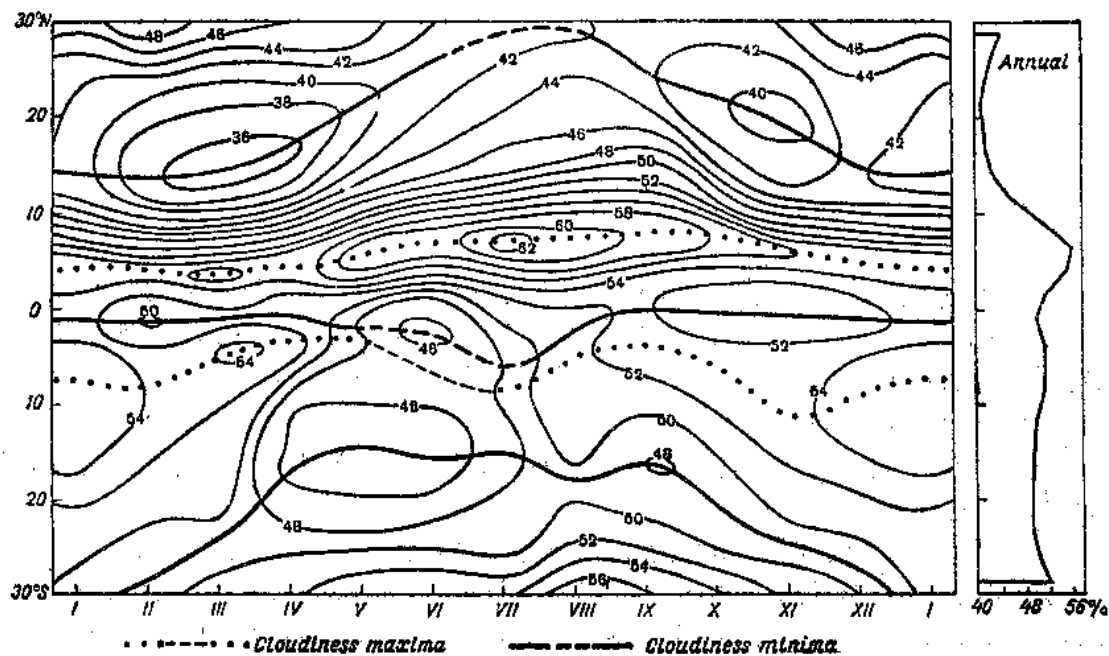


图11: 热带平均云量(%)卫星资料。1965—1969年(引自Sadler, 1969)

冷的涌升流地区能够解释为一个热汇地区，这与南美中部、非洲中部、以及印度尼西亚“海洋大陆”（Ramage, 1968）的地形雨地区是十分不同的。在北半球夏季，沿索马里海岸冷的涌升流地区与印度东北部和东南亚上空由于地形强迫抬升引起的季风雨地区之间也有类似的环流系统发展。

然而，我们尚未有足够证据来证明沿赤道存在一个纬向温差，但在南北 10° 纬度带上则确实存在一个清楚的纬向温度梯度。如果纬向沃克环流的概念是正确的话，则必须与经典的哈特莱环流圈和上述（第三章）的赤道逆环流圈有某种联系。在第6节，我们将对观察到的事实给出一个稍有不同的解释。

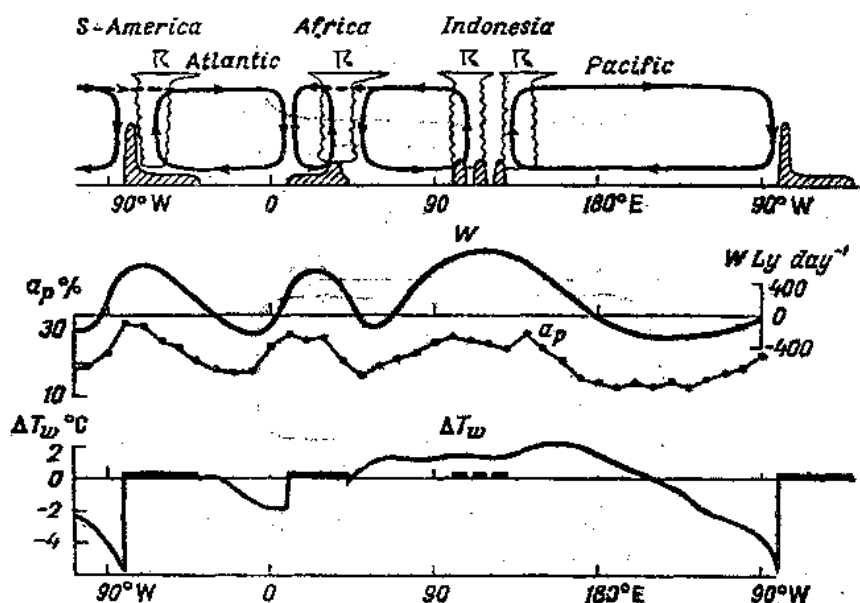


图12：赤道带中沃克（Walker）环流，图下面：W = 大气柱的热量收支， α_p = 行星反射率（引自Krueger, 1970）， ΔT_w = 水温距平（引自①ielrich和Kalle, 1967）陆地自左至右为：美洲、非洲、印度尼西亚。

5. 热带和温带流型间的相互作用

人们经常讨论热带东风带波动（最大强度在800—900mb）与温带西风带延伸区（最大风速在200mb附近）之间的相互作用（Riehl, 1954第10章）。近来，人们从时间平均的卫星云图资料中提出了可信的证据（Kornfield和Hasler, 1969, Taylor和Winstou, 1968）表明这种相互作用一般发生在具有强烈倾斜的自中纬一直伸展到热带的延伸槽地区。云带则与西风带中准静止槽密切相连，并且拐弯回转到赤道纬度，最终与内热带辐合带的一条云带汇合。

在南太平洋和南大西洋，延伸的“对角线”状云量极大带特别定常。南太平洋云带的轴线从 40°S , 130°W 伸延到 20°S , 160°W 并且最后伸到新几内亚地区。而大西洋南部的那条云带则从 40°S , 10°W 伸延到 20°S , 40°W 并进入南美洲大陆内部的大云量区。

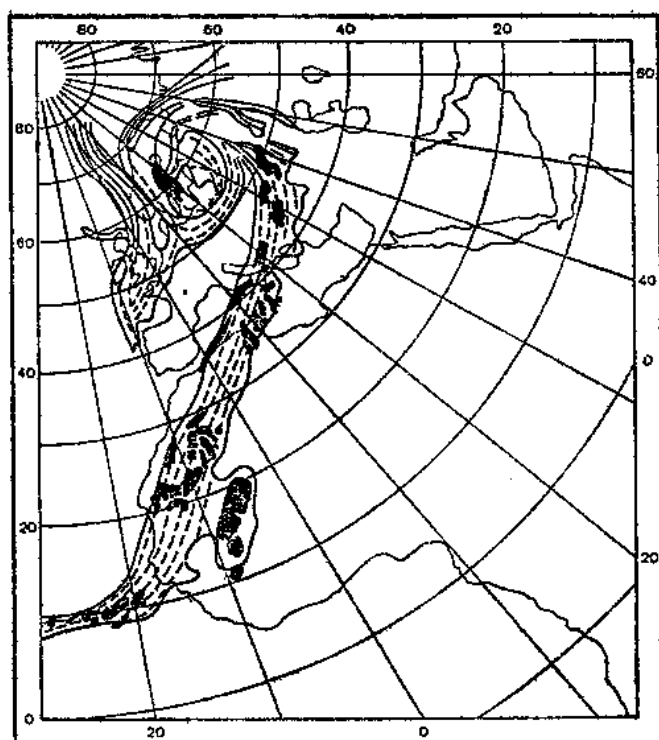


图13: 云的结构(黑色为cb云雨云II卫星红外辐射(3.4—4.2 μ)1969年9月21日)

Sadler (1970) 论证了太平洋上空存在类似“对角线”200mb 延伸槽, 在夏季月份特别多并且自南和自北伸向赤道。从雨量图Möller, 1951) 和从卫星测得的行星反射率中可以看到, Krueger, 1970) 在太平洋和大西洋地区, 这些对角线状云带和雨带在未扰动的东南信风和干赤道带地区上空形成一个范围宽广的干燥且无雨三角地带的南界。几乎每天都能看到(除6——8月外)一条十分相似的“对角线”状卷云带跨越撒哈拉从非洲西海岸伸入地中海东部和中部, 此云带一般与平均位置在30°E附近的深槽相连。撒哈拉低压通常发生于这种典型的延伸高空槽中。例如, 1969年9——10月期间发生了四个个例, 它们在阿尔及利亚南部、突尼斯和马耳他等地产生了大范围的灾害性降水(图13)。

许多个别的和时间平均的卫星资料表明能与副热带急流联结的云带, 一般与已知的

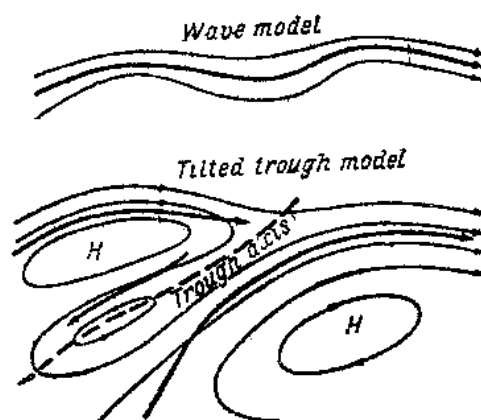


图14: 副热带急流流型(200mb), 波模式; 下部, 顶部斜槽模式。

Krishnamuriti (1961) 模式不一样, 即不是以纬向延伸的波状结构出现。在许多情况下, 在中层和高层这些云带 (500—200mb) 是从副热带急流沿一个倾斜槽向右转到热带地区, 甚至到达赤道 (图14)。它们把热带辐合带云区与温带云系结合起来。从该证据出发, 看来可以提出一个以“倾斜槽模式”为名稍作修正的副热带急流模式 (图14)。在这个倾斜槽模式中, 角动量的经向涡旋输送——即 $\overline{u'v'}$ 项作用很大。向赤道伸展的 A_S — C_S 云带明显地标明分离出的两个对流层高层反气旋流线的位置。有时它们是由热带 cb 云条砧状云的高层外流形成的 (Anderson, 1969)。

Oort 和 Rasmusson (1970) 对 5 年高空资料用客观分析作了纬向风分量的经度——高度剖面图。冬天 (1 月), 在对流层高层清楚地出现熟知的 3 波型, 并在 40°N 和 16°N 之间滞后了 54 个经度 (槽和脊平均)。这进一步证明该波型向赤道是向后位移的。

图15给出了中纬度准静止槽与热带地区主要的对角线云带相结合。

6、超长波概念

我们在 2.4.5 节中的讨论, 清楚地表明这种高度广义的概念——哈特莱环流圈, 费雷尔环流。沃克环流——只能对热带地区复杂的三维流型描写出其中的某些特征。对于热带地区中 (Flöhn, 1955) 海洋”型和“大陆”型流场间的区别也是如此。根据 40 年前 V·Bjerknes 及其合作者提出的关于副热带反气旋发展的概念, 我们能够把这些相互作用综合为超长波。最近, Krishnamurti 提出了这个超长波的概念。比较了 200 mb 和近地面平均流型与 300mb 的温度分布 (代表整个对流层的温度), 他发现北半球有三个不同的倾斜环流, 分别位于大西洋北部上空, 北太平洋和南亚上空 (只存在北半球夏季, 且为逆方向)。在几内亚湾和中非雷夫特 (Rift) (图16) 之间似乎也存在一个相似而规模较小的 (纬向) 环流。从第 5 节中提出的证据来看, 我们可以导出在南大西洋和南太平洋上空两个倾斜相似的环流。

准静止倾斜环流这个概念可以形象地从沿纬圈的波谱计算求得。在大多数情况下, 超长波环流与倾斜槽延伸的前部相合 (参看图14)。这个地区是热带扰动与温带天气过程能够相互作用地区。

在具有不规则的海洋、大陆和山脉分布的实际地球表面, 经典的哈特莱环流可以解释为准静止超长波的总的经向分量。而沃克环流可以解释为是准静止超长波的总的纬向分量。此外, 这些超长波形成温带费雷尔环流向赤道伸展。

译自: H·Flöhn, Tropical circulation patterns: Recent aspects, proceedings of the Symposium on Physical and Dynamic Climatology 1971, WMO.

朱文娟译, 陈隆勋校

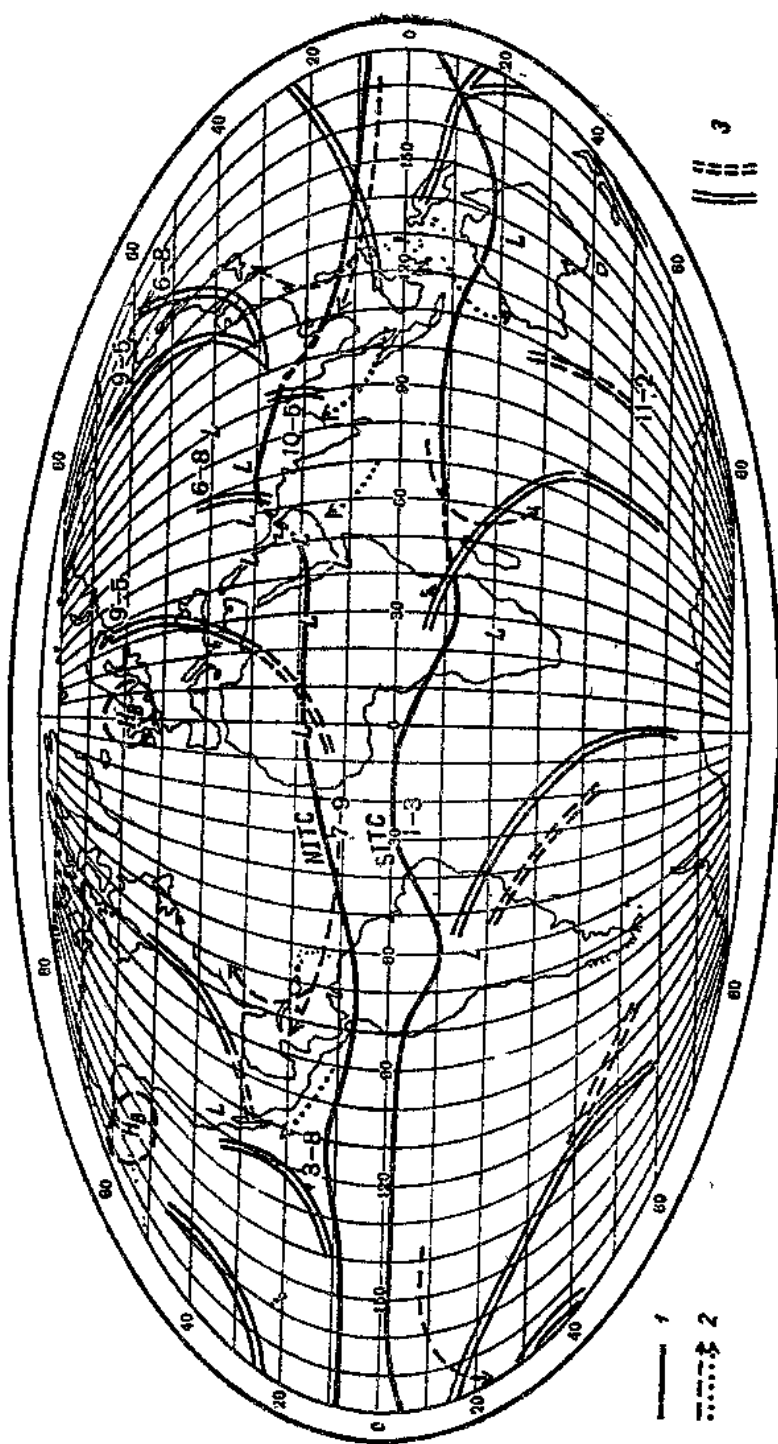


图15: 热带辐合带的平均位置和准永久性温带槽, 1 热带辐合带; 2 热带气旋路径; 3 高空槽;
L——热低压; H_B ——阻塞高压

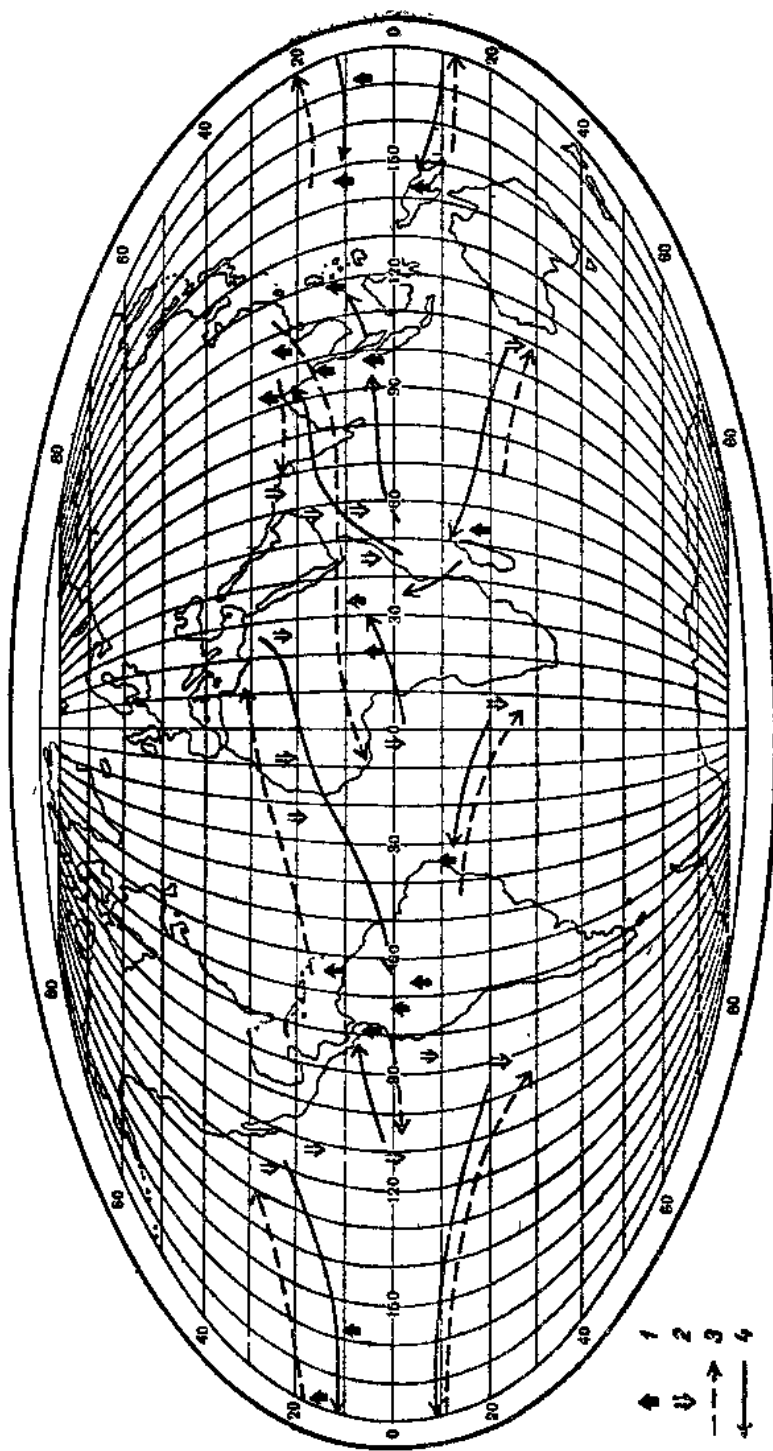


图16: 7月份热带环流型(根据Krishnamuriti, 1970作了修正) 1抬升; 2下沉; 3、200 mb, 4、900mb

台风季节中期热带对流层高层槽和台风的发展变化

J. C. Sadler

一 引言

作者1976年曾经指出, 热带对流层高层槽(以下简称TUTT)中向西移动的强烈的气旋性单体, 初期经常和热带气旋的加强相联系。这些热带气旋位于高层付赤道脊下面南侧约500—1000公里的低层槽里。由于高层气旋性单体提供了热带气旋向北进入大尺度西风带和联接了向南到达付赤道脊南侧赤道东风带的外流通道, 从而有效地消除了台风上都由于对流加强积聚起来的质量和热量。那时研究的是台风季节早期的台风(1971年6月), 这些台风在菲律宾登陆以前也仅达到弱台风的强度, 和台风相联系的对流层高层环流也是相对地强烈而简单的。Ramage(1974)、Burroughs(1974)和Tsui等(1977)研究过台风季节晚期中国南海台风强度变化的事例, 这些工作, 特别是Ramage的工作, 指出了对流层高层环流对台风强度变化的重要性。而对比之下, 海面温度的作用是很小的。

本文的工作是对作者1976年提出的TUTT模式以及大尺度环流对台风强度起着主要影响的一些看法, 用台风季节中期的资料进行验证。在台风季节中期, 台风与台风、台风与TUTT, TUTT和中纬度低压槽的相互关系是十分复杂的, 尽管如此, 通过喷气式飞机、无线电测风仪和卫星观测卷云等, 现在已经有了充足的资料对上述试验进行合理的分析了。同时也看到, Riehl(1948)和Ramage(1959)那时研究的资料对复杂的对流层高层环流的描述是不够充分的。

二 选择的个例

本文是太平洋风暴计划的基本工作的一些概要。从1967—1974年7—10月的资料看到, 图1—3中的强风暴作业区*内经过的台风, 强度都发生变化。在51个台风中的大多数台风中心气压随时间变化的情况大都相似, 而且重要的加强和减弱都发生在这个区内均匀的暖水面上。从这些例子中, 选择了1972年7月4个同时出现的台风进行研究, 其中通过作业区的三个台风都有气压随时间演变的资料。这4个台风的强度, 一个是超级台风, >65 米/秒, 两个是强台风 >50 米/秒, 还有一个是几乎没有达到台风强度的弱

* 经过这一区域内的风暴都进行详细的探测、计算、分析等作业(译者注)