

热带气象译文(摘编)

广东省热带海洋气象研究所

一九七八年十一月

56.445

我们组织了一批热带气象方百的译文，拟陆继编印，供从事热带气象工作的同志们参考。本集前七篇为摘编。译、编中可能存在不少错误，望同志们批评指正。

编 者

20454
495

目 录

季风低压的综合结构.....	(1)
1974年10月5——18日中孟加拉湾西卫热带辐合带内的扰动.....	(10)
北半球夏季印度洋西卫低空过赤道气流.....	(16)
台风的移动.....	(19)
西北太平洋热带气旋的迅速加强及其在低纬度的减弱.....	(32)
地形效应对1970年第2号台风降水量的影响.....	(43)
1977年的台风.....	(50)
热带气象评论.....	(65)
(一)现代热带气象学的范围.....	(65)
(二)热带大气环流.....	(66)
2.1 平均场(66)	2.2 纬向变化特征(66)
2.3 热带辐合带(67)	2.4 印度季风(68)
2.5 其他地区性的气候学(69)	2.6 热带平流层和中间层(70)
2.7 数值模拟(71)	
(三)行星尺度和天气尺度波状扰动.....	(72)
3.1 实测波与模拟波的分析(72)	
3.2 激发机制(74)	
(四)热带云系的结构.....	(77)
4.1 云团(77)	4.2 中尺度结构(78)

(五) 积云体与大尺度环境的相互作用..... (80)

- 5.1 热力互相作用(80) 5.2 动量和涡度的垂直输送(83)
5.3 参数化方案的比较(83)

(六) 热带行星边界层..... (84)

- 6.1 表面层(84) 6.2 云下层(85)
6.3 非扰动的和被扰动的信风(86) 6.4 热带行星边界层里风的结构(87)
6.5 修改的埃克曼理论(88)
6.6 一种无积云相互作用的充分混合的行星边界层的模式(89)
6.7 有积云相互作用的一个充分混合的行星边界层模式(91)
6.8 实验与数值模拟(93)

(七) 热带气旋..... (94)

- 7.1 热带气旋的气候学(94) 7.2 热带气旋的诊断研究(95)
7.3 第二类条件不稳定性(cisk) (96) 7.4 热带气旋的数值模式(97)
7.5 热带气旋的预报(98)
7.6 登陆的影响和降水(99) 7.7 伴随热带气旋的陆龙卷(100)
7.8 人工影响台风的研究(100)

(八) 热带环流的数值模式化..... (101)

- 8.1 全球模式(101) 8.2 有限区域的模式和套网格(102)

季风低压的综合结构

R. V. GODBOLE

提 要

本文利用了1973年5个季风低压的个例建立了季风低压综合的三维空间结构。综合中所考虑的要素是风的分量、温度、相对湿度、海平面气压、云量和降水，以相对于低压中心为原点而获得这些要素的分布情况。研究结果表明，季风低压是一个中心气压为990 mb的强烈的低压系统。与其联系的环流很强，在其西南部记录到的约50海里/小时的强风。对气压场和风场的分析指出，季风低压的水平尺度约1500公里。温度距平场亦清楚地显示出季风低压的冷中心结构。降水（分布）型式表明24小时超过120毫米的降水率发生在季风低压的西部。

通过季风低压中心的水平风分量的垂直剖面图表明，季风低压只限于从地面至400mb的对流层低层，季风低压前部地区具有强的气旋性涡度，辐合和上升运动的特点；相对地弱的反气旋涡度、辐散和下沉出现在季风低压的后部。

一、引 言

6——9月季风季节期间，季风低压在孟加拉湾的湾头形成。这些低压象其他的热带扰动一样向西移动，有3——5天的生命史。每月的季风低压数量及其路径年年不同，但平均说来，每月有两个季风低压形成，并向西至西北移动与印度西北部的季节性热低压合并。虽然这些低压不常达到飓风强度，但地面风超过40海里/小时则经常被观测到。卫星照片表明，在低压起源的孟加拉湾北部，经常出现云团。这些云团相似于热带大西洋和太平洋的飓风前期低压相联系的云团。季风低压不成为飓风的理由之一是有强的偏东风垂直切变存在，不利于进一步发展成为飓风。而且，由于这些低压在孟加拉湾停留不久，不能从海中获得热带风暴生成所必须的大量感热。强大的降雨是这些低压所联系着的最显著的现象，已经记录到24小时内高达300至400毫米的雨量。因此，就强度与所联系的降水率而言，季风低压是一个有意义的热带扰动。从季风区域的干旱情况这一观点来看，它的存在与否有着重要关系。

已有许多对个别单个季风低压的天气学和分析方法的研究文献。在新近的研究中，我们尝试从观测、分析、预报和能量学等各方面来验证1968年8月的一个个例。沿着其他方向的研究，例如用其他事例来研究在季风区域通过复杂云结构的辐散效应的重要性都在进行着。在做这些不同的个例研究，特别是在讨论能量学问题时，我们感到必须知道季风低压的平均结构及其在2——3天的生命史中的活动状况。这次研

究是从这一要求出发讨论了季风低压的综合结构，来自用综合方法研究热带其他地区的扰动有价值的材料，指引我们将其应用于季风低压，这些季风低压象其他热带扰动一样，缺少一个充分的台站分布的资料，特别是在他们源地的孟加拉湾北部。我们还觉得，当计划和组织1979年季风实验正在进行的阶段，而且这一实验把季风低压作为基本科研项目之一，这样的研究是很重要的。

用以综合1973年各个季风低压的资料（时间为世界时）如下：

- 1、7月6日12时到7月9日00时
- 2、7月12日00时到7月14日12时
- 3、7月19日00时到7月22日12时
- 4、8月26日00时到8月31日12时
- 5、9月2日12时到9月5日00时

图一表示这些低压的路径和所考虑的地区。

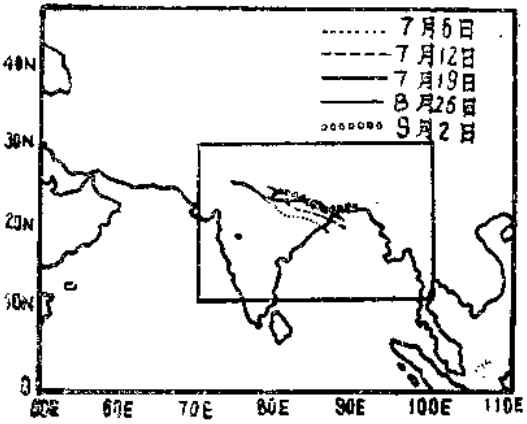


图1 收集用以综合的资料所考虑的地区和1973年5个季风低压的路径，图中的内部区域用以分析资料

二、结果和讨论

海平西气压

图3是平均海平面气压场，有一个西北——东南向伸过印度次大陆的行星尺度的季风槽。槽的平均气压约为996 mb。在天气图上，这槽正常是从非洲西海岸伸向亚洲东海岸。季风低压（一种天气尺度的扰动）中心气压约990 mb，并位于季风槽中。在某些个例中，曾观测到低达986 mb的中心气压。很明显，季风低压是比其他热带扰动强烈的低压系统。

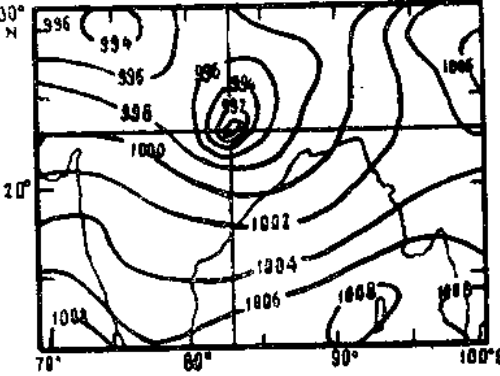


图3 综合的地面气压空间分布

在季风槽（行星尺度）和季风低压（天气尺度）之间有紧密的联系，这槽为低压提供了移动的路径。在季风低压形成之前，槽趋向其平均位置的南边移动。这一阶段，向南移动的可以是槽的东半段。当低压进一步向西传播，槽开始恢复到它的平均季节位置。当季风槽远离其平均位置北移到喜马拉雅山脚，季风低压就不在孟加拉湾北部形成。

风

图4a——4e表示地面、800、600、400和200 mb的风的流线场和等风速线场。为

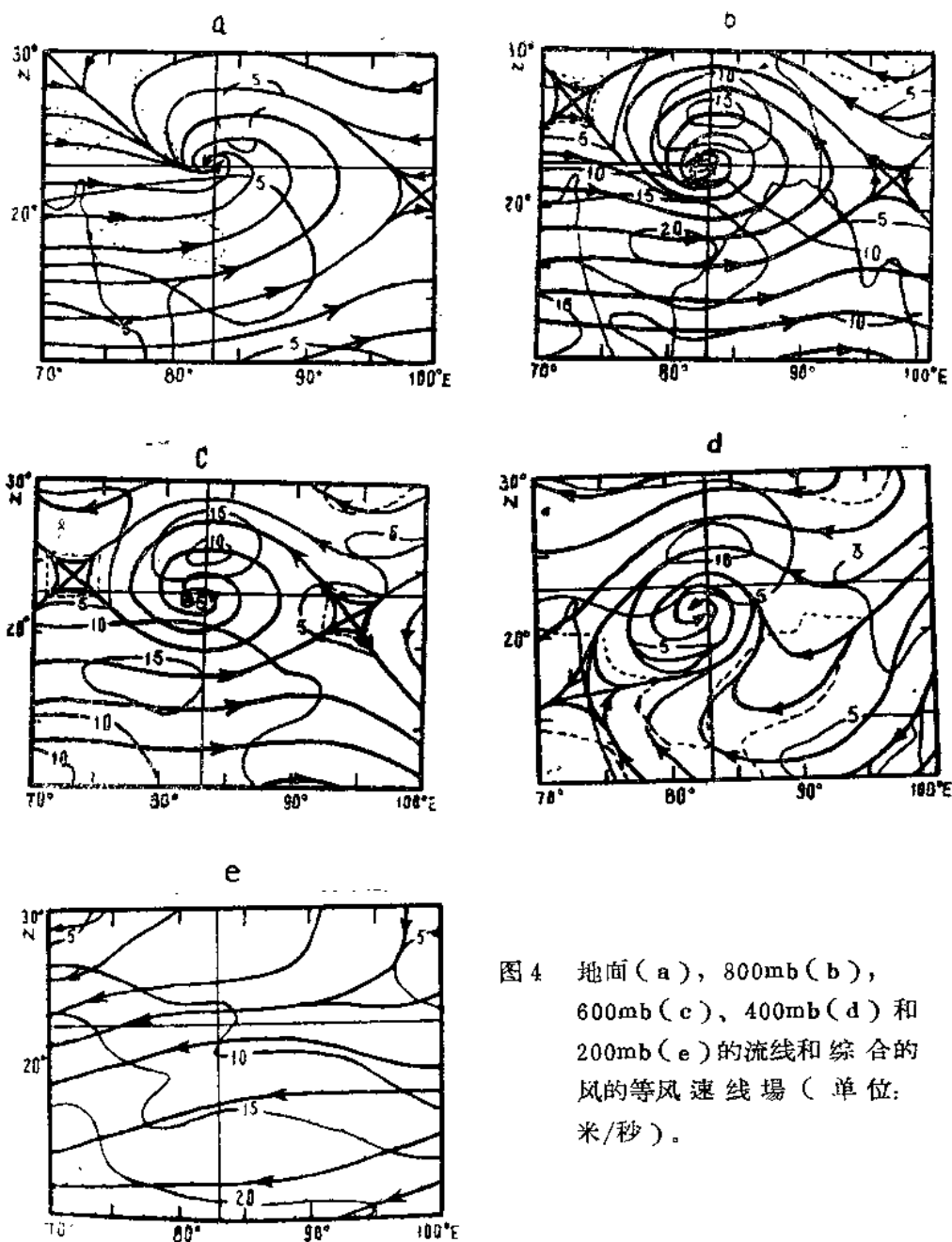


图4 地面(a), 800mb(b), 600mb(c)、400mb(d)和 200mb(e)的流线和综合的风的等风速线场(单位: 米/秒)。

方便起见, 沿着经过低压中心位置(即 23°N , 83°E)的经纬度各画一条线, 以研究有关围绕风暴中心的各扇形区域的流场。从图中可见, 气旋性环流在对流层中低层的界限是明显的。低压南部的偏西和偏南气流显著地比其北部的气流强。应该注意, 季风季节中这一地区广阔的季风气流是季风槽南面的西南风及季风槽北面的东风和东南

风。因此，与季风低压有关的环流加强了基本的季风气流。在地面上（图4a），低压南部的气流在西南扇形区域的气流内达到7.5米/秒的最大强度。在低压的北部，气流达到5米/秒的峰值强度。在这里，强风集中在东北扇形区域稍近风暴中心的一个相对小的地区。800 mb运动场的型式与地面很相似。这一层的环流更强。最大风速低压南部达20米/秒，北部达15米/秒。在600 mb和400 mb上（见图4c和4d），环流表明，风随高度减弱。400 mb的运动场有许多有意义的特征，因为它标志着已开始在北部的过渡层或多或少受对流层高层反气旋的影响。在这高度上，低压中心在其地面位置的西南方向上移动，而且低压北部的气流比其南部更强。在200 mb，由于西藏反气旋的影响，使气流变成以纬向气流占优势。

图5a和5b分别描绘了纬向和经向风随高度的变化。为了做这些垂直剖面图，也用了各标准等压面上的风的资料。纬向风的剖面图沿着83° E 通过低压中心（图5a），纬向西风在800 mb上达到20米/秒峰值。从西风向东风的过渡发生在400 mb 附近，这里标志着低压的垂直范围的界限。

在400 mb以上，东风随高度加强。在低压的北部，具有最大风速15米/秒的东风比其南部的西风更厚（从850 mb至500 mb）。对于经向风，沿23° N剖面图（图5b）。东部的南风在850 mb上达到10米/秒的最大风速。西部的北风亦达到10米/秒的峰值，虽然此值出现在图上500 mb上，在图4b的800 mb上明显地有一个次大值。无论如何，图5b的流型表明季风低压具有低层动量首先向北输送，而在低层和中层转向南输送的特点。

图5中的粗影线代表季风低压沿垂直方向的轴。此轴随高度稍向西南倾斜。这与较早所发现的认为其随高度向东倾斜是相反的，这个较早的发现仅仅属于单独一个个例的研究结果。虽然，现在的结果与以前的结果有抵触，我们通过审查每一次天气观测时间的各个组来检验轴的倾斜问题。我们注意到，向东倾斜的和向西倾斜的都有许多组。这自然导致人们得出这样的结

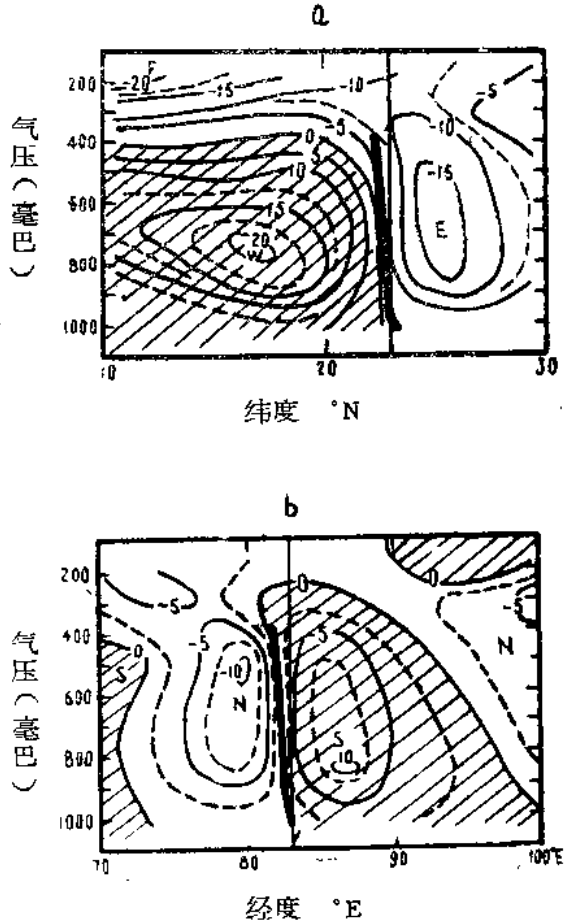


图5 沿83°E 的纬向风的垂直剖面图（a）和23°N 经向风的垂直剖面图（b）。粗黑线表示风场上的低压轴线

论, 即季风低压不能表明沿垂直方向上有一个易见的倾斜, 至少在风场是如此。

Keshau mvrty在1970年和Mvraka mi在1975年已经指出, 所有的季风低压或接近垂直或随高度稍向西倾斜。

把这一风场与Reed和Reeker 1971年对东太平洋的热带东风波的研究所得的风场相比较, 清楚地显示出季风低压是与大的环流联系着这一事实。

温 度

温度场根据温度距平来描述, 即定为温度与其同纬度上平均温度的偏差。因此, 负温度距平表示温度低于它的平均值, 反之亦然。图6a—c表示地面、900、700、500和300 mb的温度场(图略)。

温度场清楚地显示出季风低压在地面至700 mb的对流层低层的冷中心结构。虽然其结果证实了我们以前的发现, 但与Keshau mvrthy 1970年和Mvraka mi 1975年所报告的结果相反。冷中心结构在地面图上是弱的($\approx -1^{\circ}\text{C}$), 在900 mb和700 mb变强($\approx -1.5^{\circ}\text{C}$), 而在700 mb以上减弱。在500 mb和300 mb, 一个暖中心复盖于低层冷中心之上, 在300 mb有 2°C 的最大振幅。

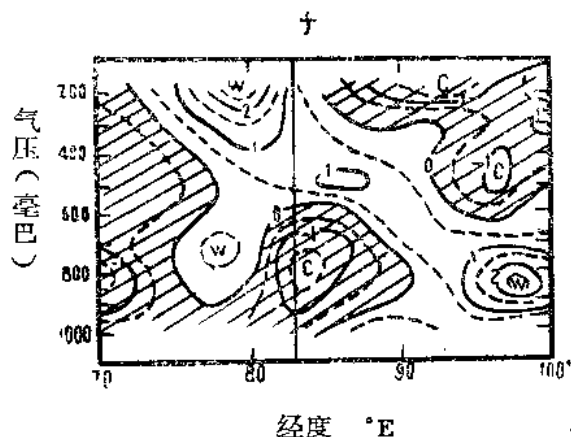


图6f 23°N的温度距平垂直剖面图

地面图上, 特别是在区域的南半部, 主要由于海陆的存在而产生了温度场的复杂型式。然而, 即使在这些复杂的型式中, 人们仍可以找到某些显著的特征。例如, 孟加拉湾上的大气比阿拉伯海上的为暖。很久以前就知道, 孟加拉湾是一个活跃的气旋生成的地区, 它的海面温度比阿拉伯海为高。其东北方(即中国南部)的低温是由于这一地区的地势高的特点而出现的。在其西北的暖中心实质上应归因于拉贾斯坦沙漠。

图6f中绘出温度距平的垂直剖面。各标准等压面上的值也用来做这一剖面图。冷中心低压在800 mb上有一最大振幅($\approx -1.6^{\circ}\text{C}$)。相反的温度场发生在600 mb附近。低压前部的暖中心主要是由于来自西北方的沙漠上空的暖平流。注意到冷中心随高度向东倾斜这一所有热带扰动的特征是有意义的。这表明某些斜压机制确实在季风低压的发展中起了重要作用。

水 汽

湿度场用相对湿度来描述, 如图7a到7d(图略)的地面900、700和500 mb, 由于300 mb的资料缺乏没有给出该层的分析。湿度场的显著特征是在低压前部整个对流层低层存在潮湿的体系(相对湿度90%)十分明显, 动力强迫是这一深厚湿层的原因。地形效应也引起了次大的湿系(相对湿度 $>90\%$), 以地面最为明显。这些湿系

在缅甸的阿拉干山脉、印度西部的高止山脉和印度东北部的阿萨姆山附近。高止山脉的背风面和印度东南部的干系（相对湿度 $\approx 65-70\%$ ）是这一地区的典型特征。西北部的干空气的存在是由于拉贾斯坦沙漠所致，它有从地面到500 mb的厚度。

图7e绘出了湿度场的垂直剖面。低压前部的深厚湿层清楚地显示出不同于由地形引起的浅薄湿层。

涡度

图8画出了地面、800、600、400和200 mb的相对涡度场（图8a—e略）。地面上，气旋性涡度控制了大部份区域。除了低压附近，气旋性涡度是弱的，例如，大于 $1.0 \times 10^{-6} \text{秒}^{-1}$ 的相对涡度值只集中在离低压中心约300公里的半径之内， $5.0 \times 10^{-6} \text{秒}^{-1}$ 的最大值正好位于低压中心的后方。在高空，气旋性涡度随高度增强，直到800 mb，然后随高度缓慢减少，在对流层高层转为相反符号。在200 mb，反气旋涡度控制了大部区域。从图中还可看到，气旋性涡度的水平范围随高度减小，而且在较高层，最大涡度区移到了低压中心的西部（其前部）。在低压前部的南北方向上，气旋性涡度是南部比北部强。也就是说，最大气旋性涡度区位于低压的西南。

图8f表示沿 23°N 纬向面的相对涡度剖面，它清楚地表明在低压前部有强烈的气旋性涡度垂直狭管。 $13.0 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$ 的最大涡度值，出现在700 mb和850 mb之间。涡管顶部稍高于400 mb。

与其他热带扰动的涡度场比较，表明我们所研究的气旋性环流要强3—10倍。例如，在非洲的季风气旋和加勒比海的东风波，最大相对涡度约为 $5.0 \times 10^{-6} \text{秒}^{-1}$ ，更不用说在太平洋的热带辐合带仅 $1.0 \times 10^{-6} \text{秒}^{-1}$ 。

散度

图9表示散度场（9a—e略）。地面上紧靠低压附近（ ≈ 300 公里）

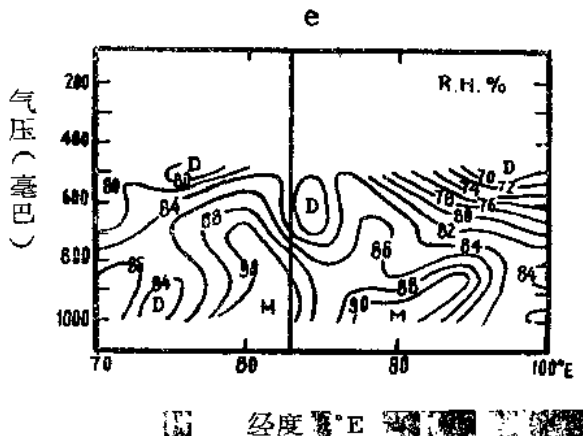


图7e 沿 23°N 相对湿度垂直剖面图

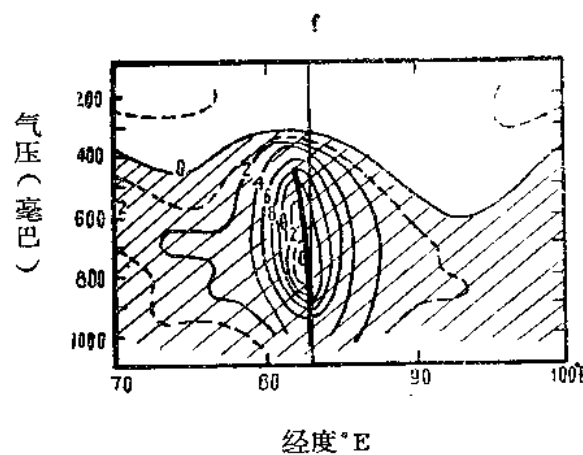


图8f 沿 23°N 的相对涡度垂直剖面图

有辐合，最大辐合 ($\approx 4.0 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$) 稍偏于低压中心的东北方。在低压的影响半径 (约 5 个经度) 外部，辐合地区与辐散地区相间分布。在 800 和 600 mb 上，与低压相联系的辐合量大小是随高度稍有减小。而且，最大辐合区移到低压中心的西部 (即前部)。在低压中心的东部 (即后部)，有弱的辐散。在南北方向，北边的辐合比南边强。因此，综合的结果是，显著的辐合发生在西北部，这部分地解释了为什么所有的季风低压都向西北西传播的问题。在 400 mb，风暴中心前部的辐合相对弱一些 ($\approx -1.0 \times 10^{-5} \text{秒}^{-1}$)，而且该区域大体说来更多地是在辐散的影响之下。在 200 mb，由于质量补偿原理，一个辐散区复盖于低层辐合区之上。

沿 23°N 的散度场的垂直剖面图 (如图 9f)。在低压前部，从地面到 400 mb 受辐合控制，最大辐合发生在 700—900 mb。在对流层中高层，一个稍弱的辐散位于低后压部。

垂直速度

图 10 画出了对应于上面散度的垂直速度场 (图略)。为了估计垂直速度，运用了运动学的方法，其中，假设垂直积分的水平散度为 0。然后，用一种简单的线性相关方法校正每一层的散度。对于边界条件，在地面和 100 mb 考虑垂直速度为 0。图 10 中所见到的重要特征是，经过风暴中心有一条西北——东南走向的上升运动带，有两条下沉运动带在其两边。上升运动的大值集中在低压区。在 900 mb，一个 25×10^{-4} 毫巴秒⁻¹ 的向上运动的最大值恰好出现在低压中心的西北方。东北方和西南方的向下运动都比较弱。在高层，除了最大上升运动区移到低压中心的西方，其分布大体保持不变。风暴前部的向上运动在 500 mb 最大 ($\approx 80 \times 10^{-4}$ 毫巴秒⁻¹)。风暴后部 (即在东北方) 的弱下沉区也随高度向西移动，一个最大值保持在东北方扇形区域的六个高度上。从垂直剖面图 (图 10e) 看到，

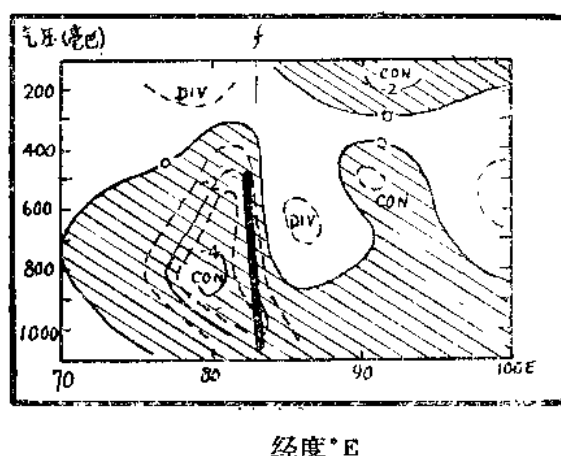


图 9f 沿 23°N 的辐合场的垂直剖面图

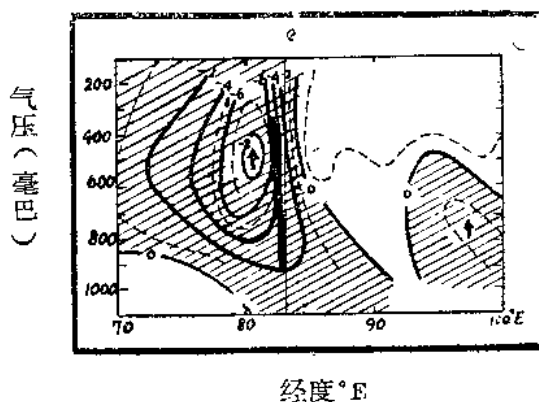


图 10e 沿 23°N 垂直速度的垂直剖面图

强大的向上运动只限于低压前部一个垂直狭管之内。最大的向上运动出现在500 mb, 风暴后部的下沉相对地是很弱的。

我们将愿意提到这一点, 即垂直速度值大大地超过估计。这可能是由于运动学方法本身固有的缺陷, 这也就出现了一系列应用它选择在分析的 ω 方程中的问题, 这个方程在作为一种模式来依靠又有弱点。总之我们觉得这里的重点应更多地放在垂直速度的分布型式上而不是放在数量大小上。

由前述可知: 季风低压在东北——西南方向产生两个垂直环流圈, 低压之上有一支共同的向上运动, 两支下沉运动, 一支在东北, 另一支在西南。这些环流圈如同扰动作用在基本季风环流上, 它本质上是哈得莱环流型。即北边(即季风槽)有上升运动, 南边(赤道南边)有下沉运动。因为季风低压通过其垂直环流圈而与平均季风气流有能量交换, 从能量学的观点看来这有重要关系。一个进一步的研究已在进行, 根据从纬向动能到涡动动能和从纬向有效位能到涡动有效位能的能量交换来验证平均季风环流受季风低压影响的程度。

云 量

根据8分度表示的总云量分布在图11中给出(图略)。为了建立这一要素的综合结构, 我们利用了几组新的由一些附加的报告云量和降水的测站组成的资料。在得出图11中表示的分布型式时, 已实行了相当大量的平滑, 特别是在低云量区。这可以归因于几种因素。例如, 由于这一要素的分散的特点及其高度主观性的观测方法造成的基本资料本身的不确实。再则当时对于一个移动低压综合时, 沙漠、地形的影响, 海陆的存在, 将有改变平滑型式的趋势。无论如何, 低压前部云的活动范围的强烈构造在图中显著地突出了。最大云量(即阴天)存在于低压西南扇形地区。

降 水

用厘米为单位的24小时雨量所表示的降水分布见图12。如前节所述, 这是根据为此目的而准备的几组新资料作分析的。图12的一个最显著特征是季风低压造成的降水活动范围, 多数在西南扇形地区。

24小时约13厘米的最大雨量出现在低压中心的西部。这一结果证实了这方面的许多作者较早的发现。反过来参考图10可见, 最大向上运动区与最大降水区不一致。当然, 由于垂直速度是在大尺度上, 而主要由强对流活动引起的降水是在中尺度上, 是不能期望一一对应的。况且, 当我们作低压的水汽计算工作时(这些结果不在这里给出), 我们注意到最大的水汽输入发生在低压西南扇形地区。这应该是西南扇

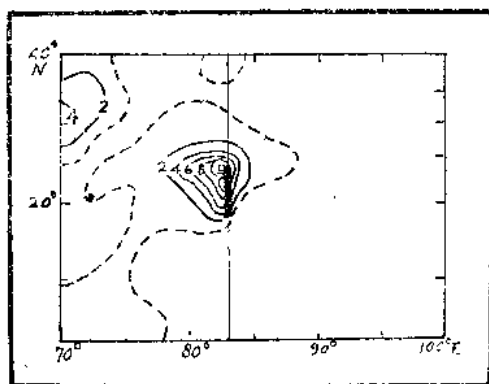


图12 综合降水率(厘米/24小时)的空间分布

形面的最大降水量的原因。

结 论

在本研究中,季风低压的完全详细的平均图都用综合方法而获得。其平均结构证明季风低压是次于飓风量级的强烈的热带扰动。扰动的水平尺度约1500公里(12—14经度),垂直尺度约8公里(≈ 400 mb)。涡旋有990 mb的中心气压,并具有大于20米/秒的水平风速的强烈环流。最强风出现在西南部。

涡度、散度和垂直运动场清楚地表明最强的活动范围集中在低压前部的一个垂直狭管内。这个地区具有强的气旋性涡度,辐合和上升运动的特征。相对弱的活动范围存在于低压后部。在这里,涡度、散度和垂直运动场都被破坏。一般说来,反气旋涡度、辐散和下沉在低压后部。

扰动有一个随其垂直轴向东倾斜的冷中心结构,这表明,在它的(3—5天)生命史中,斜压过程是重要的。在低压前部伴有接近饱和的条件。非常潮湿的空气盛行于低压中心的西南部。还发现,云量和降水在风暴西南扇形地区最大。

这次研究结果显示的最突出特征之一是,低压的各要素的分布是不对称的。较多的活动范围集中在低压前部一个相当窄的垂直管之内(≈ 300 公里)。低压西南扇形地区是最强活动的位置。在这里,风、温度、水汽、涡度、云和降水显示出它们的最大强度。在垂直方向,最大活动不是位于地面,而是在800 mb附近。

季风低压引起的垂直环流与平均季风环流方向相反。这提出了关于什么驱动了这一环流和它如何与平均环流相互作用的有意义的问题。

由于区域大小所限,这一研究将不能充分地回答这些问题。进一步研究季风区域的能量交换过程的完整论述是需要的。

译自《Tellus》1977年第一期第25—38页

(黄忠译 陈世训、肖凯书校)

1974年10月5—18日中孟加拉湾 西下热带辐合带内的扰动

I. 萨巴兰梅亚, B. 阿纳撒吉里和 A. 拉贾

提 要

在印度西南季风撤退的过程中, 1974年一个相当长的时间内, 热带辐合带接近于维沙卡帕特南 ($17^{\circ}42'N$, $83^{\circ}20'E$); 在这段时期, 两个扰动经此地西行。因此该站的无线电测风和无线电探空资料提供了对热带辐合带内两个扰动详细研究的机会。本文列出了这两个扰动的风、温、湿结构以及能量 ($C_pT + gz + Lg$) 的分布并进行了讨论。

我们发现, 热带辐合带内的强烈扰动不仅有助于能量直接输送到对流层高层有贡献, 而且也有助于如里尔1969年假设的热带平均经向环流的入流和流出。

一、引言

北印度洋热带辐合带 (或赤道槽) 在北半球的夏季远移到 $23^{\circ}N$, 并在秋季回归赤道。7月和8月, 赤道槽位于印度北部、恒河河谷一线, 并称为季风槽 (图1a)。

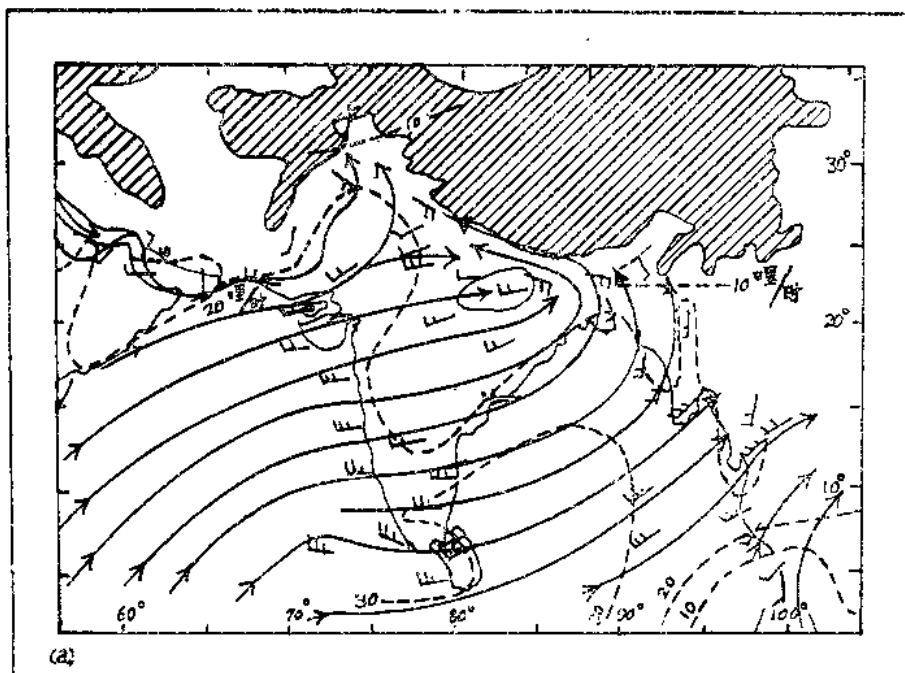


图1a—500米流线 (7月)

当一部分西南季风气流从南侧直接辐合到槽里，另一部分沿着孟加拉湾顶端的槽尖转向，并在槽的北侧变为东南气流，10月（图1b）赤道槽横跨孟加拉湾南部两个半球的

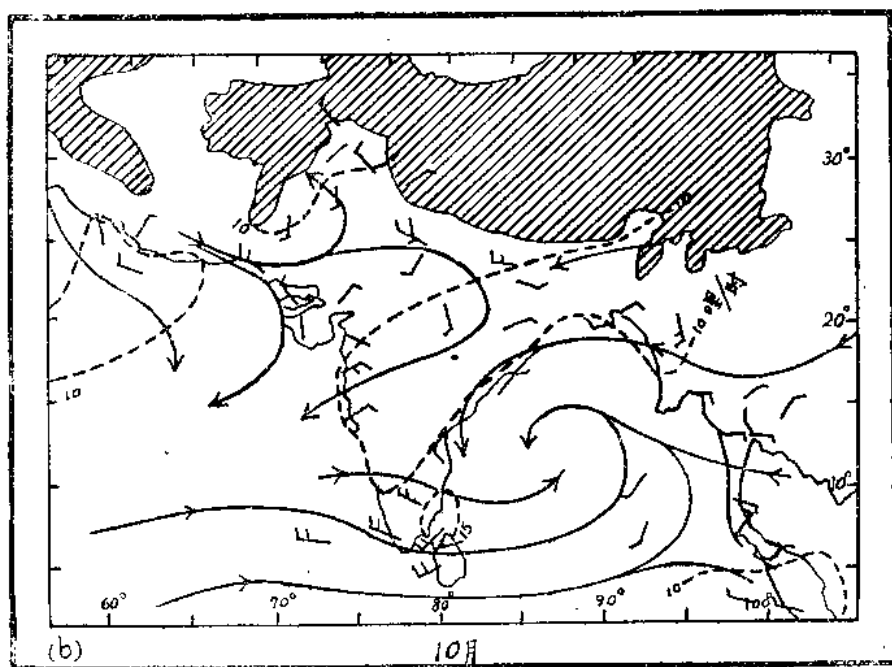


图 1b 500米流线(10月)

信风辐合于槽中。前期的季风和后期的赤道槽中的移动性扰动是印度的主要降水来源。在季风槽尖端形成的低压系统叫做季风低压。在季风后期季节（10—11月）期间，孟加拉湾的一些低压系统发展成为气旋。这种气旋性系统，过去曾有人进行过多次研究。

近年来，在用波谱分析的方法了解热带扰动方面已取得很大进展。在季风季节期间的研究中揭示了季风槽中存在显著的周期为7天的扰动。

在1974年9月26日到10月26日这段时期，季风槽逐渐向赤道移动，四个低压系统接连在东孟加拉湾形成，并沿着槽向西移动。第二个和第三个系统移近维沙卡帕特南，而另外两个虽然离该站很远，也影响了该站的天气。维沙卡帕特南一个月期间的气压极小值出现在对应于这四个系统经过的9月29日、10月8日、15日和28日。这些系统的平均周期接近7天。

二、地百天气图特征

在我们所研究的这一时期的地面天气图上，有一条横跨孟加拉湾中部和印度半岛的主要的槽线，伴随着这个槽的风的辐合，可以容易地识别为这一地区的热带辐合

带。虽然槽线近似直线，在大多数时间内从西北西指向东南东，且原先谈到过低压系统是沿着槽移动的，但是在11至14日，当一个南北向的脊经过时，槽线变形了。图4表示11日的海平面气压分布。这一天，一个正在转向的低压位于西部，另一个处于发展

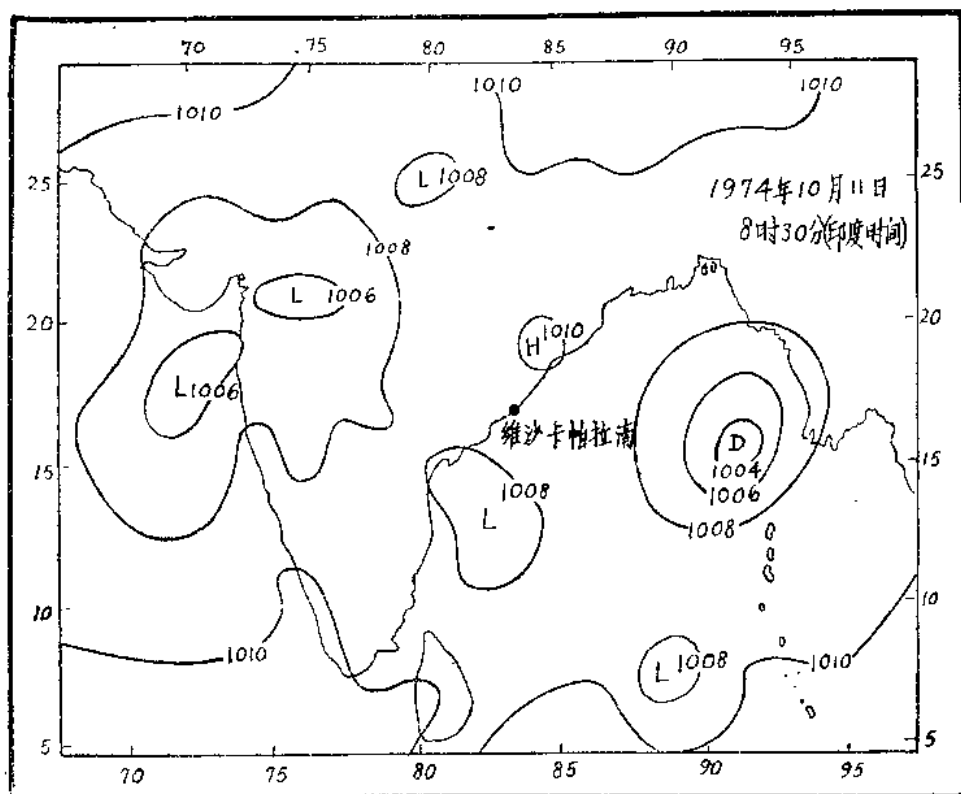


图4 1974年10月11日海平面气压分布图

阶段的低压位于东部，这两个接连的低压之间有一个明显的脊。这有助于我们估计波长，达1700公里，对应的波速约为6海里/小时。但是，早在低压转向之前，平均移速为7.8海里/小时，对应的波长为2300公里。

三、平均风廓线

我们所研究的时期内，维沙卡帕特南的平均纬向和经向风的分量的垂直廓线用

图5表示,地面的平均纬向风速是弱的东风,并随高度而增强,在200mb高度上达8米/秒,在100mb达16米/秒。这表明温度的向北升高在200—100mb这一层特别明显。

平均经向风在650mb以下是北风,650mb以上是南风。因此,可以认为是分别组成热带环流环流的低层向赤道气流和高层向极地气流。与跨越 17.5°N 的整个纬圈的低层气流相当的质量环流为 17.55×10^{13} 克/秒,而由高达100mb的高层气流的质量环流为 29.61×10^{13} 克/秒。如果要求有一个补偿流出层,这一层只能限于220mb附近。注意把这些数值与里尔和马尔库斯1958年在给出的热带环流环流中的质量环流数值相比较是有趣的。

四、扰动的结构

§4.1 经向风

不同高度上的经向风分量与平均风的偏差的变化图上(图略)(为了消除日变化的影响,我们分别用早晨和晚上的风平均值)显然系统已经伸达250mb。第一个低压和其后的脊的轴线明显向西倾斜,而第二个低压的槽脊只稍微倾斜,在地面层,第一个槽稍向东倾斜是明显的。事实上,不同高度上的流线图表明,上述两个个例的槽轴都向西南倾斜。在很低的高度上,强的北风出现在低压的前部;在比较高的高度上,强的南风出现在低压的后部。这些非对称性的风是引起低层的平均气流流向赤道和对流层高层平均气流流向极地的主要原因。因此,随着发生的各种物理参数的经向通量和质量通量似乎是由这些移动系统建立起来的。这类机制是否为全球所有地方、所有时间的经向环流的原因,或只是偶然地在某些地方是如此,这是值得验证的。必须了解在前一个个例中,热带的哈德莱环流只是一个统计结果,而后一个个例中,在环流体系上有两个不同的过程,一种具有真正的哈德莱环流,而另一种是由天气系统维持的统计平均值造成。

在250mb高度以上,径向风不发生明显的变化。

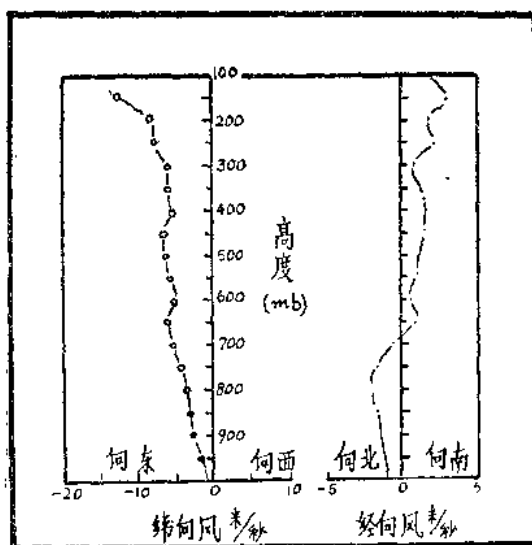


图5 1974年10月5—18日的平均纬向和经向风廓线