

阿拉伯海低压形成和结构的个例分析

丁一汇

(中国科学院大气物理所)

提 要

利用1979年夏季季风试验 (Summer MONEX) 得到的资料, 对一个阿拉伯海低压的形成和结构进行了分析, 得到了以下重要结果:

(1) 低压的形成和发展与低空急流的活动, 尤其是其中的最大风速中心有很密切的关系。低压是在东西两支急流间的强正涡度区中形成和发展的。

(2) 低压的结构有明显的不对称性。强烈的质量辐合、水汽辐合和上升运动等位于低压东侧和南侧。

(3) 低压本身最强的环流位于对流层中层(700—500毫巴)。在风场、湿度场、垂直运动场等分布上有类似中层气旋之处, 但在其他方面也有许多差别。

(4) 低压是从一个十分暖湿的中层热带扰动发展而来。干空气的侵入可能是造成低压减弱的一个重要因子。

(5) 暖心的建立是从上层向下层进行的, 这说明积云对流的重要性。

(6) 最后给出了低压的三维气流结构。

一、前 言

在阿拉伯海地区每年5—10月常有季风低压和中层气旋发生, 其中有些可以达到很强的强度, 它们与印度季风的爆发、推进和季风降雨有密切的关系。这些热带气旋性系统发生的原因和结构, 过去有不少人作过研究^[1,2]。但因受资料限制, 有很多问题仍然是不清楚的。1979年5月—7月在阿拉伯海和孟加拉湾地区进行的夏季季风试验 (Summer MONEX), 对于了解和研究这种环流系统第一次提供了详细的资料, 使我们能够对它们作较详细的分析, 较深入地探求它们的形成原因和结构。可惜, 在阿拉伯海试验阶段(6月), 只有一个较强的低压形成。这个低压在许多方面与中层气旋相似。在这个低压的大部分生命期间, 有四架研究飞机对它作了专门的观测, 施放了大量的下掷式探空仪。本文利用这种探空资料, 对这个低压的形成和结构作一初步分析。

二、资 料

这个低压从1979年6月12日生成到20日登陆后消失, 生命期共9天左右。在这期间

1979年10月11日收到。

从14日—18日进行了五天的飞机观测,共放下掷式探空仪约 104 个,大约每隔 200 公里施放一个。大部分探空仪是从 500—400 毫巴高度投下的,只有一部分从 300 毫巴高度施放。利用这些资料可以研究对流层中下部的大气状况。探空资料包括各层的气压、温度、相对湿度和风。经过初步的检验和比较,这些资料一般是可靠的,对于某些有问题的资料,我们都适当作了订正(如气压记录偏高)或舍弃。可惜,在低压形成的大部分时期,没有船舶观测资料可以利用。因为从 14 日开始苏联和印度的观测船开始移向孟加拉湾地区,本文主要是根据飞机观测资料并辅之于 2—3 个岛屿观测站的资料进行分析。

三、低压的发展过程和生命史

图 1 中给出低压的移动路径。闭合低压环流在 12 日最早出现的 700 毫巴上,它的发生与位于 10°N 附近的赤道槽密切相关(图略)。14 日 12 时(世界时,下同)中层的低压环流增强,形成两个明显的环流中心,并且其势力向低层伸展,在 850 毫巴和海平面也诱生出两个低压环流中心(图 1)。14—15 日低压少动,但其范围不断扩大,其半径从 14 日的 4 个纬距扩展到 15 日的 6—8 个纬距(图略)。16—17 日是低压的明显加深时期。由 17 日 12 时(图 2),低压环流已扩展到 10°N 以北的整个阿拉伯海区和印度半岛西部,最低海平面气压低于 993 毫巴。17 日以前低压环流只限于 400 毫巴以下,在 300 毫巴即转为流出气流。但到 17 日时,在 300 毫巴低压上空为一明显的东风波,这是中低层环流加强向升伸展的结果。这两天,低压缓慢向西北偏北移动。18 日 00 时前后低压折转向西移动,且移速加快。低压的强度继续加强,在 18 日 12 时—19 日 00 时低压可能达到其生命期中的最低海平面气压(988 毫巴)(图 3),18 日 12 时—19 日 00 时可称为低压的成熟阶段。19 日 12 时以后低压强度迅速减弱,并于 20 日 12 时在阿曼海岸登陆,登陆后迅速消失。整个低压

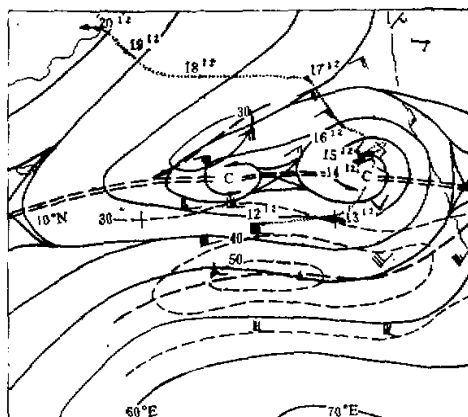


图 1 1979 年 6 月 14 日 850 毫巴 12 时图

实线: 流线; 点线: 700 毫巴低压位置和低压路径;

虚线: 等风速线, 单位 海里/小时

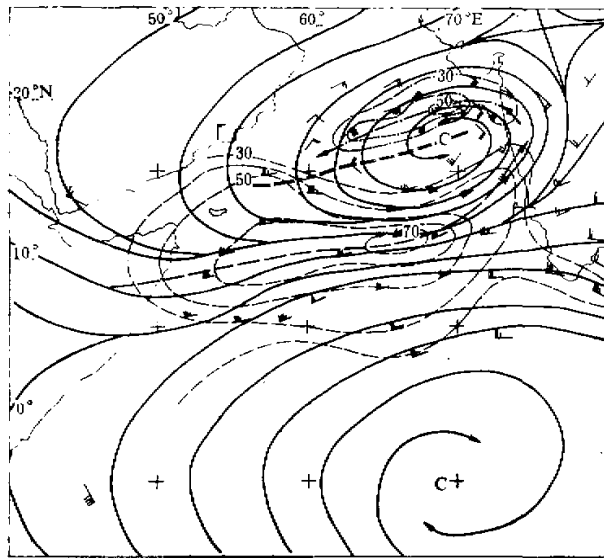


图2 1979年6月17日850毫巴12时天气图
实线：流线；虚线：等风速线，单位 海里/小时

经过了初生(12—15日)，加深(16—17日)，成熟(18日)和减弱与消亡(19—21日)四个阶段，历时9—10天。

低压的发生发展有三个特点：(1) 低压的加深不是连续的，而是有三个较快的加深期(图3)，即14日06时—15日06时，16日00时—17日12时，18日00时—19日00时，前两次加深期与低空急流的关系十分密切，下节我们将专门讨论这个问题；(2) 低压最先出现在700毫巴高度，以后向低空和高空伸展。在整个低压生命期间，环流也以700和500毫巴上最显著，这种情况很类似于中层气旋的发展过程；(3) 这个低压的发展与印度季

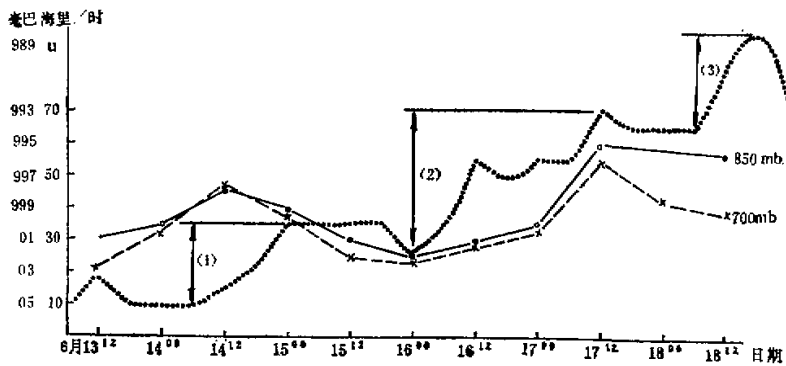


图3 低压海平面中心气压的变化(点线)及其与南侧风速强度变化的关系(实线和虚线)

风的爆发和推进有密切关系。由表 1 可见,季风在印度迅速推进的一周中(14日—20日)正好与低压的出现相一致。可能印度季风的爆发和推进是阿拉伯海(或孟加拉湾)低压发展的结果。

表1 1979年印度夏季季风爆发和推进的大致日期

日 期	季 风 发 展 和 推 进 情 况
6月12日	在阿拉伯海和印度西海岸季风很弱,只到达 9° — 10° N。在东部,季风向阿萨姆邦及其邻近地区推进。
13—14日	在西海岸季风推进到 10° N。孟加拉湾地区西北部,阿萨姆邦等地季风爆发。
15日	季风在西海岸喀拉拉邦北部(12° N)爆发。
16日	季风前锋推进到 14° N、 75° E, 14° N、 18° E, 18° N、 90° E—线。
17日	在西海岸季风推进到 15° N。
18日	在西海岸季风推进到 17° N。
19—20日	在西海岸季风继续北推到 20° N。
21—26日	整个印度半岛及孟加拉地区盛行活跃的季风。

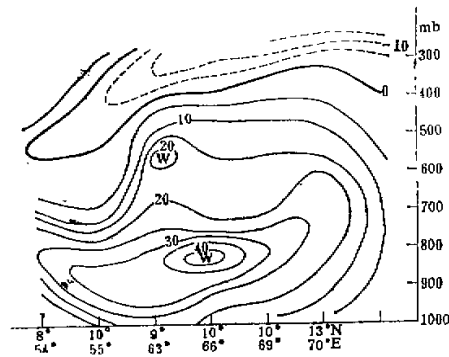
四、低空急流及其与低压发展的关系

由图 3 可见,低压的加深与其南面 8° — 12° N, 65° — 70° E 地区的风速强度有关系。从 13—18 日有两次风速脉动:一次风速最大值出现在 14 日 12 时;另一次出现在 17 日 12 时。它们与头两次低压的中心气压的加深期一致。这两次风速脉动实际上反映了低压南侧 10° N 附近低空急流的活动特征及强度变化。

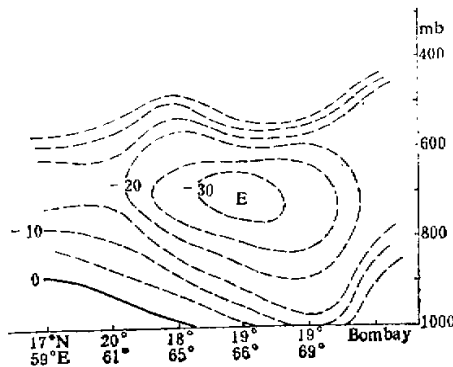
逐日的各层流线和风速场分析表明,从 13 日开始,在阿拉伯海建立一支低空西风急流,以后一直维持到 6 月底。在 13—20 日期间,沿低空急流轴有两个风速最大值(风速大于 20 或 25 米/秒)从西向东传播。当第一个最大值(较弱)在 14 日到达马尔代夫群岛以西地区时(图 1),立即引起其北侧低压加强,使环流迅速地向下伸展到地面。在 15 日和 16 日,第一个风速最大值东移并减弱,此地区风速减弱,这期间(15 日 00 时—16 日 06 时)低压停止加强或缓慢发展。在 17 日前后,当第二个更强的风速中心(大于 30 米/秒)又传播到这个地区时,低压又开始迅速加强和扩展(图 2)。这种加强过程一直继续到 18 日 12 时或 19 日 00 时,形成了一个范围很大的低压,其半径达 8—10 个纬距。

另一方面,与低空西风急流出现和发展的同时,在低压北侧有东风急流出现(见图 2)。东风急流中心比西风急流中心位置高,约在 700 毫巴左右,而低空西风急流主要在 900 或 850 毫巴。随着低压环流的发展和加强,东风急流愈来愈接近低压环流中心区,最后可能转变成低压环流的一部分。但低空西风急流与低压环流是分开的。它的尺度更大,维持的时间更长,是低压发展的一个重要环境流场条件。

根据风的纬向分量(u)的垂直剖面图分析,我们可以确定这两支急流的特征及其与低压环流的关系。根据 14 日和 15 日沿 10° N 纬圈 u 分量垂直剖面图分析,可以得到西风



(a) 1979 年 6 月 17 日沿 10°N 纬向风垂直剖面图



(b) 1979 年 6 月 17 日沿 18°N 纬向风垂直剖面图

图 4

低空急流轴位于 900—800 毫巴高度(图略)。沿急流轴有两个风速最大值, 一个已移至 74°E, 位于低压东南, 此即第一个风速最大值。另一个在 65°E 以西地区, 位于低压的上游。在 17 日, 同一纬度的 u 分量剖面图表明(图 4(a)), 这第二个风速最大值已移到低压以南, 并且低空急流风速显著加强, 强风区(大于 20 米/秒)向上伸展到 700 毫巴。急流中的最大风速达 44.4 米/秒, 位于 830 毫巴, 为这个期间观测到的最强风速值。第二天, 急流强度减弱, 风速最大值在 32 米/秒左右(图略)。我们还作了 17 日和 18 日沿 5°N 和 15°N u 分量垂直剖面图(图略), 在这些纬度都没有发现这样强的风速。因而在整个低压发展时期, 急流中心一直稳定地维持在 10°N 附近。这两个沿急流轴传播的最大风速中心, 似乎没有移过 75°E, 而是就地减弱消失的。另外阿拉伯海的这支急流其气流虽然起源于东非沿岸的跨赤道气流, 但最大风速区似乎是相互分离的。现在还不知道为什么这些最大风速值能在急流上形成并沿急流轴以 5—6 经度/日的速度传播。

图 4(b) 是低压北侧 u 分量垂直剖面图, 它们表示东风急流的分布。15 日东风急流较弱, 最大值只有 23 米/秒, 位于低压东北侧, 高度在 700 毫巴左右。到 17 日, 东风最大值加强到 32 米/秒, 并位于低压正北侧。因而, 十分明显, 在低压发展时期, 在 17°—

20°N,总有一支东风急流存在,它也在17日达到最大强度。

低压是在东西两支急流之间的地区(10°—18°N)发生发展的。我们知道,在东西风急流之间的地区或低空西风急流之北,在低空有强的气旋性水平切变。当风速最大值到达时,这种水平气旋性切变能显著加强。强烈的水平气旋性切变很有利于低压生成或发展。此外,低空西风急流还可以向低压环流区输送大量水汽。上述初步分析明显地表明:正压不稳定可能是引起低压发展的一种机制,至少在低压的初期阶段是如此。我们计算了14—17日500毫巴以下各层的绝对涡度梯度随纬度的分布,发现几乎都满足正压不稳定判据($\frac{d^2 u}{dy^2} - \beta = 0$)。绝对涡度梯度都在10°—18°N之间的某一地点改变符号。在低压环流一旦发展后,CISK机制也应起相当重要的作用,使气旋性环流加强和维持。很可能,这时正压不稳定和CISK机制共同起作用。

五、低压的结构

我们对这个低压的风场、温度场、湿度场、散度场、涡度场、水汽通量散度和垂直运动等场作了分析。

(1) 纬向风: 图5是通过低压中心的u分量的南北剖面图。14日(图略),除了在7°—9°N,在800毫巴左右有低空西风急流外,在10°N,在600毫巴左右还有一强西风

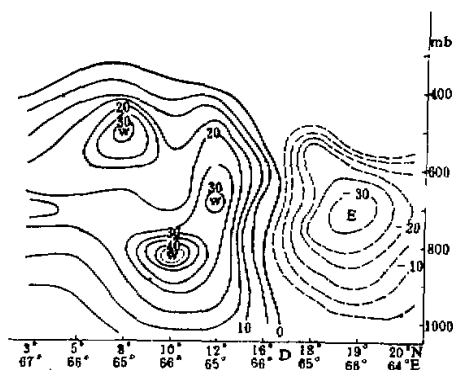


图5 1979年6月17日通过低压中心的纬向风南北剖面图

风速中心。在14°N附近,在650毫巴有一东风中心。这一对中层的风速中心是属于低压环流风场的一部分。15日的风场与14日相似。到17日,风速显著加强。在12°N附近,在700毫巴高度西风最大风速中心的风速达30米/秒。另外在8°N,500毫巴高度出现另一高空西风中心,最大风速达31米/秒。这个强风速中心在下一天剖面图上仍可以看到(图略)。在18日强风速中心明显减弱,并且原位于600—700毫巴的强西风中心消失,这反映了低压环流本身的减弱。东风中心的高度也下降到750—800毫巴。由上可见,虽然从低压的环流强度上看,18日已明显减弱,但低压的海平面气压在这一天仍在加深,直到19日00时达到最低值,似乎风场的减弱要超前于气压场。风场的分析还表明,低

压在中层离低压中心 2—3 个纬距处 (主要在南部) 有一类似台风最大风速环的狭窄强风速区, 这与 Miller^[3] 等的发现相似。当低压减弱时, 这个风区也消失。

(2) 经向风: 在低压的初生时期, 经向风速很弱, 一般不超过几米/秒, 并且南风比北风强。但在加深时期 (17 日), 北风明显加强, 形成强北风中心。北风中心主要位于低压中心以西 6 个纬距的地方, 最大风速的高度在 850—900 毫巴。在 18 日北风中心显著加强 (图 6), 最大值达到 30 米/秒, 高度升至 700 毫巴。同时南风风速也有加强。湿度分析

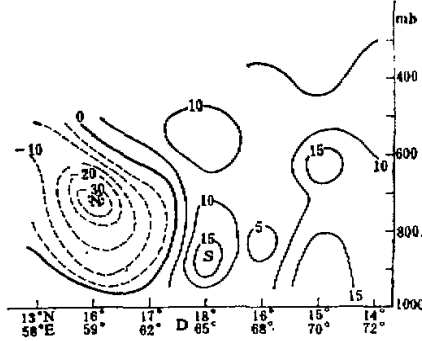


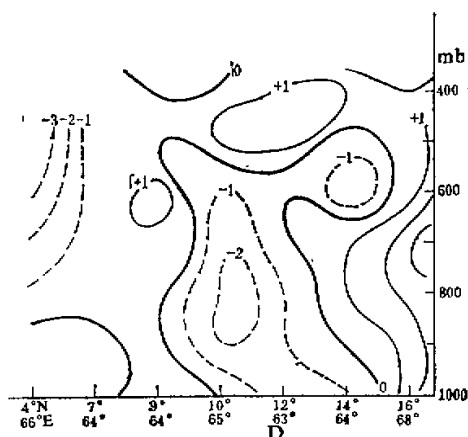
图 6 1979 年 6 月 18 日通过低压中心的经向风分量的纬向垂直剖面图

实线: 南风等风速线; 虚线: 北风等风速线。

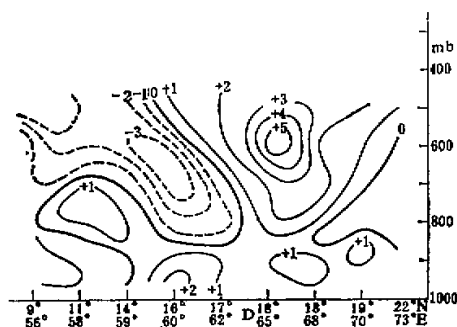
表明, 北风伴有干空气, 因而随着北风的加强, 愈来愈多的来自北方的干空气以干舌的形式从低压西部侵入低压 (图略), 这使低压内湿度降低, 最后抑制低压的发展。由此可见, 随低压发展而加强的北风气流, 反过来又使低压减弱, 因而北风对低压的发展似乎起着一种制动器的作用, 后面的湿度场的分析进一步证实了这一点。

(3) 温度场: 在 15 日前后低压温度场结构有明显的不同。在 13—14 日, 即低压的初生阶段, 500 毫巴以下是冷区 (见图 7(a) 中负距平区), 400—500 毫巴层是弱的暖区。15 日冷区缩小, 只限于 700 毫巴以下, 强度也减弱。另一方面暖区扩大, 从 600 毫巴到 400 毫巴高度, 暖中心出现在 500 毫巴。到 17 日, 低层的冷区已完全消失, 整个低压区是深厚的暖区。在 18 日 (图 7(b)), 在 600—500 毫巴层出现很强的暖心 (正距平达 $+5^{\circ}\text{C}$)。在台风外围是冷区, 尤其在低压的南侧。上面温度场的分析表明了低压从冷心向暖心的过渡。暖心最早出现在上层, 以后向下扩展, 在整层建立暖心。低压的这种增暖过程似乎与积云对流加热有关。这也说明积云对流或 CISK 机制对低压加深起着相当重要的作用。

我们把它与大西洋平均热带大气的温度及太平洋平均台风温度分布作了比较^[4] (表 2)。0—2 个纬距半径区代表低压中心区的情况。可以看到, 低压中心区温度比大西洋热带平均大气温度要高, 并且愈往上愈偏高。在低压加深时期, 温度最高, 在 400 毫巴达 6.3°C 。与西太平洋台风相比, 低压也是较暖的。只是到了 18 日在中上层温度与西太平洋平均台风的温度相近或略冷一些。这说明从这一天低压中上层的加热率开始减少, 这可能导致下一天低压的减弱。低压外区的温度同内区一样, 也都比其他两个地区暖, 尤其是在中上层。



(a)



(b)

图 7

(a) 6月14日沿 65°E 温度距平剖面图

(b) 6月18日通过低压中心的南北向温度距平剖面图

实线: 正距平; 虚线: 负距平; $\Delta T = T - \bar{T}$; $\bar{T}$: 各层温度平均值。

(4) 湿度场: 图 8 是通过低压中心的温度露点差 ($T - T_d$) 的垂直剖面图。在 14 日, 在低压区在 700 毫巴以下是一个干区 (图略)。这个干区似与低压北侧中上层的干层有关。中层是一湿区, 似乎它是从低压南侧的一深厚饱和层伸展上来的。卫星观测也表明, 云区最早即在低压南侧发展。到 15 日, 整个低压在 400 毫巴以下转为深厚的饱和区, 低压内的干区消失, 而在低压两侧出现明显的干区, 尤其是北侧, 这与典型的中层气旋结构很相似。17 日饱和区进一步扩大, 特别是在南部, 相应外围的干区也加强。18 日深厚的湿层趋于消失, 一个干区在低层从南面侵入低压。另一个干区出现在北侧 (图略)。这种干空气的侵入, 破坏了低压中心区的暖湿结构, 是使低压减弱的重要原因之一。

同样, 我们也与大西洋热带平均大气和西太平洋平均台风的湿度场作了比较 (表 3), 发现这个阿拉伯海低压在初生阶段整个低压区几乎都很潮湿, 并且愈往上愈显得潮湿。但是在加深阶段, 在低压的外区几乎整层都比西太平洋平均台风干, 这可能与干空气的侵入

表2 低压不同发展阶段时温度的分布(距平值)

气压(mb)	0°-2° 纬距						2°-8° 纬距					
	14-15日		16-17日		18日		14-15日		16-17日		18日	
	ΔT_1	ΔT_2	ΔT_1	ΔT_2	ΔT_1	ΔT_2	ΔT_1	ΔT_2	ΔT_1	ΔT_2	ΔT_1	ΔT_2
1000	1.9	2.7	1.8	2.1	1.7	2.0	2.0	2.4	2.6	3.1	2.8	3.2
950	1.7	1.4	0.9	0.6	1.9	1.6	1.9	1.5	2.3	1.9	1.9	1.6
900	2.1	1.7	1.2	0.8	2.1	1.7	2.3	1.9	2.3	1.9	1.8	1.4
850	1.8	1.1	1.4	0.8	2.8	2.2	1.6	1.1	1.9	1.8	2.0	1.4
800	1.5	0.6	1.9	1.0	2.5	1.6	1.8	1.0	2.5	1.7	2.5	1.7
750	1.4	0.3	2.5	1.4	2.5	1.4	1.8	0.8	2.3	1.2	3.0	1.9
700	1.6	0.2	3.2	1.7	2.4	0.9	1.4	0.1	2.2	0.9	3.1	1.7
650	1.8	-0.2	3.3	1.3	1.8	-0.2	2.1	0.5	2.8	1.2	3.0	1.3
600	2.1	0.0	3.6	1.4	1.4	-0.8	2.1	-0.5	2.4	-0.3	2.7	0.0
550	3.2	0.4	3.7	1.0	1.9	-0.8	2.2	0.3	3.5	1.6	2.2	0.3
500	3.3	0.2	4.8	1.7	3.4	0.3	2.8	0.6	3.6	1.4	3.4	1.2
450	4.4	0.9	5.3	1.8			3.0	0.7	4.8	2.0	4.0	1.7
400	4.6	0.5	6.3	2.1			2.6	0.3	4.2	1.9	4.8	2.5
350	6.0	1.4	6.3	1.6					6.1	3.3	5.0	2.2
个例数	16	16	11	11	3	3	22	22	24	24	13	13

注： ΔT_1 ：低压的温度与大西洋热带平均大气温度差(°C)
 ΔT_2 ：低压的温度与西太平洋平均台风温度差(°C)

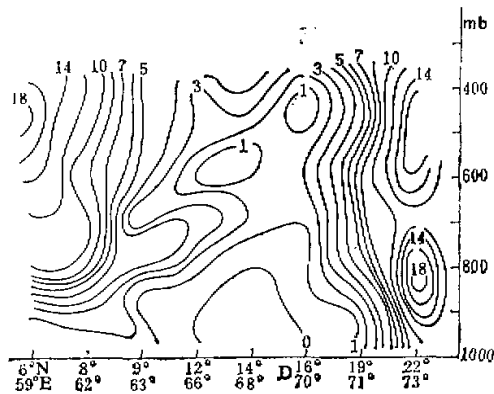


图8 1979年6月17日通过低压中心的(T-T₂)的南北垂直剖面图

和混合的加强有关。但是在低压内区仍然相当潮湿，尤其是在中上层，只是到了18日干空气才从中低层侵入风暴内区。这与前面的分析结果一致。这进一步表明干空气从中低层侵入是导致低压减弱和消亡的一个重要原因，因为在这种情况下，低压得不到足够的暖湿空气供应。

通过温度场和湿度场的分析可得：这个阿拉伯海低压是从整层更暖、更湿的热带扰动发展而来的，以后在低压内区几乎都保持这个特征。但随着干空气从外围逐渐侵入，低

表 3 低压不同发展阶段时相对湿度的分布(距平值)

气压 (mb)	0°—2° 纬 距						2°—8° 纬 距					
	14-15 日		16-17 日		18 日		14-15 日		16-17 日		18 日	
	ΔRH_1	ΔRH_2	ΔRH_1	ΔRH_2	ΔRH_1	ΔRH_2	ΔRH_1	ΔRH_2	ΔRH_1	ΔRH_2	ΔRH_1	ΔRH_2
1000	11	2	14	5	-7	-16	6	-8	3	-8	6	-3
950	12	5	16	8	-6	-14	13	10	7	1	13	-5
900	12	3	18	9	-8	-17	7	5	3	-3	16	-7
850	18	3	23	8	-4	-19	6	4	-1	-10	14	-1
800	26	7	30	11	6	-13	16	13	3	-8	14	-5
750	27	4	32	8	10	-14	20	15	5	-9	10	-14
700	31	10	33	12	13	-8	19	14	5	-7	17	-4
650	37	17	35	14	26	5	20	13	4	-9	19	-2
600	43	19	38	14	42	18	20	12	4	-12	18	-6
550	46	20	46	20	49	20	30	21	5	-12	23	-3
500	48	28	47	17	41	21	40	30	10	-10	22	-8
450	44	20	51	27	26	2	40	35	4	-6	15	-9
400	44	21	41	18			40	39			7	-16
个例数	16	16	11	11	3	3	22	22	24	24	13	13

注: ΔRH_1 : 低压的相对湿度与大西洋热带平均大气相对湿度差(%) ΔRH_2 : 低压的相对湿度与西太平洋平均台风相对湿度差(%)

表 4 低压区和环境的风垂直切变

日 期	6月11日	12	13	14	15	16	17	18	11-18 日 平均	11-18 日 900-400mb 平 均
900-500mb 纬向风差 (m/s)	10	14	13	10	7	11	9	8	10.3	12.3
切变值 (10^{-3} /秒)	2.2	3.1	2.9	2.2	1.6	2.4	2	1.8	2.3	2.1

压开始“干燥化”,最后当干空气侵入低压内部时,导致了低压的减弱和消亡。

(5) 风的垂直切变: 表 4 是低压区和环境的 900—500 毫巴 u 分量差及垂直切变值。可以看到, 从 13 日开始, 垂直切变有减小的趋势, 这可能是有利于低压以后发展的一个有利因子。

(6) 涡度场: 500 毫巴以下各层涡度场分布表明(图略), 在两支急流之间是很强的正涡度区, 最大值达 14.7×10^{-5} /秒, 位于低压中心附近。另一个强的正涡度区位于低压西南侧, 这里风的气旋性切变十分明显, 其他层次的情况类似。图 9(a) 是通过低压中心的涡度南北剖面图, 与低压相应的正涡度很深厚, 到达 300 毫巴左右, 最大值在 850—700 毫巴, 这片深厚的正涡度区位于两支急流之间。从涡度场分布看, 低空急流的切变涡度对于低压形成和发展有很大作用。

(7) 散度场: 散度场分布表明, 300 毫巴以下在低压区上空是辐合区, 尤其在低压的东侧, 辐合较强(图略)。这个强辐合区与低空急流有关, 因为它正位于低空急流风速最大值的左前方, 这里应是辐合的地方。有意思的是, 这个强辐合区与一条长辐合带相连, 后

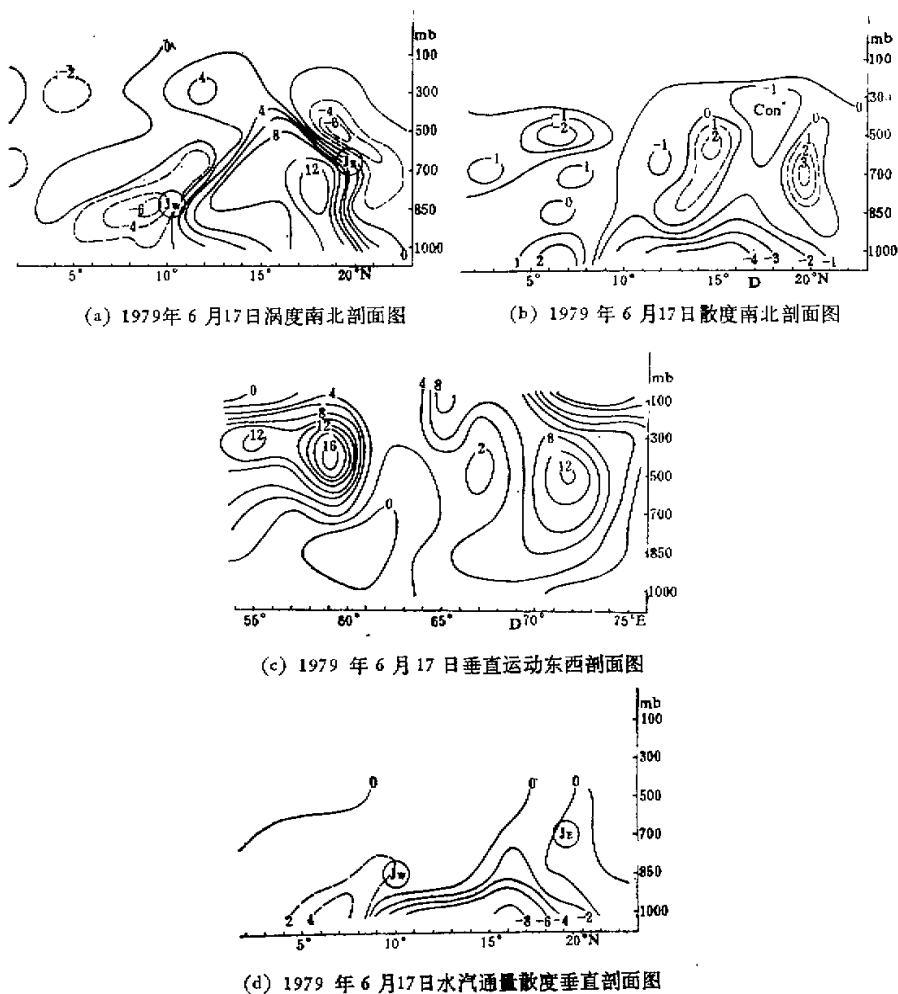


图 9

者从低纬向东北伸展,很类似螺旋云带结构。在沙特阿拉伯和阿曼沿海发现的另一个强辐合区,可能与东风急流最大风速中心前方的辐合有关。在低压北侧是辐散区,这使云系抑制。卫星观测表明,这个地区的大部分云系位于低压南侧的西南气流中。剖面图分析表明低压上空及其南侧是辐合区,两侧是辐散区,尤其是北侧的辐散区较强(图9(b))。

(8) 垂直运动场: 垂直运动分布的明显特征是不对称性,即最大上升区不在低压中心区,而偏于低压东侧,在印度西海岸附近。最大值达12厘米/秒。这种分布可以说明这个时期印度西岸强季风雨的形成。在低压西部是弱上升运动区,另一片强上升气流区位于低压西南侧,大致在低空急流右侧是下沉运动区。垂直运动的南北剖面图分析(图略)表明,在低压上空是强上升区,最大值在700毫巴,它位于两支急流之间。在急流右侧分

别是下沉区。东西方向的垂直运动垂直剖面图(图 9(c))表明了最强上升区偏于低压东侧的不对称特征,最大值在 500 毫巴。西侧上升运动弱,甚至在中低层变为下沉,这与干冷空气在低压西侧从中下部侵入低压有关。

(9) 水汽通量散度($\frac{1}{g} \nabla \cdot \mathbf{V}_q$): 水汽通量散度分布特征与散度、垂直运动有类似之处,即分布也很不对称,最明显的水汽辐合位于低压东侧和南侧,靠近印度西海岸,这与该区活跃的云雨区有关(图略),并且水汽辐合也呈西南—东北带状,与低空急流走向也很一致。愈向西水汽辐合愈小,最后转为辐散,这可能与干空气流入有关。水汽通量散度垂直剖面图(图 9(d))也表明,在低压区及南侧,水汽辐合是很大的,并且水汽辐合主要集中在两支急流之间 850 毫巴以下气层内,而除此以外是水汽辐散区。

(10) 低压的气流结构: 最后我们给出这个低压的气流结构。从低空急流向北,有一支向北爬升的偏南气流,在低压区它与来自北方的上升气流会合,一起上升,最后流向北,一部分在东风急流北侧下沉,形成一闭合环流圈(图略)。图 10 是东西方向气流的垂直剖

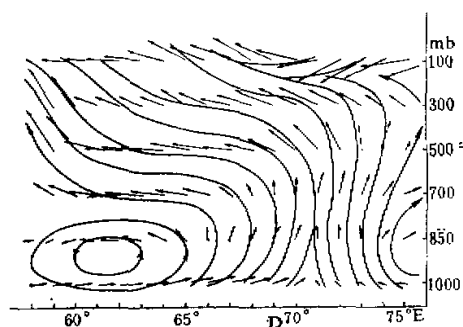


图 10 1979 年 6 月 17 日东西方向的气流剖面图(垂直速度放大 100 倍)

面图。偏西和偏东气流在低层辐合,然后上升,除少部分又回到东部外,大部分在高空强东风影响下,流向西并是上升的。在西部 700 毫巴以下有下沉运动,并形成一闭合环流圈。由上面可见,低压是一个明显的气流辐合系统,在低层从各方有空气流入,而以偏南方向流入的气流最深厚,云雨区主要在其中形成。其他方向流入的气流都很浅薄,尤其是在西侧。以后在低压区造成明显的上升气流,上升气流到达高空后,折转 90 度主要流向西,少部分流向北。另外在低压西面和北面各有一支下沉气流。因而这个阿拉伯海低压的三维气流结构是很不对称的,与典型的台风对称结构有明显的不同,这可能与它所处的环境流场有关。这个结果与陈瑞荣用另一种方法得到的结果有相似之处^[2]。

六、结 论

通过对一个阿拉伯海低压形成和结构的初步分析可以得到以下重要结果:

(1) 低压的形成和发展与低空急流的活动有很密切的关系。在低压发展期间始终存在着两支急流: 低空偏西急流和偏东急流。低压是在两急流区的强正涡度区中形成和发

展, 低空偏西急流尤其起着重要的作用。沿急流轴传播的最大风速中心与低压的发展有密切关系。第一个风速中心的到达使低压发展、扩大和向下伸展; 第二个中心的到达使低压强烈加深。正压不稳定判据的计算表明, 正压不稳定机制是使低压发展的重要原因。

(2) 低压的结构分析表明, 在温度场和风场上有明显的不对称性。强烈的质量辐合、水汽辐合和上升运动等位于低压东侧和南侧, 而在西侧和北侧是弱辐合或辐散、水汽辐散、下沉运动等, 这就说明了云雨区集中在低压东部和南部的原因, 也可说明沿印度西海岸强季风雨形成的原因。

(3) 这个阿拉伯海低压本身最强的环流位于对流层中层(700 毫巴—500 毫巴)。在距离低压中心 2—3 个纬距处, 有一类似台风最大风速环的狭窄不连续强风速区。当低压减弱时, 这个强风区也减弱。这个低压从风场上类似于中层气旋。另外, 在湿度、垂直运动场分布等方面也有类似中层气旋之处。但是这个低压的结构与中层气旋有差别, 例如: 低压的范围远比中层气旋大(水平尺度达 2000 公里), 地面有明显的强低压环流(中层气旋在地面一般只反映为一弱槽), 几乎在整个对流层都是暖心(中层气旋在对流层下部是冷心)等。低压的这种结构, 可能反映了阿拉伯海地区环境场的特征。

(4) 低压是从一个暖湿的中层扰动发展起来的, 它具有比大西洋平均热带大气和西太平洋平均台风更暖、更湿的温湿分布。但随着系统的发展, 北风加强, 干空气从北面和西面逐渐侵入低压, 破坏了低压的暖湿结构。由于干空气侵入形成的这种“干燥化”过程, 可能是导致低压减弱和消亡的一个重要因子。

(5) 低压最初在 500 毫巴以下是冷心的, 对流层上部只有微弱的增暖, 随着低压发展, 暖区向下扩展, 最后冷区消失, 在整个低压区建立暖心, 最大的增暖出现在 500 毫巴左右。暖区的这种发展过程与 Yanai^[6] 指出的类似。这说明积云对流的重要性。

(6) 低压三维流场分析表明, 低压主要由两支气流形成: 一支是来自低纬的斜升的深厚的偏南气流, 它从低压南侧和东侧流入低压, 由于低空辐合作用, 在低压中心区转为强上升气流, 在到达高度后, 折转 90 度流向西方。主要云雨区即发生在这支气流中。另一支气流是位于低压西侧和北侧的浅层上升气流, 这支气流是干的, 并且自成一个闭合环流圈, 在外区转为下沉运动。它可以不断地把干空气输向低压, 对低压的强度发展有明显的阻碍作用。

致谢: 在 MONEX 期间, 作者就本文与 Drs. Sikka, Saha, Grossman 和 Profs. Krishnamurti, Sikdar 作过有益的讨论; 田生春和陈怀义同志协助计算; 最后承陶诗言同志修改了原稿。对此, 作者表示深切的谢意。

参 考 文 献

- [1] Godbole R. V., The Composite structure of the monsoon depression, *Tellus*, Vol. 29, No. 1, p. 23—40, 1977.
- [2] Sikka D. R., Some aspects of the life history, structure and movement of monsoon depression, *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 115, Nos 5/6, p. 1087—1529, 1977.
- [3] Miller F. R., Keshavamurthy B. N., Structure of an Arabian Sea Summer monsoon system, IIOE Meteorological Monograph, No. 1, East-West Center Press, Honolulu, 1968.
- [4] Gray W. M., et al., Relative humidity in tropical weather systems, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 103, No.

8, p. 685—690, 1975.

[5] 陈瑞荣, 阿拉伯海某些季风系统中气流结构和次天气尺度过程的一些问题(未发表).

[6] Yanai M., A detailed analysis of typhoon formation, *Jour. Meteor. Soc. of Japan*, Vol. 39, No. 4, p. 187—214, 1961.

A CASE STUDY OF THE FORMATION AND STRUCTURE OF A MONSOON DEPRESSION OVER THE ARABIAN SEA

Ding Yi-hui

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

Based on 1979 Summer MONEX data a monsoon depression over the Arabian Sea has been studied, concerning some aspects of its formation and structures. The following points are brought out by this study:

(1) The formation and development of the depression is closely related to the activities of low level jets. The depression grew in the region with strong positive vorticity between the two jets.

(2) The thermal and wind field of the depression have a significant unsymmetry. The stronger mass convergence, moisture convergence and upward motion are located in the eastern and southern part of the depression.

(3) The structure of this depression is similar to that of mid-tropospheric cyclone with regard to wind, moisture and vertical velocity fields. But, there are many differences between this depression and MTC in other respects.

(4) The depression developed from a warmer and more moist, middle level tropical disturbance. The intrusion of dry air into the depression from the north and west may be an important factor leading to weakening and decaying of the depression.

(5) The warm core in the depression gradually extended downward from above in place of pre-existing cold region. This strongly suggests the importance of Cu convection in development of the depression.

(6) The depression mainly consists of two branches of airflow, one being a deep, southerly rising slantwise airflow; the other being a shallow, northerly airflow at lower level. The interaction between these two airflows produced the overall cloud and rain patterns in the depression.