

一九七九年七月南北半球 低纬季风区大气环流特征

曾昭美

郭其蕴

(中国科学院大气物理研究所) (中国科学院地理研究所)

提 要

本文应用华盛顿气象中心所发布的 1979 年 7 月逐日每 5 度经纬度网格点上风的资料(范围: 35°S — 35°N , 0 — 180°E), 算出各层(1000、700、500、200 和 100 毫巴共五层) 7 月的平均合成风及 u 、 v 分量, 分别绘成月平均流线和 u 、 v 等值线图, 并用球极坐标上的连续方程算出各层月的散度和垂直速度。根据上述计算结果, 分析了 1979 年 7 月低纬度平均水平环流、垂直经圈环流和纬圈环流的特征, 及其对降水分布的影响, 同时为了阐明 1979 年 7 月大气环流的特点, 把它与常年情况做了比较, 发现 1979 年 7 月亚洲夏季风比常年弱, 表现为风速小, 季风层浅薄, 水平范围也小, 而且亚洲大部分地区降水为负距平, 相应的低纬对流层各高度上的环流系统及经圈和纬圈环流也弱, 南半球的副热带高压也弱, 最大西风轴偏南。我们认为引起这一系列差异的主要原因, 可能是 1979 年 7 月对流层高层青藏高原高压弱、中心位置偏西以及与之伴随的热带东风急流弱等原因造成。最后对青藏高原高压偏西、偏弱的原因进行了探讨。

一、引 言

不少研究结果都表明, 夏季风环流是热带大气环流的重要成员, 由于夏季风主要源于低纬度, 并且与南半球环流的变化有关。因此, 为了能对夏季风环流的变化特征有深入的认识, 对低纬度的大气环流特别是个别年的环流进行分析是十分必要的。1979 年 7 月的资料比较完善, 对研究这一年南北半球低纬地区大气环流的特征及其与夏季风发展的关系是极为有利的。

本文是应用华盛顿气象中心所发布的 1979 年 7 月每天每 5 度经纬度网格点上风的资料(范围: 35°S — 35°N , 0 — 180°E), 算出各层(1000、700、500、200 和 100 毫巴共五层) 7 月的平均合成风及 u 、 v 分量, 分别绘成月平均流线和 u 、 v 等值线图, 并用球极坐标上的连续方程算出各层月的散度和垂直速度。计算中采用拉格朗日插值法进行插值, 并对各层散度用整层辐散做了修正, 假定 100mb 层上的垂直速度为零, 同时还考虑了大地形的影响(用 [1] 中每 5 度经纬度格点上的平均高度)。

根据上述计算结果, 分析了低纬 1979 年 7 月平均水平环流、经圈环流和纬圈环流的特征以及与降水分布的关系, 并对 1979 年 7 月低纬环流异常的可能原因进行了初步分析

和讨论。

二、平均水平环流

首先看一下 1979 年 7 月夏季风的特点, 我们用 700mb 上的“V”分量(图 1) 来表示夏季风的强弱、影响范围, 并与多年平均^[2](图略)比较发现, 我国长江流域、华南、东南等地区 1979 年 7 月南风分量普遍较多年平均小约 1—2 米/秒。同时在南亚及其毗邻的海洋上, 南风分量也较多年平均弱, 过赤道的南风分量只到阿拉伯海中部, 而多年平均南风分量可到达印度中部西海岸的孟买。因此 1979 年 7 月整个印度次大陆及以南的中印度洋地区以偏北风为主。总的情况表明, 1979 年 7 月亚洲的夏季风较多年平均弱。下面就来分析相应的低纬度环流有什么特征。取 700mb 代表对流层中、低层, 200mb 代表对流层高层。

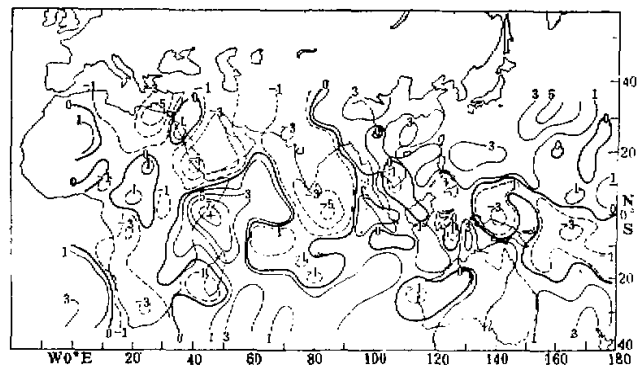


图 1 1979 年 7 月平均 700mb “V” 分量, 实线为南风分量, 虚线是北风分量

图 2 是 1979 年 7 月 700mb 平均流场, 与多年平均图^[2](图略)对比可以看出, 在多年

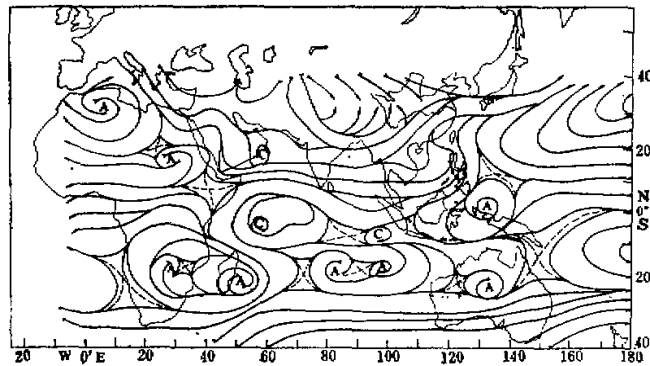


图 2 1979 年 7 月平均 700mb 流场

平均图上,印度半岛东北部上空(约 85°E — 90°E , 20° — 25°N) 存在一明显气旋性环流,这就是通常所说的季风低压,它的强弱、位置,直接关系到西南季风的强弱。1979 年 7 月在这一地区只存在一弱槽,同时西太平洋副热带反气旋的位置也比多年平均略偏南。在多年平均图上西太平洋高压南侧,菲律宾以东到伊里安岛东北有两个气旋性环流,1979 年 7 月(图 2)则不存在,而在伊里安岛西北部有一明显的赤道反气旋。这时多年平均^[2]南半球环流特点是:在马达加斯加岛上空存在一反气旋,印度洋至太平洋在一向东伸展的高压脊控制下。1979 年 7 月则有所不同,从南印度洋到北澳洲的高压脊分裂为一串弱反气旋,澳洲上空原盛行偏西风,1979 年 7 月澳洲中部是一反气旋控制,致使澳洲及其邻近地区的西风比平均偏南达 5 个多纬距。

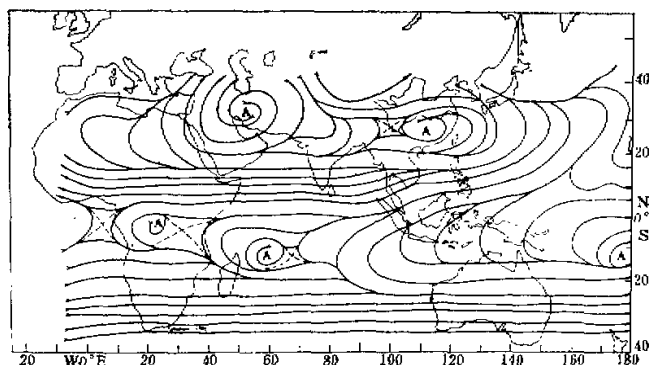


图 3 1979 年 7 月平均 200mb 流场

图 3 是 1979 年 7 月 200mb 流场,与多年平均^[2](图略)对比发现,多年平均 200mb 图上副热带只存在一个反气旋中心,约位于 30°N 、 85°E 青藏高原上空。1979 年 7 月高压 3 分为两个,一个在我国东南部(约 115°E , 27°N),另一个在伊朗高原西部(约 53°E , 3°N),西藏高原上空则相对是个槽。南半球环流与多年平均的偏差也十分显著,多年平均南半球副热带高压有两个中心,分别在南非中部和澳洲东北部海洋上,1979 年南非高压略偏西北,澳洲东北部高压较多年平均偏东,同时在南印度洋上出现分裂的高压中心。南、北半球高压带之间的东风气流也与多年平均有较大的差异,多年平均东风带约位于 30°N — 10°S 之间,最大风速轴在北半球呈东北-西南走向,入口区在 18°N 左右,出口区在 10°N 左右,最大东风中心在印度南端,东风分量可达 35 米/秒。1979 年 7 月因青藏高原弱,分裂为两个中心,南半球副高也弱,因此这一年不但东风带南北范围缩小了五个纬距(约位于 25°N — 10°S 之间),而且急流强度也减弱。从 200mb u 分量(图 4)上看出,1979 年 7 月东风急流轴在 90°E 以东的入口地区有两支,分别在 15°N 及 0° — 5°N 间,较平均偏南,与西南季风异常弱的 1972 年 7 月^[3]有些相似,其次是东风大于 15 米/秒的区域分布零散,最大风速中心除在印度南部外,在阿拉伯海西北部还有一个,最大东风只有 24 米/秒,比多年平均小 11 米/秒。南半球的副热带西风(图 4 中虚线)也比多年平均弱,而且位置偏南,可以看出大于 50 米/秒的等风速线 1979 年 7 月比多年平均范围明显缩小。

而偏南。

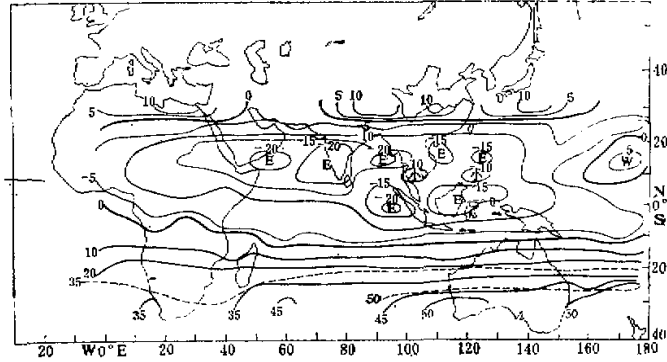


图4 1979年7月平均200mb u分量(细实线)及多年平均南半球副热带西风(虚线)
粗实线为东西风分界线。

三、平均经圈环流和纬圈环流

研究经圈环流和纬圈环流对深入认识季风区夏季的环流特征是十分必要的, 不少工作^[4-6]都曾指出, 夏季亚洲季风区存在一季风经圈环流, 与 Hadley 环流圈方向相反。近年来又有人^[7]提出, 东赤道太平洋上有一东西向的 Walker 环流, 并且还有人^[8,9]计算了北半球副热带大陆与海洋之间的东西向垂直环流。这些工作对我们了解低纬度平均环流的特点是有意义的。但个别年的情况是怎样的呢? 下面我们对 1979 年 7 月做一分析:

1. 垂直经圈环流 从分析沿 10°N 的东、西风垂直剖面(图略)看出, 不同经度区的纬向风特点不同。因此, 我们分不同的经度区计算了垂直经圈环流。这里只给出 $75-110^{\circ}\text{E}$ 平均(代表夏季季风盛行区)和 $0-60^{\circ}\text{E}$ 平均, 这个地区过去做得很少, 我们特意给出看看这一年有什么特点, 此外还给出一个沿 90°E (高原所在的经度)剖面(图5), 可以更清楚地看到高原的作用。

从图5中沿 $75-110^{\circ}\text{E}$ 的剖面上可以看到 $30^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{S}$ 是一个反 Hadley 环流圈, 也就是通常所谓的季风经圈环流, 其特点是:

1) 高层为一致的北风, 低层为南风, 南风分量除在高原南侧可达 500mb 高度外, 其它地区都在 700mb 以下, 而多年平均及 1958 年 7 月南风

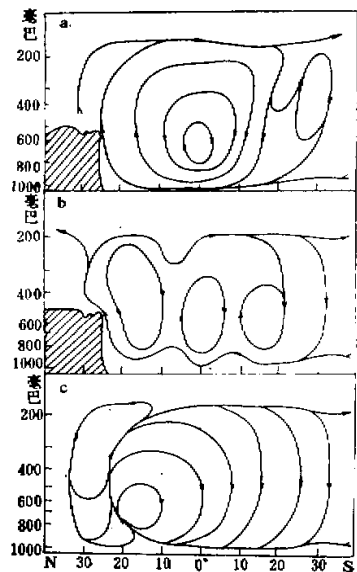


图5 沿不同经度范围的垂直经圈环流*

a 为 $75-110^{\circ}\text{E}$ 平均, b 为 90°E 剖面,
c 为 $0-60^{\circ}\text{E}$ 平均。

* 图5图6中南北风、东西风分量及垂直速度
见附表1和2。

分量则达 $400\text{mb}^{[5,9,10]}$, 可见 1979 年 7 月西南季风是浅薄的.

2) $5-30^{\circ}\text{N}$ 是大规模的上升区, 最大上升速度在高原主体上空, 上升范围接近多年平均^[5], 但比 1958 年^[10]向南移了约 10 个纬度. 下沉区在赤道及其以南地区, 最大下沉区在 10°S , 这个结果证实了 Flohn^[11] 推断的东风急流入口段 ($80-120^{\circ}\text{E}$) 的正环流下沉支在 10°S , 以及文献 [5] 的推测.

3) 在这个强大的季风经圈环流中, 无论是上升区的范围或是上升速度都大大超过下沉支, 上升速度比下沉速度大一个量级. 由于空气是连续介质, 因此从高原及其附近地区上升的大量空气除流向其南部外, 必然还会向其它方向辐散下沉, 以维持这一环流的存在.

在沿 90°E 剖面上, $30^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{S}$ 也为一反 Hadley 环流, 与 $75^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$ 平均垂直环流不同的是最大上升支偏南, 在高原主体的南缘, 同时在 $20-10^{\circ}\text{N}$ 间还存在一个小的反 Hadley 环流, 多年平均图上^[5]这个环流圈位于高原主体上的 $500-200\text{mb}$ 之间, 1979 年则向南移并向下扩大了. 另外在 $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$ 及南半球 $10-20^{\circ}\text{S}$ 之间也存在一个小的 Hadley 环流圈.

$0-60^{\circ}\text{E}$ 平均垂直环流的特点是: 仅在 $20-25^{\circ}\text{N}$ 300mb 以下有微弱的上升气流, 比高原地区上升速度小 1—2 个量级. 15°N 以南都是下沉气流, 与 $75^{\circ}-110^{\circ}\text{E}$ 地区正好相反. 上升、下沉相差悬殊, 这必然要求有其它地区的上升气流来补偿该地区的广泛下沉, 环流才能维持, 因此高原地区的大量上升空气很可能就是这一下沉区的主要补偿源.

2. 纬圈环流 Newell 等人^[1]曾计算过热带地区 (5°N 和 5°S) 多年平均 6—8 月的纬向质量通量. 由该图上看到大约 90°E 以东为上升, 以西皆为下沉. 上升支在 130°E 附近的高空分为两支, 一支向东到东太平洋下沉, 构成 Walker 环流, 一支向西在印度洋地区下沉, 即 Walker 反环流. 1979 年 7 月热带地区纬向环流情况如图 6 所示, 与上述多年平均比较可以看出, 在 105°E 以西与多年平均类似, 即存在一 Walker 反环流, 105°E 以东情况则比较复杂, 印度尼西亚地区是下沉运动 (多年平均是上升), 同时高低层为一致的偏东气流, Walker 环流不明显.

在 $100-130^{\circ}\text{E}$ 的印度尼西亚海洋大陆地区情况较海洋复杂, 500mb 以下有两个东西向的闭合环流圈, 这种细微变化可能与岛屿上和洋面上加热不同有关.

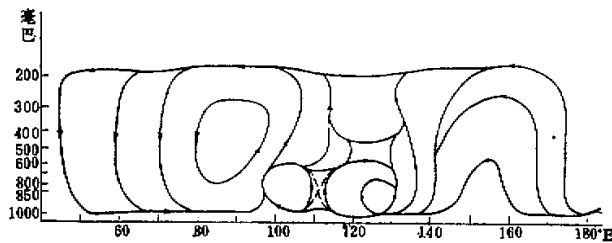


图 6 1979 年 7 月 ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$) 平均纬圈环流

(说明同图 5)

我们也分析了沿 30°N 和 25°N 的纬向垂直环流 (图略), 发现 25°N 上空是一致的东风, $60-145^{\circ}\text{E}$ 是上升区, 最大上升在高原地区, $35^{\circ}-60^{\circ}\text{E}$ 是下沉地区. 30°N 的纬圈

环流与 25°N 类似, 在 $70^{\circ}\text{--}110^{\circ}\text{E}$ 地区的上升气流很大, 这支上升气流部分在 $115^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ 的长江中下游地区下沉, 一部分与从西太平洋地区上升的气流汇合后在日本东部 ($145^{\circ}\text{--}155^{\circ}\text{E}$) 下沉。因此, 1979 年 7 月无论是 25°N 或 30°N 的纬向环流都看不到文献 [5] 中所提到的青藏高原与中东太平洋的遥相关关系。

四、亚洲季风区降水的特点

我们曾经指出^[1], 热带东风急流与亚、非季风区降水有密切关系, 从上面分析看到, 1979 年 7 月热带东风急流是偏弱的, 那么这一年降水分布如何? 我们绘制了 1979 年 7 月亚、非季风区的雨量距平百分比(图略), 可以看出, 除我国的长江中、上游以及黄河以北地区雨量偏多外, 亚洲季风区的大部分, 包括印度、中国和日本, 雨量都是负距平, 西非除南部沿海雨量偏多外, 大部分地区也为负距平, 这显然与东风急流弱, 相应的季风经圈环流亦弱有关。

为了进一步说明东风急流与降水的关系, 我们又选了两个候, 即 1979 年 7 月的第二候, 这一候青藏高原和东风急流都是全月六个候中最弱的一候, 中心位置偏西(图略), 100mb 上只有个别站东风分量可达 20 米/秒, 南半球高压这一候也最弱, 并分裂为几个中心, 有意思的是这一候印度降水也最少。相反, 7 月第五候, 青藏高原虽然中心仍偏西, 但却是全月六个候中最强的一个候, 大于 20 米/秒的东风分量范围较广, 而印度这一候降水也最多。在我国, 东风急流与降水的这种关系不如印度地区显著。

五、问题讨论

以上分析表明, 1979 年 7 月亚洲夏季风比平均弱, 相应地对流层各高度上的环流系统以及经圈环流也弱。我们认为引起这一系列差异的主要原因, 可能是 1979 年 7 月对流层高层青藏高原高压弱, 中心位置偏西以及与之伴随的热带东风急流弱, 南半球西风急流弱, 位置偏南等造成。因为, 青藏高原位置、强弱变化会导致热带高空东风急流的位置、强弱改变。东风急流位置、强弱改变将引起它入口和出口区垂直经圈环流发生变化, 由于垂直经圈环流跨越赤道, 在南北半球相互作用中起重要作用。因此, 它的强弱反应了南、北半球高、低层输送的大小, 并直接影响到亚非夏季风的强弱和降水多寡。当季风经圈环流强时, 表明北半球副热带地区上升强, 相应高层向半球输送量也加大, 则在南半球的下沉辐散加强, 促使南半球副高增强。结果, 南半球低层向北输送也加大, 以补充北半球副热带地区的大量上升。补偿愈强, 西南季风也愈强, 反之西南季风弱。因此, 进一步的问题就是要了解青藏高原位置、强弱发生变化的原因。

近年来的一些研究表明^[13,14]: 当高原冬、春积雪面积大, 时间长时, 将抑制高原春末夏初的气温增加, 推迟季节变化并使高原上空等压面位势高度降低, 因此青藏高原比常年弱。叶笃正和陈雄山^[14]最近所做的数值试验也表明, 高原冬季的积雪在 3—6 个月以后仍能影响高原上空 100mb 等压面位势高度的变化。因此高原上冬春季的异常积雪很可能是引起青藏高原变化的一个重要因子。我们统计了高原上 20 个站 1978 年 11 月至 1979

附表 1

高度 (mb)		200mb v	200mb w	400mb w	500mb v	600mb w	700mb v	800mb w	1000mb v	1000mb w
纬度										
0—60°E 平均	30°N	2.5	0.4	0.5	-1.4	0.4	-1.8	0.3	-1.7	0.0
	25°	2.6	0.1	-0.0	-0.7	-0.0	-1.3	-0.2	-2.1	-0.4
	20°	1.6	0.3	0.1	-0.7	0.1	-1.4	-0.0	-1.2	0.1
	15°	0.7	0.8	0.6	-0.1	0.3	-1.2	0.2	-1.7	0.3
	10°	-0.4	1.2	1.0	-0.8	0.6	0.2	0.4	3.6	0.5
	5°	-1.3	0.7	0.6	-1.1	0.2	1.6	0.2	3.2	0.2
	0°	-1.2	0.7	0.8	-1.2	0.6	1.5	0.2	2.7	0.2
	5°S	-1.1	0.4	0.6	0.9	0.6	0.9	0.4	3.1	0.3
	10°	-1.6	-0.0	0.1	-0.7	0.3	0.5	0.3	3.0	0.3
	15°	-2.6	0.1	0.8	-0.8	0.2	0.1	0.2	2.7	0.2
	20°	-3.6	0.3	0.2	-0.3	0.4	0.0	0.3	2.2	0.1
	25°	-2.7	0.6	0.7	-0.1	0.6	0.0	0.5	1.1	0.3
	30°	-1.4	0.7	0.8	0.1	0.7	0.5	0.6	0.7	0.1
90°E 剖面	30°N	0.2	-6.0	-6.8						
	25°	-1.9	-13.8	-14.6	1.3	-14.6	1.4	-15.3		
	20°	-1.2	-1.6	-2.5	1.7	-3.0	1.1	-2.7	4.6	-2.5
	15°	-0.7	-0.6	-0.0	-0.4	-0.2	-1.0	-0.4	2.7	-0.5
	10°	0.6	1.5	1.0	-2.0	0.6	-1.7	0.2	5.2	-0.1
	5°	-0.8	-1.3	-1.1	-0.2	-0.9	-1.9	-1.0	7.3	-0.7
	0°	-1.9	-1.5	-0.4	-0.0	0.3	-3.1	0.3	3.6	-0.0
	5°S	-2.8	-0.8	-0.0	-0.1	0.4	-1.2	0.4	2.9	0.0
	10°	-3.0	-0.4	-0.6	-0.8	-0.6	0.2	-0.2	2.3	0.0
	15°	-5.9	0.5	-0.4	-2.0	-0.6	0.0	-0.3	1.5	0.0
	20°	-7.1	0.7	0.5	-2.0	0.5	0.7	0.2	3.1	0.0
	25°	-7.3	-0.3	-0.0	-0.6	0.2	1.5	0.3	2.6	0.0
	30°	-3.7	0.2	0.6	0.4	0.6	1.1	0.3	-0.0	0.0
75°—110°E 平均	30°N	0.2	-5.2	-5.5	0.3					
	25°	-1.0	-6.2	-5.3	0.4	-5.3	0.4	-5.6		
	20°	-1.2	-1.8	-2.0	0.7	-1.9	0.7	-1.8	2.4	-1.3
	15°	-1.2	-1.0	-1.3	-0.2	-1.2	-0.4	-1.2	2.4	-0.7
	10°	-1.5	0.1	-0.5	-0.3	-0.3	-1.3	-0.3	3.6	-0.1
	5°	-2.3	-0.2	-0.5	-0.1	-0.3	-1.4	-0.1	3.5	-0.1
	0°	-2.9	-0.2	-0.1	-1.3	0.0	-1.3	0.2	2.2	0.2
	5°S	-4.0	-0.5	-0.3	-0.8	-0.1	-0.4	0.1	1.7	0.0
	10°	-3.3	0.1	0.3	0.1	0.4	0.0	0.3	1.2	0.2
	15°	-3.3	0.1	0.0	0.4	0.1	0.3	0.0	1.8	0.0
	20°	-3.6	0.1	-0.1	0.4	-0.1	0.4	0.0	2.0	0.0
	25°	-0.4	-0.1	-0.1	0.4	-0.8	0.8	0.2	1.5	0.1
	30°	-2.1	-0.0	0.1	0.8	0.2	0.8	0.2	0.0	-0.0

附表 2

高度 (mb)		200mbu	200mbw	400mbw	500mbu	600mbw	700mbu	800mbw	1000mbu	1000mbw
经度										
E°	45°	-7.6	1.9	2.0	-1.1	1.6	0.7	1.2	3.6	0.9
	50°	-9.2	0.4	0.4	1.5	0.2	2.5	0.0	3.3	0.1
	55°	-10.1	0.7	0.6	2.2	0.5	4.0	0.4	3.2	0.1
	60°	-9.7	0.6	0.4	2.4	0.4	3.9	0.1	1.8	0.0
	65°	-9.6	0.8	0.5	2.7	0.3	2.7	0.0	0.0	0.0
	70°	-9.2	0.6	0.4	2.5	0.4	2.5	0.1	-0.6	0.0
	75°	-8.9	0.1	0.1	3.2	0.0	3.7	-0.1	1.5	0.0
	80°	-9.6	-0.3	0.1	3.2	0.2	4.7	0.1	3.1	-0.0
	85°	-11.7	-0.9	-0.5	2.5	0.1	4.9	0.3	2.5	0.1
	90°	-15.3	-1.2	-0.5	2.3	-0.1	5.0	-0.1	1.3	-0.2
	95°	-17.3	-0.5	-0.4	0.6	-0.7	5.6	-0.6	1.5	-0.6
	100°	-14.5	-0.6	-0.3	-0.0	-0.2	4.8	1.0	0.7	0.3
	105°	-12.6	-0.3	-0.4	-0.5	-0.1	3.4	0.4	-0.9	0.4
	110°	-14.2	-0.1	0.0	-1.4	-0.1	2.7	0.2	-0.9	0.1
	115°	-14.5	-0.5	-0.6	-1.6	-0.7	2.3	-0.5	-0.5	0.2
	120°	-13.9	-0.1	-0.4	-1.4	-0.5	1.9	-0.1	-1.3	0.3
	125°	-13.3	-0.5	-0.8	-1.9	-1.0	0.1	-0.5	-1.7	-0.5
	130°	-12.8	0.1	-0.1	-2.6	0.2	-1.3	0.7	-1.0	0.9
	135°	-11.9	0.2	0.5	-3.2	0.7	-1.1	0.7	-0.5	0.9
	140°	-11.2	0.0	0.8	-0.4	0.7	-0.7	0.8	-1.2	0.3
	145°	-10.7	0.5	-0.3	-4.3	-0.4	-2.1	0.0	-1.5	0.7
	150°	-8.9	0.5	-0.0	-4.5	-0.0	-3.7	0.3	-0.5	0.3
	155°	-7.1	0.1	-0.0	-5.3	0.0	-3.7	-0.1	-0.1	-0.1
	160°	-6.7	0.2	-0.0	-6.4	-0.1	-3.8	-0.2	-0.5	-0.1
	165°	-6.3	0.4	-0.1	-7.3	-0.2	-4.7	-0.2	-1.0	0.0
	170°	-4.1	0.2	-0.3	-8.4	-0.4	-6.1	-0.4	-2.4	0.0
	175°	-4.1	-0.2	-0.3	-7.8	-0.5	-6.9	-0.4	-2.0	0.0

单位: u, v: 米/秒, “正”为西、南风, “负”为东、北风;

w: 10^{-4} mb/秒, “正”是下沉, “负”是上升。

表中数字的排列与图 4、图 5 中纬度、高度是对应的。

年 3 月的积雪日数距平, 发现绝大部分站是正距平, 尤以西部狮泉河站积雪竟长达 134 天, 有资料的 1961—1973 年 12 年的平均只有 15.4 天, 正距平百分率达 770%。因此 1979 年 7 月青藏高原高压弱, 很可能与冬春季高原上积雪多有关。至于高压中心偏西的原因, 则涉及到青藏高原的形成和维持原因的问题。因为, 假若青藏高原只是由于高原的热源作用形成和维持, 那么高原热状况的改变主要应影响高压建立早迟和强弱的变化, 其位置不应发生太大的变动。事实并不如此, 我们统计了有 100mb 月平均高度资料的 1956—1975 年历年青藏高原地区 20 个站前一年 11 月至该年 3 月的积雪日数距平百分率, 分别以百分率 $>10\%$ 和 $<-25\%$ 的站数超过 10 个以上的年为多雪或少雪年。这样划分后, 多雪年有 1957、62、68、79 四年。少雪年有 1965、67、69、70、71 五年。然后分析了各多雪和少雪年 7 月 100mb 青藏高原高压中心位置和强度, 发现无论是多雪或少雪年高压中心均可

远离青藏高原,并且绝大部分在它西部的伊朗高原上,这表明青藏高原不是影响高压变化的唯一因子。因为高压中心位置有如此大的变动,说明高压是受更大范围热状况影响的。因此,我们认为对青藏高压的形成和维持不应只考虑仅有高压范围1/6的一个“西藏高原”的作用,应当以高压所控制的整个亚洲大陆南部地区同海洋的热力差异的作用为基础,尤其是整个亚洲大陆南部“高原”地区的动力、热力影响,这里所指的“高原”是包括青藏高原、伊朗高原等从 40°E — 110°E , 25°N — 40°N 这个广大地区(正好是青藏高压中心东西振荡的范围)。我们认为青藏高原积雪面积大、时间长时,会改变地表物理性质,影响青藏高原向大气的热量输送,这时其它高原地区给大气的加热可能会超过西藏高原,因此高压中心不是减弱或消失而是移至别处。当青藏高原积雪正常或无雪时,由于它地势高,给与大气中层直接加热量大,高压中心就接近青藏高原主体。当然青藏高压的变化尤其是非季节性变化,可能还受许多别的因素所影响,如中高纬大气环流的变化等,是需要进一步研究的。

致谢: 陶诗言先生和何诗秀同志对本文提出不少宝贵意见,陈烈庭同志提供青藏高原的积雪资料等一并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Berkofsky, L. E. A., Bertom. Bull. Amer. Meteor. Soc, **36**, 350—354, 1955.
- [2] Henry Van de Boogaard, The Mean Circulation of the Tropical and Subtropical Atmosphere-July, NCAR Tech. Note 118, STR, 1977.
- [3] M. Kanamitsu and T. N. Krishnamurti, M. W. R., **106**(3), 331—347, 1978.
- [4] P. Koteswaram, Tellus, **43**—57, 1958.
- [5] 叶笃正等,大气科学, **3**(1), 1—11, 1979.
- [6] 杨金锡,地理集刊(9), 113—127, 1965.
- [7] J. Bjerknes, M. W. R., **97**(3), 163—197, 1969.
- [8] T. N. Krishnamurti, J. Met., **18**, 172—191, 1961.
- [9] R. E. Newell, etc., The general circulation of tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes, **2**, 1974.
- [10] 陈秋士等,气象学报, **34**(1), 51—61, 1964.
- [11] H. Flohn, Bonner. M. Abhandlungen, Heft 4, 1964.
- [12] 曾昭美、郭其蕴,大气科学, **6**(3), 283—291, 1982.
- [13] 郭其蕴等,环流与季风, 26—44, 青藏高原气象科研协作小组, 1979.
- [14] 陈烈庭、阎志新,《中长期水文气象预报文集》第一集 185—194, 水利电力出版社, 1979.
- [15] 叶笃正、陈雄山, 西藏高原冬季积雪对高原上空 100mb 等压面位势高度的影响的数字试验(待发表).

THE FEATURE OF ATMOSPHERIC CIRCULATION IN LOW LATITUDE MONSOON REGIONS OF SOUTHERN AND NORTHERN HEMISPHERE DURING JULY 1979

Zeng Zaomei

(Institute of atmospheric physics, Academia Sinica)

Guo Qiyun

(Institute of geography, Academia Sinica)

Abstract

Using the daily grid point wind data (5 latlong) in July 1979, which were broadcast by NMC (U.S.A.), we have calculated and analysed the monthly mean streamline field, U, V component isolines, divergence, vertical velocity, etc., in the same period. Furthermore, we have compared the results with normal state in order to search for atmospheric circulation feature, horizontal and vertical circulation in low latitude regions during July 1979. Thus we have discovered that Asia summer monsoon is weaker than normal state, i.e., wind velocity is low, monsoon layer is thinner, horizontal range is small and anomaly of precipitation is negative in most of Asia region. At the same time, circulation systems at each height in the troposphere, meridional and latitudinal circulation, and subtropical anticyclone of southern hemisphere are weak, too. Maximum westerlies of southern hemisphere is further south compared to the normal state. In our opinion the major reasons which caused these differences are probably that Tibet anticyclone and the TEJ are weak, and anticyclone center is further west compared to the normal state. Finally, we have discussed the reasons why Tibet anticyclone is weak and why its center is further west compared to the normal state.