

东亚和太平洋上空平均垂直环流

(一) 夏季

叶笃正 杨广基 王兴东

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用中央气象局出版的《北半球高空气候图集》中的风场资料,计算了 50°E — 130°W , 0° — 50°N 范围内,七月平均 850mb—100mb 各标准层上的垂直运动,分析了不同区域的经向和纬向垂直环流的特点。指出:夏季 130°E 以西的低纬度为巨大的西南季风环流区,此外在高原的南北两侧还各存在一较小的经向环流圈,影响着高原附近的天气和气候; 160°E 以东的中低纬度的海洋上空为经典的 Hadley 环流所控制,其强度和影响的范围自西向东递增;由于青藏高原地形及夏季的热源作用,使其与西半球,南半球和中东太平洋的天气系统产生遥相关;平均直接从青藏高原上升的气流对西太平洋副高的贡献不大,而平均从西边直接下沉到西太平洋副高的气流是从高原以东的大陆上升的。最后根据计算和分析结果给出了青藏高原及其邻近地区三维空间的垂直环流示意图。

一、引 言

自从 Hadley 发现 Hadley 环流以来,人们对它进行了大量的研究。按 Hadley 环流的原意,空气自赤道区上升,在副热带下沉。但在夏季东亚大陆,尤其是青藏高原是个巨大的热源,其温度高于它南边的海洋,因此这一带的经向环流与其它地区的 Hadley 环流的方向是相反的^[1,2],人们称之为季风环流^[2]。

近年来,由于东西方向上冷热源分布不均而产生的东西向垂直环流也引起了气象工作者的广泛兴趣。Bjerknes^[3] 注意到沿赤道带的太平洋海温有巨大的东西向差异,这种海温差异引起的东西向垂直环流 Bjerknes 称之为 Walker 环流。在夏季东亚大陆是个巨大热源,太平洋是个相对的冷源。早在五十年代高由禧就认为其间必然也存在一个大的东西环流。^[4] Krishnamurti^[4] 曾计算 200mb 面上的夏季平均位势流,证明在夏季有大量空气质量自青藏高原流向四方,其中一股向南越过赤道流到南半球,这就是季风环流的一支。还有一股向东流到 150°W 附近,构成巨大的东西环流的一支。

我们知道在夏季相对四周的自由大气,青藏高原是对流层中部一个大热源。这个热源和其四周邻近大气组成一个热机。从转盘模拟试验看^[5],这个热机作用是很清楚的。它的一个显著结果是:加热的模型中部为上升气流,它的南北两侧各有一个下沉区。这

1978年6月22日收到修改稿。

注 1. 讨论会上的发言。

个试验结果使我们想到在实际大气中大的东西环流之内和季风环流之内还应有一个次级的垂直环流。另外,模拟试验还有不少细节也引起我们的注意,如从北面向加热高原辐合的气流不是来自低空,而是产生于高原模型的高度附近,从这支向高原辐合的气流分出一支在高原北坡下沉。这些现象在实际大气中是否也存在,这将是本文要讨论的一个问题。

夏季东南亚是著名的西南季风区,青藏高原对这个季风有双重影响:一个是对季风有动力的阻挡作用;再一个是高原在季风内部加了一个空中热源。这两个作用势必增加季风结构的复杂性。通过垂直环流讨论西南季风的结构,是本文的另一个目的。

最后本文试图对亚洲大陆,尤其是青藏高原的加热对夏季东半球所起的作用有进一步的认识。

二、资料来源和垂直运动的计算方法

本文所用的资料取自中央气象局出版的《北半球高空气候图集》。在 50°E — 130°W 、 0° — 50°N 范围内从图集上读出 850mb、700mb、500mb、300mb、200mb 和 100mb 上每 5 个经纬度格点上的 u (纬向风)和 v (经向风),用下列方程

$$D = \frac{\partial u}{a \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{\partial v}{a \partial \varphi} - \frac{v \tan \varphi}{a}$$

计算出各层散度(D)的分布,然后通过垂直积分算出垂直运动(w)。下界自 850mb 算起,850mb 上的 w 为

$$w = \sqrt{\frac{K}{2f}} \zeta.$$

上界积到 100mb。上式中的 $f = 2\omega \sin \varphi$ 为柯氏参数, ζ 为 850mb 的涡度, K 为涡动粘滞系数取 $30 \text{ 米}^2\text{秒}^{-1}$ 。但由于 100mb 上的 w_{100} 可能有积累误差,为消除这种误差,人为地把 w_{100} 减小一半,并将这减小的一半按比例修正下面各层的 w ,修正系数到 850mb 减小为零^[6]。青藏高原的平均高度在 4 公里以上,故在这里 500mb 作为下界。在这些地方还考虑了地形爬坡作用。

计算结果分布很合理,没出现怪点,上下配置也很相宜。一般量级为若干毫米秒⁻¹,最大值达 3 厘米秒⁻¹,发生于孟加拉湾。从大形势上看以及和过去的工作相比,计算结果是可信的。

三、500mb 和 300mb 垂直运动分布

我们计算了 850mb、700mb、500mb、300mb、200mb 和 100mb 上的垂直运动 w 。这里给出 500mb (图 1a) 和 300mb (图 1b) 的 w 分布,统观这两张 w 的分布,在亚洲大陆上基本上都是上升运动,但沿青藏高原的南北两侧为下沉运动,而且这两条下沉运动有沿 95°E 打通的趋势。南侧的下沉区随高度的增加向东西方向加大: 在 300mb 上这个下沉区的经度范围为 83°E — 98°E , 到 500mb 它的东西范围缩小为 87°E — 96°E , 到 700mb 以下(图略)就不见了。所以高原南侧下沉运动仅是对流层中上层的产物,而高原北侧的下沉运

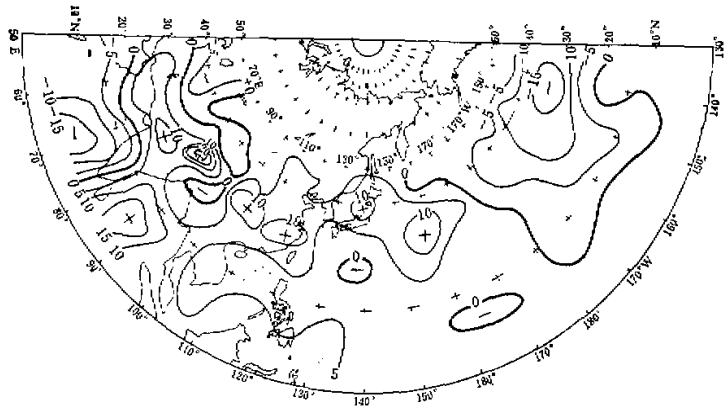


图 1a 平均七月 500mb 面垂直运动 W 的分布, 单位: 毫米/秒。

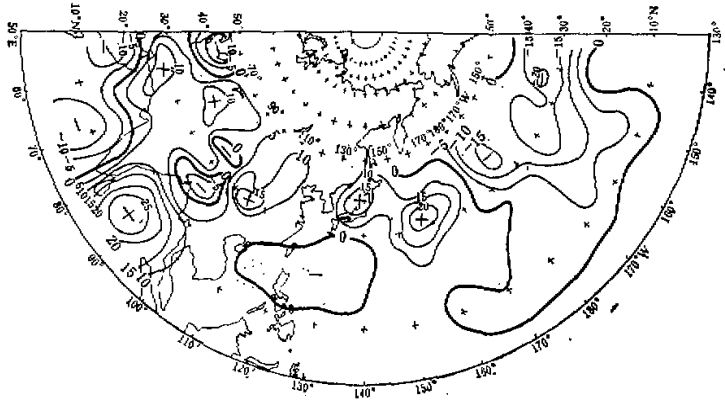


图 1b 平均七月 300mb 面垂直运动 W 的分布, 单位: 毫米/秒。

动区与此相反, 它在 300mb 的东西范围 (约 85°E — 95°E) 小于 500mb (约 75°E — 97°E)。从下面的剖面看, 北侧下沉气流的情况比较复杂, 这在后面再讨论, 但可断定它的高度不超过 250mb, 低于南侧的下沉气流, 后者超过了 200mb。由于亚洲大陆及其邻近地区基本上都是上升气流, 高原南北两侧的下沉气流都是狭长的, 两者在 95°E 附近有打通的趋势, 所以看起来在青藏高原的主体上是上升气流, 这股强大的气流上升后向南、北和东两侧辐散并下沉。

我们把 30°N — 35°N 和 80°E — 100°E 的范围内各个格点 (每 5 个经纬度) 上的 ω 求和, 再取平均作为高原上的平均上升运动, 得到 500mb 为 0.47 厘米秒 $^{-1}$, 300mb 为 0.58 厘米秒 $^{-1}$, 200mb 为 0.53 厘米秒 $^{-1}$, 100mb 为 0.23 厘米秒 $^{-1}$ 。高原上平均上升运动在 300mb 左右达最大。这些平均值和叶笃正等^[7]与 Flohn^[8]估算的数值非常接近, 可以表明这些值是可靠的, 同时也表明了我们整个计算也是比较可信的。

自高原南侧的下沉运动往南, 进入宽广的上升区。上升最大中心位于孟加拉湾, 平均

最大值达 3 厘米秒⁻¹。这里不仅上升区宽广,而在绝对值上它也是整个图面上最大的,这是可以理解的,孟加拉湾在夏季是个风暴频繁且强度大的一个地区。

自孟加拉湾西侧到阿拉伯海南部为下沉区,阿拉伯海的北部则为上升运动,上升与下沉的分界线约在 17°N 附近。从图 1a 和图 1b 可以想象得出在印度次大陆的上升和阿拉伯海的下沉运动会构成一个垂直环流圈,下面我们还将把这个环流圈绘出,从中可看出它的结构是比较复杂的。

在太平洋的 170°E 以东到 145°W 左右,除 6°N—7°N 以南为上升区外,均为下沉区。300mb 面上最大下沉中心值为 2 厘米秒⁻¹, 500mb 面上为 1.7 厘米秒⁻¹。这个最大下沉区与 500mb 上的东太平洋副热带高压区是相对应的。在 300mb 面的西太平洋上约 13°N—29°N、110°E—142°E 的范围内是比较均匀的下沉运动,平均值为 0.3—0.4 厘米秒⁻¹,这个下沉区位于七月平均 300mb 上副热带脊区,它的下面正是平均 500mb 西太平洋副热带高压的西半部(图略)。有意思的现象是,这个下沉运动在 500mb 上(图 1a)缩得很小,仅在平均西太平洋脊高的中心左右保持一小而弱的下沉区,往下这个下沉区又复增大,到了 850mb 几乎整个平均 500mb 西太平洋副高范围都为下沉运动(平面图略)。在 300mb (图 1b)的东西两个下沉区之间有一片上升运动区,最大上升值约为 2 厘米秒⁻¹。到 700mb 这个上升区稍向西移,强度大减,25°N 以南均变为下沉,使得太平洋 300mb 上的两大下沉区合成一片。在 700mb 上 10°N 左右以南皆为上升区。

四、季风区经圈环流

1. 沿 90°E 经圈环流

从上节的讨论可以看出在夏季东亚季风区,总的来说存在一个巨大的从青藏高原及其邻近地区上升,在它的南面下沉的垂直环流,即季风环流,这个结果是和陈秋士等^[1]与 Koteswaram 的讨论相似的,但在这个大的季风环流之中,位于青藏高原南北两侧还有两个较小的经向环流圈。为了清楚地揭露这两个环流圈,我们给出沿 90°E 七月平均经圈垂直环流图(图 2),图 2 显示出高原主体上平均为一强大的上升气柱,在 300mb 以上从这个上升气柱向南北两侧辐散,在两侧的狭窄区域下沉形成两个南北环流圈。高原南侧的环流圈高达 150mb,北侧的环流圈高度稍高于 300mb,但南北两个环流圈的下限高度相同,均在 500mb 左右。另外从 75°E、80°E、85°E、95°E 和 100°E 的经圈环流剖面(图略)可看出南侧经圈环流的下沉气流约在 87°E—96°E 左右可影响到 500mb 以下,向上下沉气流影响的经度范围逐渐加宽。高原北侧经圈环流下沉气流影响的东西宽度约在 83°E—97°E 左右。这两个小环流圈是因为相对于四周大气高原是个加热区而产生的,此结果与转盘模拟试验的结果^[5]相同。在 Hahn 和 Manabe^[9]的夏季西南季风的数值试验中,高原的南北侧也有这两个环流圈,不过他们计算的位置与实况不符。

在高原南侧环流圈的下沉支的下面,有深厚的西南季风向高原爬坡上升。再向南进入了季风环流圈的大规模上升区,这个上升区一直沿续到 5°N 以南。从 75°E—110°E 的平均经向环流图(图 3)看,这个季风环流的下沉气流将落在南半球的热带地区,这点与文献[1]的结果不同,他们这一范围平均环流的下沉气流区大部分在北半球。需要指出的是

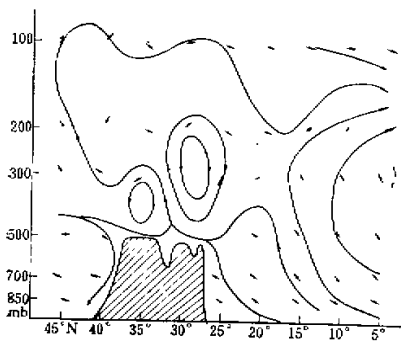


图2 沿90°E平均七月经向垂直环流。
作图时垂直距离扩大200倍。

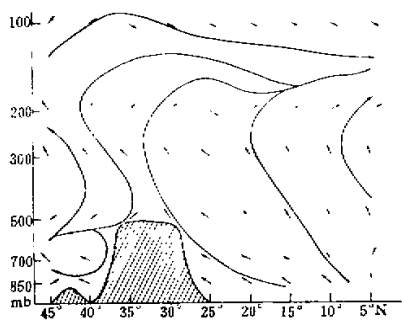


图3 75°E—110°E平均七月经向垂直环流,作图时垂直距离扩大200倍。

75°E以西至60°E间的平均经向环流圈(图略)的下沉气流大部分落在15°N以南的北半球内。

高原北侧的情况和南侧是不对称的,这里向高原辐合的气流发生在500mb左右比较浅薄的一层(图2)。这支向高原辐合的偏北气流与从南面向高原辐合的偏南气流相遇于30°N—35°N之间,这正是高原上夏季辐合切变线的平均纬度。从图2我们还看到这股从北面向高原辐合的气流在500mb左右分出一股沿高原北坡下滑,这一下滑气流不仅出现于90°E的剖面,沿80°E—90°E的经向剖面都有这样的下滑风。上述这种现象在转盘模拟试验里也是存在的。

对气候影响来说,高原北侧的下滑气流是重要的,这一地区为我国的干旱带是大家共知的。高原南侧的下沉气流对天气也有重要影响。据拉萨气象台预报员的经验¹⁾,从高原南边来的天气(有时很严重)往往一到高原南缘就自行消失,可能就是在这支下沉气流里填塞的结果。

2. 次大陆与阿拉伯海之间的垂直环流

我们连接5°N、60°E—45°N、113°E两点间作了垂直环流剖面(图4)。这个斜面上的水平风由 $V = u \cos \theta + v \sin \theta$ 求出,这里的 θ 是斜剖面与所求各点纬圈间的夹角。从这张图可以看出,由阿拉伯海吹向次大陆的西南风的厚度达700mb以上,上大陆后约在20°N—25°N之间上升,于500mb以上的高空转回阿拉伯海下沉,此环流圈最高可影响到300mb左右。在这个环流圈的东北方向有来自高原的一般气流加入到该环流的上升部分,这股气流可能是孟加拉湾西北部的西南气流沿高原上升后折向的产物。两股气流汇合上升的区域正是

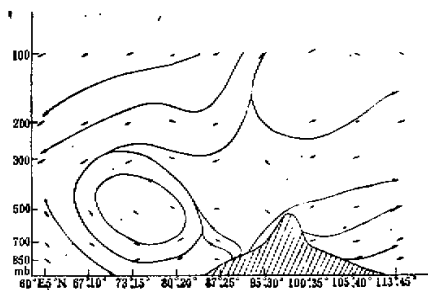


图4 沿5°N,60°E—45°N,113°E平均七月垂直环流剖面。作图时垂直距离扩大200倍。

1)讨论会上的意见。

印度北部夏季多雨的平均位置。从图 4 我们还可以看出向阿拉伯海下沉的气流不仅有从阿拉伯海吹来的西南风后转回阿拉伯海的气流以及高原汇合过来的气流,而且还有从 200 mb 以上东北方向来的下沉气流与前者汇合同向阿拉伯海下沉。从其它剖面图(图略)可以分析出这支气流是自高原西北部上升转向后形成的。

五、东太平洋的 Hadley 环流

西南季风的范围在较低的纬度(参看图 7) 平均可达 130°E , 再往东季风环流的特征就没有了, 沿 160°E 的经圈剖面(图略)上, 已出现赤道地区上升, 10°N 以下下沉, 类似经典的 Hadley 环流。在同一张图上的 15°N 以北有一完整的间接环流圈, 其下沉支在 15°N — 20°N 之间, 和上述的 Hadley 环流下沉支一起共同注入太平洋副高内。从 160°E 以东经典的热带地区上升副热带地区下沉的 Hadley 环流越来越清楚。图 5 是沿 140°W 的经圈剖面, 图上显示出非常完整的经典的 Hadley 环流。

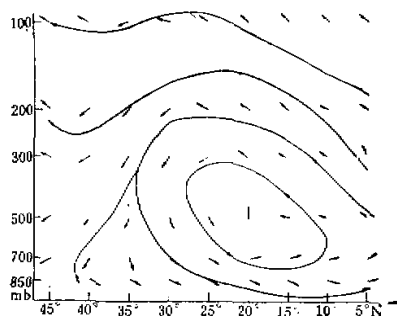


图 5 沿 140°W 的平均七月经向垂直环流。作图时垂直距离扩大 200 倍。

六、纬向垂直环流

1. 沿 10°N 和 25°N 的纬向垂直环流

现在让我们转到纬向垂直环流的讨论, 先看沿 10°N (图 6) 和 25°N (图 7) 的垂直环流。从这两张图得出的第一个印象是: 在热带海洋上西南季风的东界可达 130°E — 135°E , 这个经度东西两侧的纬向垂直环流是不同的。 130°E 以西的东西环流圈高达 200 mb 以上, 85°E 以东为上升气流, 以西(阿拉伯海)为下沉气流。在 850 mb 上西风的东界为 130°E , 在 700 mb 上西风的东界在 118°E 左右, 到 500 mb 西风仅达 90°E , 500 mb 以上就为东风了。结合 125°E 以东的南北剖面(图略)可以看出, 850 mb 上 130°E 以东和 700 mb 上 118°E 以东的东风是由南半球越过赤道的东南风, 这支东南风就是文献[9]给出的亚洲热带地区四支气流最东的一支。这支东南风在越过赤道时先是下沉, 在 150°E 左右转为上升, 再向西走与西南季风的東西环流上升支相遇, 合为一股深厚的上升的东南气

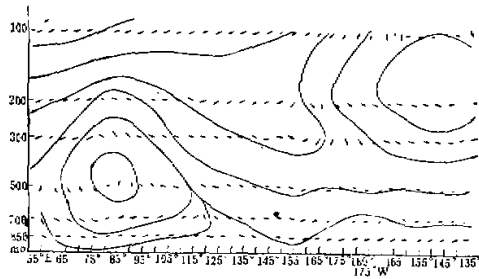


图 6 沿 10°N 的平均七月纬向垂直环流。作图时垂直距离扩大 500 倍

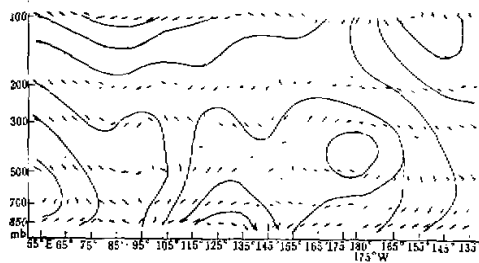


图 7 沿 25°N 的平均七月纬向垂直环流。作图时垂直距离扩大 500 倍。

流,它的高度达 200mb 以上。最强的上升区在孟加拉湾,最强的下沉区在阿拉伯海。这个东西环流圈越往北越弱,同时也越向西缩,高度也降低。到 20°N 它的下沉支气流仅出现在阿拉伯海最西部(图略)。在 25°N (图 7) 它的下沉区已远在 55°E 以西,东界已不到 110°E 了。

图 6 中另有一闭合的东西垂直环流圈,出现在 175°W 以东的 300mb 以上。这个环流圈在 25°N 剖面上也存在。估计这个东太平洋的纬向环流圈是从墨西哥高压的高空流向太平洋的气流形成的。

沿 25°N 的剖面上(图 7),在中太平洋(约 170°E — 170°W) 500mb 到 300mb 间还有一闭合环流圈,其上为西风,是来自我国大陆东部的上升气流,这股西风吹过 175°W 开始下沉,然后在对流层下部转成东风,流向太平洋中部 500mb 的副热带高压范围内。在副热带高压的模拟试验里^[10]也观测到这种纬向垂直环流。

从图 7 我们还看到,从我国的东部大陆有一股上升气流自西向东运动,约在 135°E 附近转为下沉,注入平均西太平洋副热带高压的范围内,这股下沉气流不太深厚,都在 500 mb 以下。

2. 沿 35°N 的纬向垂直环流

再向北我们给出沿 35°N 的纬向垂直环流(图 8)。在这个剖面上 Krishnamurti^[4]曾在 200mb 上发现的東西环流圈是非常清楚的。在高原及中国大陆上升, 180°E 以东下沉,这个巨大的东西垂直环流是有 150 个经度以上,它的厚度占据了整个对流层。从图上我们还看出,从高原流出的气流越到高空向东输送得越远,而在高原以东的大陆上升的气流向

东传送的较近,不到 125°E 便开始下沉。也就是说,从高原主体上升的气流对西太平洋副

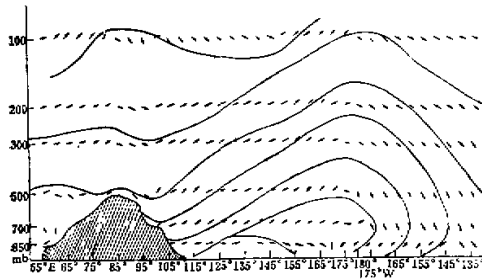


图 8 沿 35°N 的平均七月纬向垂直环流。
作图时垂直距离扩大 500 倍。

高的加压作用影响不大,而主要是下沉到中东太平洋副高区内。从这点看,青藏高原与中东太平洋尤其是东太平洋有着密切的遥相关。从西边下沉到西太平洋副高的空气,只是来自青藏高原以东的大陆上升气流。这些从沿 30°N (图略) 和 25°N 的纬向垂直环流 (图 7) 也看得很清楚。最后我们还要指出,在这巨大的东西环流之内还有波长较短的波动,它的波谷正

好位于高原东侧,可以推想这个波动是高原动力和热力的共同作用引起的。在模拟试验^[11]里也有这种波动。

七、总结和讨论

本文通过计算 0° — 50°N 、 50°E — 130°W 范围内的平均七月分各层的垂直运动,绘制了沿各经度的南北垂直环流和沿各纬度的东西垂直环流,讨论了它们的结构,得出以下主要结果:

130°E 以西为西南季风区,无论是经向环流或纬向环流,季风区和 160°E 以东的东太平洋都有着巨大的不同。由于孟加拉湾到亚洲大陆在夏季是个巨大的热源,所以在西南季风区季风环流的上升气流范围很大,自孟加拉湾到青藏高原都是如此,而这一垂直环流的下沉气流区主要在赤道以南。在这个巨大的季风环流之中,于高原的南北两侧各有一较小的经向垂直环流圈,这两个环流圈的下界均在 500mb 左右。此外,印度次大陆和阿拉伯海之间还有一个西南—东北向的垂直环流圈。 160°E 以东的中东太平洋的经圈环流则是经典的热带海洋上升副热带地区下沉的 Hadley 环流。在青藏高原与东太平洋之间有一个巨大的东西环流。由于青藏高原地形的动力作用以及热源的热力作用,在这个巨大的东西垂直环流之中还有波动,波谷位于高原的东侧。

另外还有从高原以东大陆的上升气流向东流过海岸后下沉,注入西太平洋副高。这支上升气流较低,上界不过 500mb 左右。

总结以上讨论,我们给出西南季风区和青藏高原及其邻近地区垂直环流示意图 (图 9)。图中 G_1 、 G_2 、 G_3 、 G_4 面表示地平面, P_1 、 P'_1 、 P'_2 、 P_4 表示 500mb 面, Q_1 、 Q_2 、 Q_3 、 Q_4 表示 200mb 面, G_1 、 P_1 、 P_4 、 G_4 为沿 10°N 的垂直面, P_2 、 Q_1 、 Q_4 、 P_3 为沿 35°N 的垂直面。凡在 35°N 以南, 500mb 以下的气流均用虚线表示, 500mb 面以上的气流用实线, 35°N 以北, 200mb 面以下的气流也用虚线表示。图中 $AA'A''$ 表示巨大的季风环流,它从孟加拉湾先向东北上升后转向西北爬上高原 (图中未绘出这一转折,因考虑到这里为一较宽广的上升区域),于高原上空 200mb 以上高度 A' 处向西南回转,在向西南运行的过程中缓慢下沉,约在 70°E 附近 300mb 左右的高空越过赤道,观其流向可能有一部分或大部分气流到

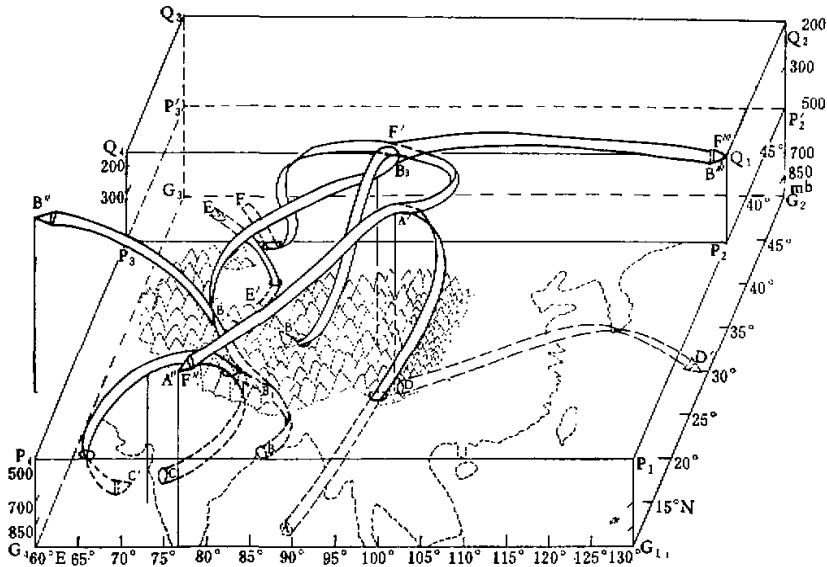


图9 平均七月青藏高原及其邻近地区垂直环流示意图: A支气流大约代表 75°E — 110°E 之间的范围, A' 约位于 27°N , 100°E 的 150mb 上空, A'' 约位于 10°N , 75°E 的 200mb 上空, 然后继续向西南偏西运动, 于 70°E 左右过赤道; B_1 约位于 25°N , 80°E 的 400mb 上空, B_2 约位于 28°N , 60°E 的 150mb 上空, B_3 约位于 32°N , 102°E 的 200mb 以上的高空, B' 表示高原南侧环流圈下沉过 500mb 后向西北上升。它在 500mb 影响的范围大约为 25°N — 30°N , 87°E — 96°E 之间, 向上范围扩大。C 环流所达最高点位于 15°N , 73°E 的 300mb 上空, C' 约位于 13°N , 73°E 的 850mb 上空; D 支气流代表了高原以东中国大陆的广大范围, D' 所达的经度约在 130°E 左右; E' 为沿高原北侧下滑的气流, 它在东西向所影响的范围大约是 80°E — 92°E ; F 为从高原北侧 500mb 上空向高原爬升的气流, 它所达的高度 F' 与 B_3 相当, 而位置偏东些, F 气流一部分在 A' 处与 A 气流汇合, 还有一部分气流位于 $A'A''$ 气流和 B_2B' 气流之间下沉到 C 环流圈内, 这后一支气流图中未给出, F'' 、 B'' 为 B 气流和 F 气流在高空的分支, 它们汇合后沿着 200mb 以上的高空西风带到东太平洋下沉。

南半球的塞舌尔附近下沉。如果是这样, 下沉支气流又加入了从南半球北上越过赤道的西南季风。图9中 $BB_1B_2B_3B'$ 就是大的季风环流中高原南侧的经圈环流, 和它对称的高原北侧的经圈环流圈因为比较小, 图9中没有绘出。从 $BB_1B_2B_3B'$ 这股气流中又分出三支气流: 一支在青藏高原南坡分出 (B_1) 加入到 C 环流圈的上升部分; 一支在青藏高原的西部 (B_2) 分出向西流去, 到 60°E 左右已上升到 150mb, 也就是图中 BB_2B'' , 估计这支气流向西可能流得很远; 另一支从高原北部 (B_3) 分出在 200mb 左右的高度向东流, 直到东太平洋下沉, 即图中的 BB_3B_3B''' 。印度次大陆和阿拉伯海南部之间的垂直环流是图中的 CC' 。图中 FF' 是从高原以北 500mb 左右的高度向东南爬上高原的气流, 在它上升到 200mb 左右于 F' 点分为两支: 一支与 B_3B''' 合并向东流; 另一支从 F' 点拐向西南, 与 $A'A''$ 汇合流过赤道。图中 EE' 是从高原北侧 500mb 以上流向高原, 沿高原北坡下沉的气流。最后要指出的是图中绘出的每支气流都具有一定的空间区域, 并非一股细小的气流, 具体见图 9 的说明。

从上面的讨论可以看出,夏季青藏高原及其邻近的大陆与广泛的地区都有着遥相关。如通过东西环流,青藏高原与东太平洋联系起来了;通过季风环流,高原还可能和南半球塞舌尔附近发生联系;青藏高原和较远的西方也会有遥相关等等。通过这些遥相关,它们之间的环流和天气变化就会发生关系。另外由于夏季高原的加热作用,高原对其紧邻地区有更重要的影响,如南坡经向环流圈的下沉气流,对从低纬度北上高原的天气有强烈的削弱作用(参看^[2]),对其它方向移来的低值系统也有一定的填塞作用,从云量分布来说这个区域也是个少云带。^[9]北坡经向环流圈的下沉气流以及沿北坡的下滑气流,对高原以北干旱区的生成是分不开的。在一种转盘试验中^[11],除加热的理想形状的高原模型外,盘内没有任何其它装置,上述南北坡的两支下沉气流也模拟了出来。由此可以推论,上述垂直运动主要是高原加热的结果。

最后,从本文的讨论可以看出,在夏季平均情况下,东太平洋副高和西太平洋副高的维持作用是不同的,经典的 Hadley 环流的下沉气流及其从高原来的下沉气流对东太平洋副高的作用较大,(另外墨西哥高压也一定会对它有重要作用,因为墨西哥已出我们的研究范围,故这里未讨论它)。而在平均状况下对西太平洋副高的维持起主要作用的是来自太平洋中部槽后的下沉气流。来自我国大陆和低纬的气流高度不超过 500mb,因此只能在西太平洋副高的低层起作用。到了西太平洋副高的西半部,经典的 Hadley 环流已不存在,所以 Hadley 环流对西太平洋副高的维持作用不是主要的。即使是西太平洋副高的东部, Hadley 环流也只能从较低的高度影响到副高的南部边缘,而对西太平洋副高的中心影响不大。

此外应该提出的是,我国的一些气象工作者^[12]指出:夏季青藏高压和西太平洋副高有相向而行的关系,而本文的计算指出,由于热力作用在高原产生的上升气流平均不能直接流到西太平洋。由此我们可以推测青藏高压与西太平洋副高的上述关系是一种动力上的关系。

参 考 资 料

- [1] 陈秋士、缪锦海、李维亮,气象学报,1964, 34(1), pp. 51—61.
- [2] P. Koteswaram, *Tellus*, 1958, 10, pp. 43—57. P. Koteswaram, Symposium on monsoons of the world, New Delhi 1958, pp. 105—110.
- [3] J. Bjerknes, *M. W. E.*, 1969, 97(3), pp. 163—197.
- [4] Krishnamurti, *J. A. S.*, 1971, 28, pp. 1342—1347.
- [5] 中国科学院大气物理研究所二室模拟组,大气科学,1977, 4.
- [6] 中国科学院大气物理研究所二室暴雨组、广东省热带海洋气象研究所天气研究室,一次华南前汛期暴雨的中尺度分析,(未刊).
- [7] 叶笃正、罗四维、朱抱真,气象学报,1957, 22(2), pp. 108—121.
- [8] H. Flohn, Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands, Colorado State University, *Atmos. Sci. Pap.*, 1968, No. 130, pp. 1—120.
- [9] Douglas G. Hahn and Syukuro Manabe, *J. A. S.*, 1975, 32(8) pp. 1515—1541.
- [10] 中国科学院大气物理研究所热带气象研究组,大气科学,1976, 2, pp. 18—27.
- [11] 周明煜、杨广基、宋正山等,关于夏季西太平洋副高的形成和结构的模拟实验,(未刊).
- [12] 陶诗言、朱福康,气象学报,1964, 34 (4)pp. 385—395.

THE AVERAGE VERTICAL CIRCULATIONS OVER THE EAST-ASIA AND THE PACIFIC AREA, (I) IN SUMMER

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Yeh Tu-cheng Yang Guang-ji Wang Xing-dong

Abstract

In this paper, we have analyzed the vertical circulations on various vertical meridional and zonal planes. It is shown that to the west of 130°E there exists a huge monsoon circulation with ascending branch extending from the Tsinghai-Tibetan Plateau to almost the equatorial latitudes of Northern Hemisphere and the descending branch mainly in the Southern Hemisphere. Within this huge monsoon circulation there is a small vertical cell with the ascending branch over the central part of the plateau and the descending branch along the southern periphery of the plateau. Over the northern half of the plateau there is another vertical cell symmetric with respect to the southern one, but the northern one is smaller. The descending branches of the two cells have a great deal of influence on the weather and climate.

To the east of 160°E prevails the typical Hadley circulation and the intensity of which increases eastward. Due to the influence of the huge heat source over the high Tsinghai-Tibetan Plateau, the circulation over it has a teleconnection with remote regions, i.e. east Pacific, the tropical latitudes of the southern hemisphere and also the regions far to the west. On the mean the ascending current directly originated from the plateau could not descend to western Pacific. The air descending to the subtropical high of the western Pacific is mainly from the ascending current over the continent to the east of the plateau.

Finally, based on the calculated and analyzed results, the schematic picture of the three-dimensional structure of the circulation over the plateau and its surrounding area is given.