

夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析

II: 环流场的主要特征及其大型垂直环流场

杨伟愚 叶笃正 吴国雄

(中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

提 要

本文使用经过青藏高原气象科学实验测站观测资料订正过的欧洲中心 FGGE-III b 资料, 对 1979 年 7 月月平均进行分析, 计算了垂直速度、散度、垂直剖面函数和速度势函数等物理量以及上升气流轨迹, 给出了夏季高原主体地区环流场的主要特征和详细的高原地区不同经纬度剖面垂直环流场的特征和分布。

配合夏季高原高层强大稳定的反气旋高压带, 高原主体地区为整层上升气流区, 但 ω 场有东西两个上升中心, 它们是两个对流活动上升中心, 西部的中心位于狮泉河和改则之间偏北的地区, 东部的位于那曲一带。

本文给出了高原地区三个主要的经向环流圈(南北两侧下沉的小环流圈、跨赤道的季风环流圈)的经度位置和高原地区与西太平洋之间发生遥相关的主要纬度位置, 发现在跨赤道的季风环流圈中, 在赤道以南的下沉气流主要来自高原与 15°N 之间, 从高原上升的气流仅在对流层上部(200 hPa 左右)跨过赤道, 从高原西部上升的气流往往从非洲至印度尼西亚一带跨过赤道, 而从高原东部及其东侧我国大陆上升的气流往往下沉在太平洋和北大西洋地区。

关键词: 垂直速度; 散度; 对流上升中心; 经向环流; 纬向环流。

一、引 言

了解青藏高原地区环流场的状况对于研究青藏高原大地形对东亚和全球环流场的影响是必要的, 叶笃正等^[1,2]曾指出, 夏季高原高空是强大而稳定的高压控制, 低层为气旋性流场, 垂直运动基本上都是上升运动, 同时夏季高原上为一强烈对流活动区域。国外也有一些这方面的工作^[3-6]。由于以前高原地区观测资料的不足, 至今还没有详细准确的有关高原地区各个环流物理量如垂直速度、散度等的分布状况图。我们利用经过青藏高原气象科学实验观测资料订正过的欧洲中心 FGGE-III b 资料^{[1][7]}进行分析, 给出了夏季高原主体地区月平均环流场的主要特征。

夏季青藏高原强烈的地形加热激发出频繁活跃的对流系统活动, 形成高原上的平均整层上升气流, 上升气流达到高层后向四周辐散开来并下沉, 将对下沉气流区的环流状况和局地气候产生重要的影响。陈秋士等^[8]、叶笃正等^[9-10]、罗四维等^[11]、贺海

1990年10月25日收到, 1991年4月30日收到修改稿。

1) 国家气象局气象科学研究所季风组(何家骅, 樊云)。

宴等^[6]计算分析了高原地区经纬向垂直环流和空间三维垂直环流,发现了经圈季风环流系统、高原南北两侧较小的经向环流圈和影响太平洋地区的纬向环流系统,并讨论了高原热源对其形成的影响.这些工作由于所用资料的限制,对高原主体地区及其附近的垂直环流场分析难免有不确切之处,而且这些工作没有给出详细的不同经纬度剖面的环流状况分布图,无法分析其变化情况.我们采用经过1979年青藏高原气象科学实验资料订正过的FGGE-III b资料^[7],对7月月平均场进行分析,得到了尽可能详细的不同经纬度剖面的夏季青藏高原地区垂直环流形势分布图和空间三维流场轨迹图,发现了高原地区各个垂直环流圈的一些分布特点.

二、夏季青藏高原主体地区月平均场分布特征

1. ω 场

图1实线是1979年7月月平均18时青藏高原4500 m以上区面积平均的 ω 垂直分布曲线.可看出在夏季青藏高原整层大气都呈现上升运动,最强在400—500 hPa层,约 -1.35×10^{-3} hPa/s;早上6时(图略)的上升运动稍弱些,但也呈现整层上升.这个结论与宋正山等^[12]的分析一致.从图1的虚线和点线可看出整层上升气流多集中在地形较高的高原主体地区,而在高原主体地区的边缘区,则为很弱的上升气流或下沉气流,这与大地形的加热所激发的大量对流活动有关.

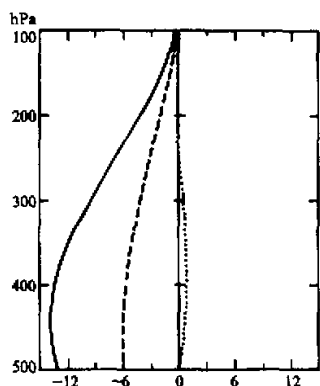


图1 1979年7月月平均18时垂直速度区域面积平均垂直分布曲线(单位: $\times 10^{-4}$ hPa/s)

实线: 青藏高原地区4500 m以上区域.

虚线: 青藏高原地区2750 m以上区域.

点线: 上述两区域边界线之间的区域.

图2a, b为1979年7月18时平均200 hPa和500 hPa的 ω 场.从各层分布图(图略)上可看到一个明显的现象是各层 ω 场分布很接近,各上升中心和下沉中心的垂直轴线是铅直的,500 hPa的上升气流可以一直到达200—150 hPa.在高原西部和东部各有一个上升中心,西部的中心强于东部,500 hPa场西部中心达 -5×10^{-3} hPa/s,东部中心为 -2×10^{-3} hPa/s,200 hPa层值分别为 -2×10^{-3} hPa/s和 -1×10^{-3} hPa/s.图2c为同时期的250 hPa速度势函数 χ 场,在图中高原东西部明显存在两个辐散中心.中国科学院大气物理所模拟试验组^[13]在转盘模拟试验中发现当青藏高原下垫面加热时,高原上出现了两个对流脉冲中心.他们用加热旋转流体发生对流的条件推导出对流泡的波长,从而推出在高原的东西方向容易出现两个对流区,并认为这是一种较小尺度的对流活动叠加在背景场中的现象,这次我们在实际资料中也发现了这一点.

夏季青藏高原多盛行低云活动^[14],许多小尺度对流系流往往达不到很高的对流高度,它们造成的平均垂直气流影响往往在中低层,图1,2中的 ω 场无论上升还是下沉

都是中低层较强的状况反映了这些较浅薄的对流系统的影响。

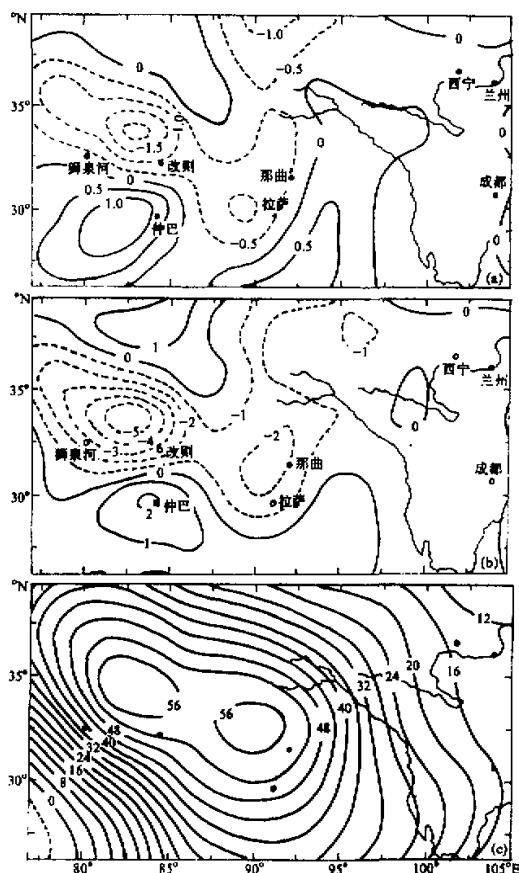


图2 1979年7月月平均18时 ω 场和 χ 场

(a) 200 hPa ω 场(单位: $\times 10^{-2}$ hPa/s), (b) 500 hPa ω 场(单位: $\times 10^{-3}$ hPa/s),
(c) 250 hPa 速度势函数 χ 场(无旋风速度方向从 χ 高值区指向低值区)。

2. 散度场

图3a是1979年7月18时月平均海拔4500 m以上区域、西部(中心为 82.5°E , 33.75°N)和东部(中心为 91.875°E , 31.875°N)的上升中心9点网格区域(西部9点区域有两个格点位于下沉气流区)面积平均散度垂直分布,可看出其分布的特点是:无辐散层处于400—500 hPa之间,400 hPa以上各层均为辐散气流,最强的辐散气流层在150—300 hPa,250 hPa层西部地区可达 $2.7 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,东部地区为 $8.22 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。根据质量守恒整层无辐散的原理推算,500 hPa层以下应有极强的辐合气流才能维持上面的辐散气流,表1是推算的3种区域和5个测站(均位于上升气

流区域)的地面至 500 hPa 层平均散度和 500 hPa 层散度值。从表中可知整个高原主体地区平均以及高原西部地区 500 hPa 层以下的辐合气流强度均达到 10^{-5} s^{-1} 的量级, 其中西部地区达到 $-3.32 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。由于 500 hPa 层辐合气流相对较弱, 所以地表面附近的辐合气流还要强得多。这么强烈的辐合气流的存在, 说明高原夏季近地面层是个极强的低压区域。高原东部地区地面附近的平均辐合气流为 $-0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 虽比

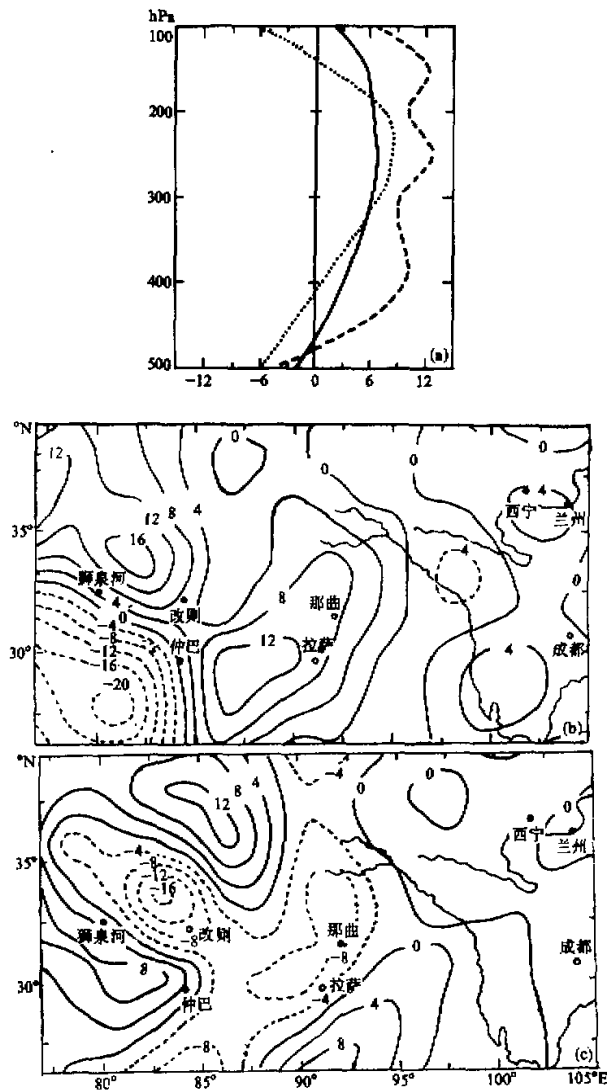


图3 1979年7月月平均18时散度场(单位: $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)

(a) 4500 m 以上区域(实线), 西部9点区域(虚线)、东部9点区域(点线)
面积平均垂直分布曲线, (b) 200 hPa D 场, (c) 500 hPa D 场。

西部地区弱，但还是比较强的。东部地区无辐散层大约在 400 hPa，比西部地区高，说明东部地区对流系统是比较深厚的。

表 1

区域或测站	4500 m 以上区域	西部九点 网格区域	东部九点 网格区域	狮泉河	改则	双湖	那曲	拉萨
地面至 500hPa 平均散度 $\times 10^{-5} s^{-1}$	-1.63	-3.32	-0.80	-3.40	-2.23	-1.57	-1.31	-0.40
500 hPa 散度 $\times 10^{-5} s^{-1}$	-0.25	-0.50	-0.60	0.21	-0.94	-0.21	-0.80	-0.49

图 3b, c 为 1979 年 7 月 18 时月平均 200 hPa 和 500 hPa 的散度场。和 ω 场对照，可看出夏季青藏高原的环流场非常类似巨大的对流系统(如台风)的环流场，它的上升中心和下沉气流轴是铅直的，在上升气流区域对应着下层辐合和上层辐散，下沉气流区域对应着上层辐合下层辐散，并且高原上的对流上升区域是由东西两个上升中心组成的带状区域。虽然高原的环流场很像存在着两个尺度为几百公里的深厚的中尺度对流系统，但从卫星云图的分析可知，夏季高原盛行的是尺度更小的积云对流系统，这些积云对流系统活动很频繁，它们所产生的平均效应形成了大面积的上升气流中心和高原周围的下沉气流。

3. 涡度场

从 1979 年 7 月 18 时 500 hPa 的涡度场(图略)分布，可看出高原上出现东西两个正涡度区，对应于两个上升气流辐合中心，强度为 $0.2 - 0.3 \times 10^{-5} s^{-2}$ 。由于夏季青藏高原最强的辐合气流在近地面层，所以高原地面层应有很强的正涡度环流存在。夏季青藏高原的中高层均为稳定的高压带控制，对应地在中高层也为宽广的负涡度带(图略)。

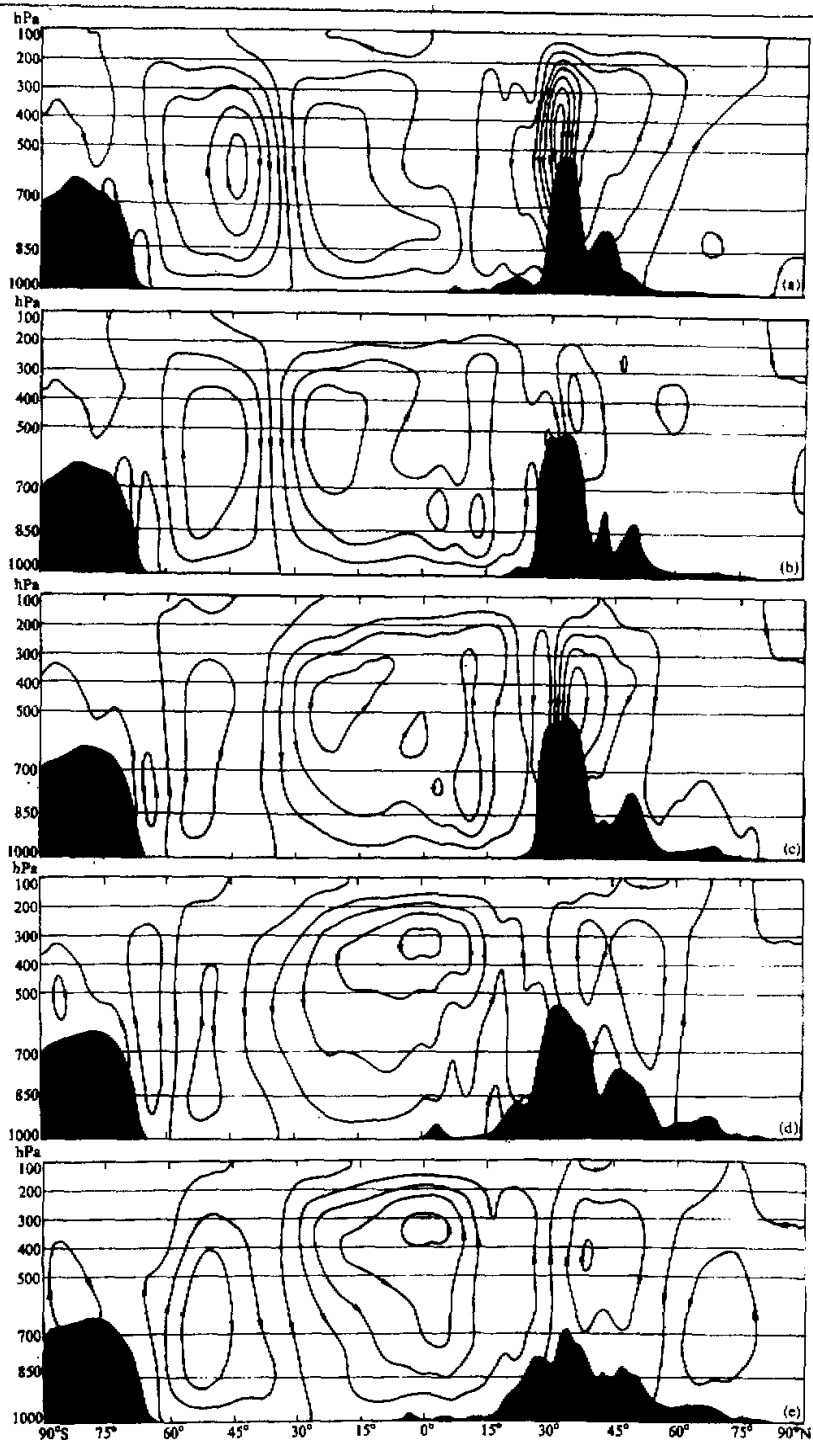
三、夏季高原大型垂直环流场

1. 经圈剖面上的流函数场

1) 流函数场分析

图 4a-c 是 1979 年 7 月平均的青藏高原地区五个经圈剖面的流函数场，边界条件取流函数 $\psi = 0$ ，从图上分析可看出：

(1) 跨赤道的季风环流在各个经度剖面上均出现，下沉区一般在 $15^\circ S$ 至 $20^\circ S$ 以南，最远可达南半球 $35^\circ S$ 以南。在赤道以南的下沉气流主要来自高原与 $15^\circ N$ 之间，从高原上上升的气流仅在对流层上部(200 hPa 左右)跨过赤道。高原主体地区的上升气流对 $84^\circ E$ 至 $86^\circ E$ 和 $97.5^\circ E$ 至 $103^\circ E$ 经度带的跨赤道季风环流贡献较大，在高原西部所处的经度带上，季风环流中有赤道附近上升气流的成分，尤其是 $80^\circ E$ 以西，以赤道附近上升气流为主，高原主体地区的上升气流则多在高原南侧下沉； $90^\circ E$ 至 $97.5^\circ E$ 经度带上季风环流上升支中的主要气流产生于孟加拉湾东部区域，是由这一带



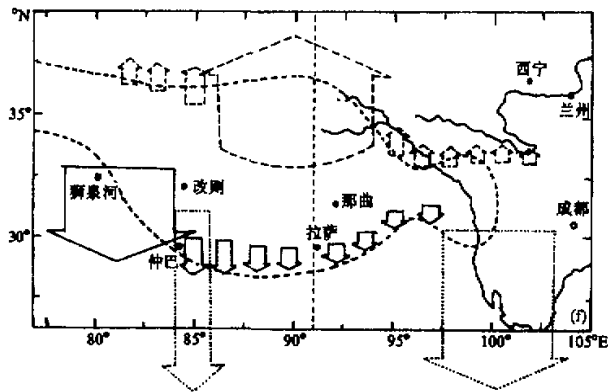


图4 1979年7月月平均18时经圈剖面流函数场

(a) 80.65°E, (b) 86.250°E, (c) 90.000°E, (d) 97.500°E, (e) 103.125°E,
(f) 1979年7月月平均流场青藏高原3个主要经圈环流圈所处经度位置示意图

强烈的凝结潜热释放造成的; 100°E至105°E的季风环流上升支包含较强的位于泰国至马来西亚海洋上的上升气流. 在Jaeger^[15]给出的多年平均(1965年以前)7月全球降水分布图上, 在南半球20°—30°S, 70°—110°E地区是降水低值区, 与我们计算的南半球下沉气流区基本对应, 而高原主体上体气流区是降水高值区.

(2) 夏季青藏高原南侧的下沉闭合经圈环流很明显, 下沉气流紧贴高原南侧. 它在高原90°E以西强度很大, 尤其在76°E至84°E之间相当强. 在汤懋苍等^[16]的1961—1970年10年平均7月降水分布图上对应这个地区是一个降水低值的横槽, 在Jaeger^[15]的图上也是如此; 86°E以东这个小的下沉环流比较弱, 到99°E以东, 下沉气流位置略有南移, 不再紧贴高原南侧下沉, 而是在20°N附近下沉.

(3) 高原北侧小的下沉环流圈84°E以西较弱, 86°E至94°E经度带上较强, 最强位于90°E, 向东至105°E均存在. 这个下沉闭合环流应是造成高原北侧区域干旱气候的主要原因. 下沉气流较强的地区位于塔克拉玛干沙漠的东部, 对其西部影响较小, 似乎不太合理, 可能与我们计算所取的时段较短有关. 和降水分布比较, 与Jaeger^[15]的图对应还是较好的, 最小的降水中心(≤ 25 mm)位于40°N, 90°—100°E地区, 而75°—85°E地区降水要多些(25—50 mm之间); 对照Geiger^[17]多年平均年降水分布图, 70°—80°E, 40°N地区也比其东部(80°—100°E)年降水量要多; 但《中国气候图集》^[18]1951—1960年10年统计降水分布图和汤懋苍的图^[16]上整个塔克拉玛干沙漠地区降水均很少, 不存在东西部的差别, 可能文献[16]和[18]的结果比较可靠, 因为它们所用的资料比较多, 当然对这个问题的研究还需要进一步深入.

上述各环流圈主要的经度大致位置示意图见图4f. 此图为平面图, 图中虚线为4500 m地形等高线; 在高原南侧下沉的小环流圈所处的经度位置用实线箭头表示, 在高原北侧下沉的小环流圈所处的经度位置用虚线箭头表示. 这两种箭头中大箭头表示其所处的经度带上环流圈的强度大, 是对应的环流圈主要出现的经度带; 小箭头表示其

所处的经度带上环流圈的强度弱,影响小.总线箭头表示在其所处的经度带上,高原及其东侧上升的气流对跨赤道的季风环流贡献较大.

2) 和过去工作的比较

以前的工作^[6,8-11]所给出的剖面图大都是一个经度带的平均或是某个经圈剖面,没有细致分析经圈环流在不同经度上的变化情况.现将本文与以前工作中给出的相近经度的经圈环流剖面图进行比较.

首先,陈秋士等^[8]的 75°E 至 100°E 平均的经圈环流图上,季风环流主要在北半球下沉,没有很强的跨赤道气流;罗四维等^[11]的 90°E 图中也是 $0-10^{\circ}\text{N}$ 之间是主要下沉区,南半球 Hadley 环流不强,下沉也较弱.在我们的工作中, 90°E 剖面的季风环流与较强的南半球 Hadley 环流汇合在一起,大大加强了 30°S 左右的下沉气流, $0-10^{\circ}\text{N}$ 的下沉气流不及 30°S 的一半.同时在我们的图中,高原南部海洋潜热源造成的热力直接环流较强且深厚,在低空 700 hPa 层以下存在一个中心,罗四维等^[11]的图上这个区域的热力环流垂直厚度较小,中心在高空 350 hPa 左右.

对于高原两侧的小环流圈,陈秋士等^[8]的高原北侧的闭合小环流圈不清楚,南侧没有紧贴高原下沉的气流;叶笃正,杨广基等^[9]和罗四维等^[11]的 90°E 剖面图上,高原南侧的小经圈环流要强于北侧.但我们的 90°E 图上高原北侧的小闭合环流强度是各经度剖面上最强的,比南侧的下沉气流要强得多;贺海宴等^[6]没有计算出高原南侧下沉的小环流圈,而我们的 91.875°E 剖面图上存在较弱的高原南侧下沉环流圈,并且北侧的下沉环流强度要强得多.

相对比较,在我们的环流场中高原的热力效应更明显些,这与增加了高原西部的观测有关.

2. 纬圈剖面上的流函数场

夏季青藏高原南南部为东风气流区域,北半部为西风气流区域,两个区域的纬向垂直环流是不同的.图 5 是 1979 年 7 月月平均沿 28.125°N (东风区)、 31.875°N 和 35.625°N (西风区)3 个垂直纬圈剖面流函数场.计算流函数时,上边界条件取 $\psi=0$,东西侧边界(0°E)取周期性边条件,用纬向风的积分值确定边界值,下边界值取其东西侧边界端点上的值并保持不随经度变化,积分采用梯形数值积分.

从图上可看出:

1) 西风气流区域

西风气流经过高原时,由于很强的热力作用和地形阻挡作用,高原上空上升气流很强,最强在 32°N 左右,向北随着地形高度的降低而逐渐减弱,上升气流随着西风气流在高空向东运动,一直流到 180°E 左右才下沉,使高原环流系统和东太平洋产生遥相关关系.在 32°N 至 34°N 纬圈上,高原东部的上升气流向东辐散下沉到高原东侧我国大陆和西太平洋上;在 35°N 至 39°N 纬度带上,存在我国东部大陆上的上升气流下沉到西太平洋地区的环流.

青藏高原西面,由于高原地形的作用和西风带波动上下游效应的影响,在伊拉克南部和伊朗东部为下沉气流控制,造成那里的干旱和沙漠,如处于下沉气流开始处的伊朗的伊斯法罕,6—9 月的月降水量均小于 3 mm ^[19].

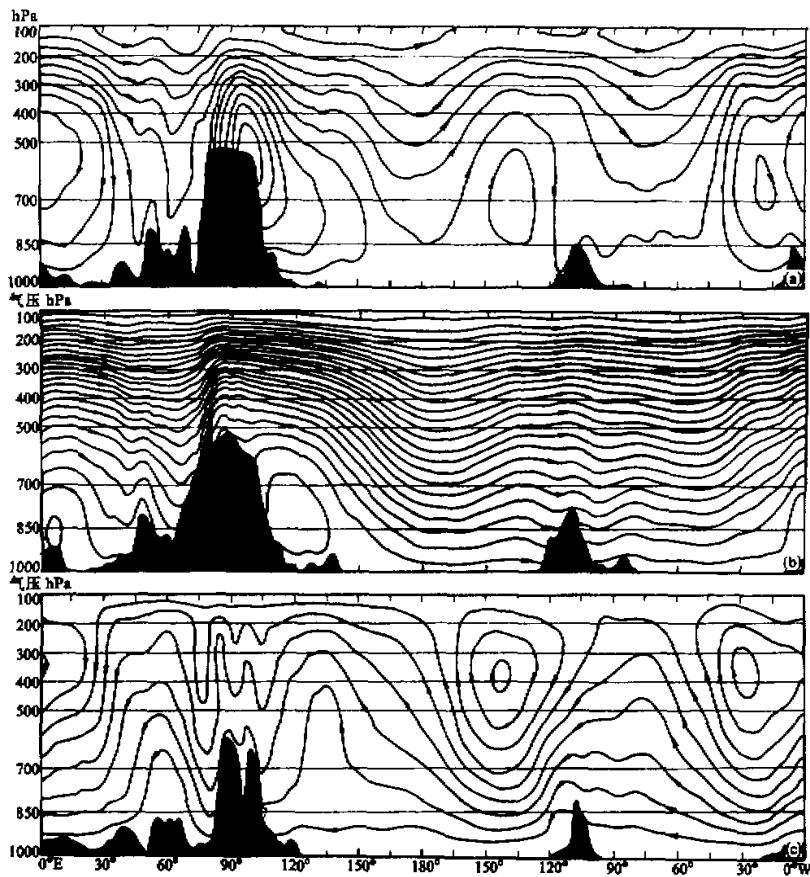


图5 1979年7月月平均18时纬圈剖面流函数场

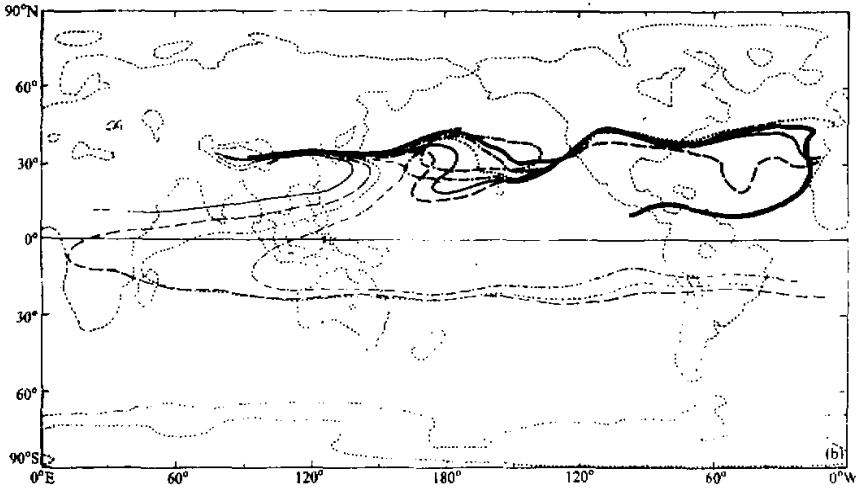
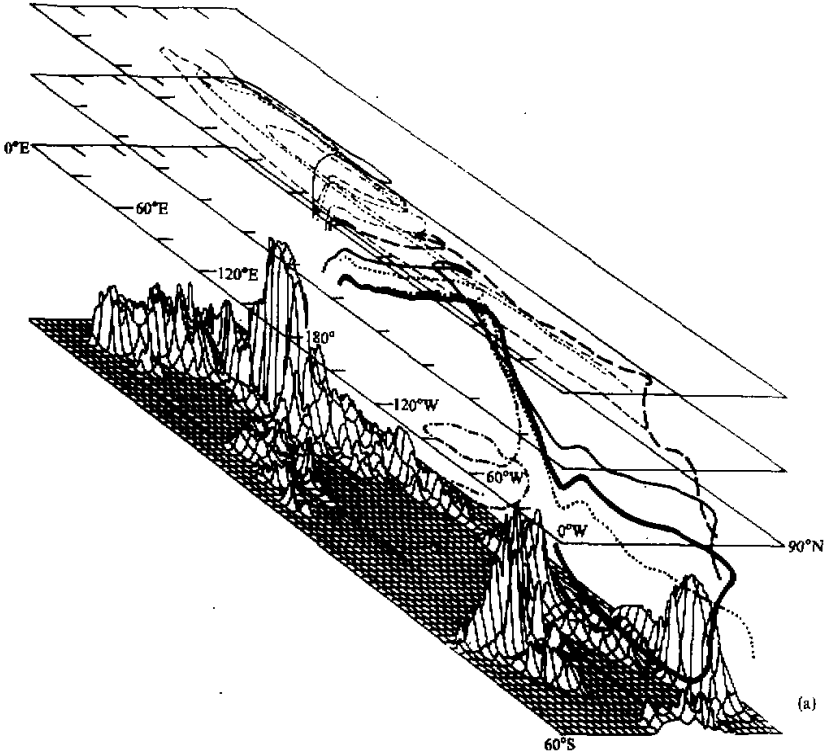
(a) 31.875°N , (b) 35.625°N , 等值线间隔加密一位, (c) 28.125°N

2) 东风气流区域

东风气流在经过青藏高原时产生较强的波动, 过后立即在高原西侧下沉, 随后上升到西亚和北非地区下沉, 造成干旱沙漠地区, 如沙特阿拉伯的麦地那 (24.7°N , 39.7°E) 的6—9月降水量均为 0mm ^[19]。

大洋中有两个下沉气流和上升气流构成的深槽, 140°E 至 170°E 之间出现的上升气流是由于这一区域经常是太平洋副热带高压断裂的区域, 是东风波经常活动的区域, 所以时间平均后为上升气流。

与叶笃正等^[9, 10]的工作比较, 35.625°N 剖面上西风气流区域的结果很相近, 仅是高原上空的上升气流要比叶笃正等^[9]的强, 这是由于当时缺乏详细的高原资料所致; 东风气流区域的环流形势差别较大, 是由于他们的 25°N 图和 20°N 至 30°N 平均图上的气流既有东风分量, 又有西风分量的缘故。



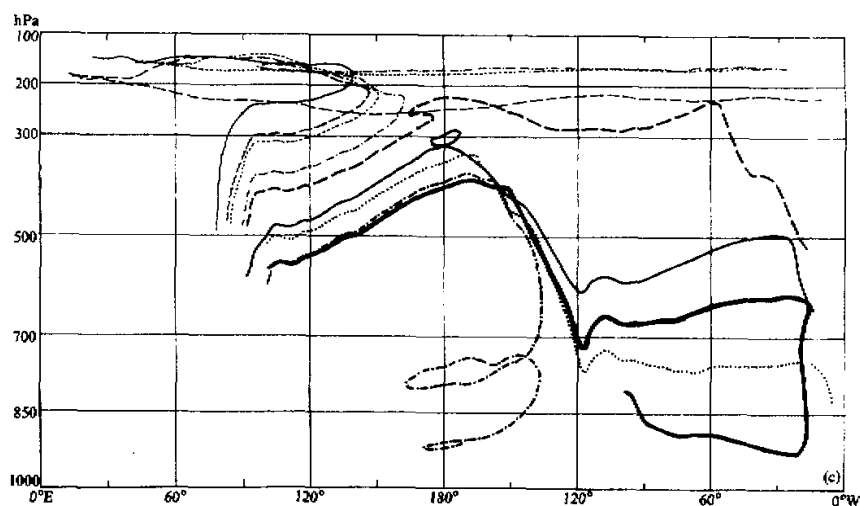


图 6 1979 年 7 月月平均流场轨迹图

(a) 三维立体图(范围: $60^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{N}$), (b) $x-y$ 平面投影图(地形等高线为 50 m, 2750 m, 4500 m), (c) $x-p$ 平面投影图。

3. 垂直剖面速度势函数场

从 1979 年 7 月月平均各个经圈垂直剖面的速度势函数 χ 场(图略)可看出, 在高原西部地区有较强的北风存在, 400—500 hPa 层较强; 77°E 风速较大, 向东渐弱, 在 92°E 以东反向, 变为南风; 南风向东逐渐增大, 在 105°E 达到最强。这表明高原低空存在强大的气旋性流场。另外在高原西部的经度带上, 北半球中高纬地区为南风, 南半球低纬 30°S 左右是个辐合中心, 南半球高纬度地区围绕南极大陆也是较强的北风; 这些在高原东部的经度带上均较弱, 表明高原西部较高的地形对它所在的经度带上南北半球的环流均有影响。

从纬圈垂直剖面的 χ 场(图略)看, 高原东侧我国东部大陆有一上升向东流去的气流到西太平洋, 最强在 $30^{\circ} - 32^{\circ}\text{N}$; 同时 30°N 以北, 高原西侧也存在一个向西流去的气流。从 34°N 以北, 上升中心处在高原西部地区, 形成高原上升向东西两个方向流出的气流。这些气流是垂直剖面上的辐散气流, 因此它们从高原地区向外流出的过程中将离开这个纬圈剖面。如果仅考虑科里奥利力的作用, 向东的气流应向东南方的西太平洋低纬地区流去; 向西的气流应折向西北方。

4. 三维空间流场

为了更直观地了解青藏高原地区的流场情况, 我们取 1979 年 7 月月平均风场, 计算了高原地区附近上升的气流轨迹(图 6)。图 6a 为三维空间立体图, 其南北范围为 $60^{\circ}\text{S} - 90^{\circ}\text{N}$, 左端从 0°E 开始, 环球一周, 下垫面地形每 5° 画一根线, 高空 3 个平面分别为 100、300、500 hPa 层高度的平面; 图 6b 和图 6c 分别为气流轨迹的水平面

投影和纬向垂直剖面投影图,共绘制了9条气流轨迹,分别用不同粗细的实线、虚线、点线和点划线区分,在三张图上同一种线型代表同一条气流轨迹。

在图中,发现从高原西部地区上升的气流轨迹和从高原东部及其以东我国大陆上升的气流轨迹完全不同。从高原西部地区上升的气流一般随着高空的反气旋流场折转向西南方,小部分随东风气流在非洲西北部转向东北;大部分气流跨过赤道到南半球,跨赤道的位置从非洲、印度洋地区直至印度尼西亚一带。高原东部和我国大陆上升的气流则一直向东到太平洋中部和东部下沉,构成该地区 and 高原地区的遥相关影响,有部分气流一直流到北大西洋地区才下沉。

四、结 论

下面将本文所揭示的夏季青藏高原月平均环流场的特征总结一下:

(1) 高原主体地区(地形高于4500 m的区域)为整层上升气流区,高原周围边缘为下沉气流区;气流上升中心和下沉中心的轴线是垂直的,500 hPa的上升气流可一直到达150至200 hPa,各层 ω 场分布形势变化很小,中低层垂直速度强,与高原地区多盛行低云活动的现象一致。

(2) 上升气流区域上层为辐散气流下层为辐合气流,无辐散层位于400—500 hPa之间;下沉气流区域对应着上层辐合和下层辐散。高原主体地区近地面层有极强的辐合气流,量级可达 -10^{-5} s^{-1} ,是很强的正涡度热低压环流区。

(3) 夏季青藏高原存在东西两个对流活动上升中心,这在垂直速度,散度和湿度的分布上都非常清楚,西部的中心位于狮泉河和改则之间偏北的地区,东部的位于那曲一带,西部的中心比东部略强。

(4) 跨赤道的季风环流大约在 15°S — 20°S 以南下沉,最远可达 35°S 以南;在赤道以南的下沉气流主要来自高原与 15°N 之间,从高原主体地区上升的气流仅在对流层上部(200 hPa左右)跨过赤道,并且主要在 84°E 至 86°E 和 97.5°E 至 103°E 经度带贡献较大。在其它经度带,高原南方的海洋地区凝结潜热释放造成的上升气流贡献较大。

(5) 在高原南北两侧存在着小区域的局地垂直环流,范围小,强度却较强。南侧下沉气流主要在 76°E 至 84°E 之间较强, 86°E 以东较弱;高原北侧下沉气流最强发生在 90°E , 86°E 至 94° 较强, 80°E 以西较弱。高原上升气流造成的下沉气流区域往往位于干旱地区,与降水分布对应得比较好。

(6) 高原北部的西风带中存在高原上升,向东下沉的纬向环流, 32°N 附近上升气流强,向北随地形高度减低而逐渐减弱;在 32°N 至 34°N ,高原东部的上升气流向东辐散下沉到高原东侧我国大陆和西太平洋上;在 35°N 至 39°N ,存在我国东部大陆上的上升气流下沉到西太平洋地区。与西太平洋地区发生遥相关的区域,在这两个纬度带上是有些不同的。

(7) 从垂直剖面 χ 场分析,高原低空存在着强大的气旋性流场;高原西部较高的地形对它所在的经度带上南北半球的环流均有影响。

(8) 从气流转迹图看,从高原西部地区上升的气流和从高原东部上升的气流轨迹完

全不同, 高原西部上升的气流一般在作反气旋旋转后向西南方向跨过赤道, 跨赤道点从非洲、印度洋地区直至印度尼西亚一带; 高原东部和我国大陆上升的气流一般向东在太平洋地区下沉, 部分气流到北大西洋地区下沉。

文中有关内容的细节可参阅 [20, 21]。本文的下一部分将采用涡度方程诊断分析的方法讨论夏季青藏高原大尺度强大而稳定的环流场的维持机制, 揭示频繁活跃的对流系统活动对背景环流场的影响, 并与热带强对流活动区域的状况进行比较。

致谢: 感谢樊云提供的详细完整的青藏高原资料以及他和朱福康先生对我们的支持和帮助。

附录 ω 的计算方法

对于 ω 值, 我们用下面的方法计算, 并将逐日 ω 值平均后得到月平均值。

首先, 采用经过青藏高原气象科学实验观测资料订正过的欧洲中心 FGGE-III b 资料^[17] (简称为订正资料), 积分连续方程, 并用欧洲中心 FGGE-III b 同时期 ω 场的 100 hPa 和 700 hPa 作为上下边界条件, 对积分出来的 ω 值进行订正, 订正公式为^[22]

$$\omega'_k = \omega_k - \frac{k(k+1)}{N(N+1)} (\omega_N - \omega_T)$$

其中 ω'_k 为修正后的第 k 层 ω 值, ω_k 为修正前的值, N 为总层数, ω_N 为 100 hPa 层未订正的垂直速度, ω_T 应为准确的 100 hPa 垂直速度值。由于 100 hPa 层 ω 值很小, 比 ω_N 小一、二个量级, 一般计算时常取 $\omega_T = 0$ 。本文取 ω_T 为欧洲中心 FGGE-III b 的资料值 (并注意到这个资料的 100 hPa ω 值也是比较小的) 是认为这样将比 ω_T 取零时结果更精确、更符合实际情况。积分连续方程的下边界条件采用欧洲中心 FGGE-III b 资料的 700 hPa ω 值是出于这样的考虑: 欧洲中心 FGGE-III b 资料中的 ω 场是通过积分连续方程得到的, 所以, 用此资料的水平风场资料从 700 hPa ω 场向上积分应能得到欧洲中心 FGGE-III b 资料的 ω 场, 若改用通过青藏高原气象科学实验实际观测资料订正过的欧洲中心 FGGE-III b 水平风场资料同样进行这种积分, 则得到的 ω 场也将包含高原实际观测资料的影响, 比较符合高原实际情况。

计算的结果表明, 上述方法计算的 ω 已比较符合实际情况。

为了进一步提高精度, 减少误差, 我们又进行了下面的修正。

首先利用青藏高原气象科学实验测站观测资料通过公式

$$w_\theta = u_\theta \frac{\partial h}{\partial x} + v_\theta \frac{\partial h}{\partial y},$$

得到测站地面垂直速度 w_θ , 地形高度 h 取自欧洲中心 1.875×1.875 网格点地形资料, 然后从测站观测的地面湿度和地面气压通过静力平衡关系得到 w_θ ; 积分连续方程, 得到测站上空各层的 ω 值; 计算所用的测站上空各层的散度值将订正资料^[17] 网格点上的散度值线性内插到测站上, 地面至 500 hPa 层的散度值是利用整层无辐散原理从 500 hPa—100 hPa 层散度推算出来的, 然后将欧洲中心 FGGE-III b 资料 100 hPa ω 场的内插值和 w_θ 作为上下边界条件利用 O'Brien^[22] 的订正公式对测站各层 ω 值进行修正。

最后将计算出来的测站 ω 值利用 Cressman^[23] 的订正公式对先前计算得到的网格点 ω 场进行订正处理, 得到最终的比较精确的 ω 场。

参 考 文 献

- [1] 叶笃正、罗四维、朱抱真, 1957, 青藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡, 气象学报, 28, 2期, 108—121.
- [2] 叶笃正、高由禧等编, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社, 213.
- [3] Flohn, H., 1957, Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands, *Atmos. Sci. Paper*, No. 130, 1968, Colorado State Univ. Ft. Collins.
- [4] Nitta, T., 1983, Observational study of heat sources over the eastern Tibetan Plateau during the summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 590—605.
- [5] Luo, H. and Yanai, M., 1983, The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979 Part 1. Precipitation and kinematic analyses, *Mon. Wea. Rev.*, 111, 922—944.
- [6] He, Haiyan, Mcginnis, John W., Song Zhengshan and Yanai, Michio, 1987, Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1966—1995.
- [7] 樊云, 1985, 北京气象学院论文集——校庆卅周年论文专集, 101—110.
- [8] 陈秋士等, 1964, 1958年7月亚洲东南部西南季风区和太平洋信风区平均流场和平均经圈环流, 气象学报, 34, 51—61.
- [9] 叶笃正、杨广基、王兴东, 1979, 东亚和太平洋上空平均垂直环流(一)夏季, 大气科学, 3, 1期, 1—11.
- [10] 叶笃正、杨广基, 1981, 北半球夏季中低纬地区的平均垂直环流与大气中冷热源分布的关系, 气象学报, 39, 1期, 28—35.
- [11] 罗四维、吕世华、孙莉叶, 1984, 海陆分布及高原对1, 7月平均经圈环流及其季节变化的影响, 高原气象, 3, 4期, 1—13.
- [12] 宋正山、朱抱真、孙国武, 1984, 青藏高原气象科学实验文集(二), 科学出版社, 253—261.
- [13] 中国科学院大气物理所二室模拟组, 夏季青藏高原流场三维结构的模拟实验, 大气科学, 1977年, 247—255.
- [14] 青海省气象科学研究所, 1986, 青藏高原云图, 科学出版社, 中国北京, 学术出版社, 美国佛罗里达奥兰多.
- [15] Jaeger, Lutz, 1983, *Variations in the Global Water Budget*, D., Reidel Publishing Company, 129—140.
- [16] 叶笃正、高由禧等编, 1979, 青藏高原气象学, 科学出版社, 52.
- [17] Geiger, R., 1965, *Worldmaps 1:30 M: The earth's atmosphere* Nr. 5, Mean annual precipitation, Darmstadt: Justus Perthes.
- [18] 中央气象局, 1966, 中国气候图集, 地图出版社, 101—147.
- [19] 仓崎厚等, 1964, アジアの气候, 古今书院, 选自《世界自然地理》, 上册, 1980年, 吉林师大, 上海师大, 北京师大, 河北师大编, 人民教育出版社, 74—75.
- [20] 杨伟愚, 1988, 夏季青藏高原热力场和环流场的诊断分析, 博士论文, 中国科学院大气物理所.
- [21] 杨伟愚、叶笃正、吴国雄, 1990, 夏季青藏高原气象学若干问题的研究, 中国科学, B辑, 10期, 1100—1111.
- [22] Obrien, J. J., 1970, (见丁德刚) 1985, 大气中垂直速度计算, 气象出版社, 10—15.
- [23] Cressman, G. P., 1959, An operational objective analysis system, *Mon. Wea. Rev.*, 87, 367—374.

The Influence of the Tibetan Plateau on the Thermal and Circulation Fields over East Asia in summer II: Main Features of the Local Circulation Fields and the Large-scale Vertical Circulation Fields

Yang Weiyu, Ye Duzheng and Wu Guoxiong

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080*)

Abstract

Based on the monthly averaged fields in July 1979 of the Revised ECMWF FGGE Level III b data which has been corrected by the Tibetan Plateau Meteorology Experiments data, the vertical velocity fields, the divergence fields, the stream function fields on the vertical sections and the ascending air trajectories etc. are analysed and the major features of the circulation fields on the Tibetan Plateau, the distributions of the vertical circulation fields on the different meridian and zonal sections crossing the plateau are showed.

There is a strong and stable anticyclone high belt at the upper air, accompanying ascending air filled the entire troposphere on the main part of the Tibetan Plateau. Moreover, we discovered yet that there are two convective activity ascending centers on the plateau. One is situated in the area of the Shiquanhe and Gaize, the other is situated Naqu region.

The longitudinal positions of three prime meridian circulation cells, i.e. two smaller circulation cells which descend at the south and north sides of the plateau and the cross-equatorial monsoon circulation cells, and the main latitudinal positions of the teleconnection between the Tibetan Plateau and the western Pacific are presented. We found that only some of cross-equatorial monsoon descending currents are come from the Tibetan Plateau which cross the equator only at the upper levels of troposphere (about 200 hPa), and most of the currents are ascend on the ocean south of the plateau.

The 3-D trajectory figure shows that the current upward from western and eastern part of the Tibetan Plateau are very difference. The former in general crosses the equator with the positions from Africa to Indonesia. The latter shows that the eastern Tibetan Plateau and the China continent have direct circulations circles with the eastern Pacific and the northern Atlantic, so that there are some teleconnection phenomenons between them.

Key words: Vertical velocity; Divergence; Convective ascending center; Meridional circulation; Zonal circulation.