

青藏高原及其紧邻地区夏季环流的若干特征

叶笃正 高由禧 陈 乾

解放前,青藏高原的气象学基本上是个谜,解放以后由于党对气象事业的关怀,青藏高原地区和全国各地一样,气象事业有了很大的发展。五十年代末期“青藏高原气象学”一书总结了解放后头十年的成果。六十年代以后尤其是文化大革命以来,我国广大气象工作者对于这个世界屋脊——青藏大高原上的气象、气候研究取得了不少可喜的成果,材料很多,涉及的范围很广。本文现仅就青藏高原上夏季环流的某些特征,对我国广大气象工作者的工作作一些综合的概括。

一、引言

青藏高原夏季除机械动力作用外,主要是个巨大热源^[1]。复杂的青藏高原的地形特征一方面决定了它对外来的天气系统有特殊的影响,另一方面也决定了青藏高原及其邻近地区大型环流有着某些基本特征,首先高原上的大气几乎整个对流层都是位势不稳定的,同四周比高原的对流层也是高温高湿区,在它的对流层上部和平流层下部是个巨大的高压——青藏高压,接近高原顶部的近地面层总体来说是热低压。配合着这种大形势,有它的垂直环流结构。在这种总形势下,高原上的破碎地形使得各种系统有着比较一定的地理分布。这些系统有不少仅是行星边界层内的现象,它们和对流层中上层的系统在一定程度上是相互独立的^[2],然而上下配合得合适时,低层系统可以发展,也可以移出高原对下游地区引起严重天气。高原本身制造着各种系统,又有外来系统。外来系统经过高原的动力作用和热力作用加入了高原的特色。外来的和本地生成的系统又有相互作用,这使得高原上的天气系统比较复杂。本文将着重讨论与高原加热作用和高原特殊地形有比较直接关系的环流结构以及平均环流状态的维持等问题进行讨论。

二、对流层中上部及平流层下部环流

夏季青藏高原及其邻近地区对流层上部和平流层下部环流最大特点就是青藏高压和伴随着它的东西风急流。关于它们国内外^[3-6]近年来有不少的论述,图1是从定日通过拉萨、成都等地到上海的平均(1960—1969年)温、压距平剖面^[7]。(所谓平均是定日到上海十个站的平均)。总的来说,高原的对流层是个高温区。但中心有两个,一个在拉萨附近

1977年2月26日收到

的上空,最大距平出现在近地面(600 毫巴),300 毫巴上有个次高中心,另一个正温度距平中心在成都上空的 300—100 毫巴,这个正距平要比同高度的拉萨正距平大得多。这是很有意思的现象,近地面的温度正距平显然是高原加热的结果,而对流层上部的正距平最大可能是对流凝结潜热的作用。川西对流层上部的最大高温区正对应着全国著名的降雨区^[7]。对应着两个对流层上部的高温中心是两个高度正距平中心,在拉萨附近的正中心高度在 150 毫巴,在成都附近的正中心在 100 毫巴以上,后者比前者高。二者都处于正温度距平中心之上。可以看出,高原腹地上空和四川上空是两个青藏高原高压中心经常出现的地区,所以对流层上部平均等压面图上,也有两个高压中心。对于四川上空的高压中心地都气象台^[8]最近有过研究。

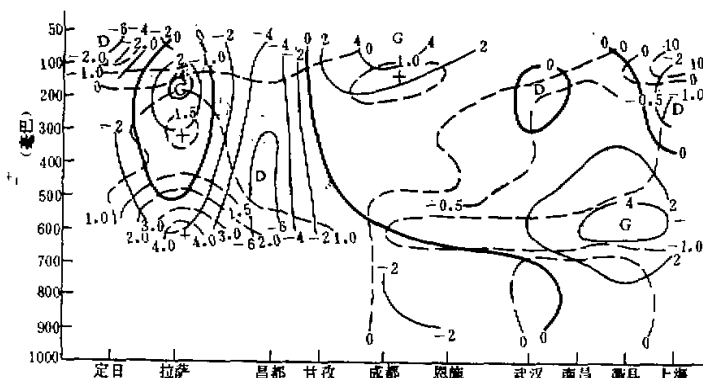


图1 自定日经拉萨、昌都等地到上海的七月平均(1960—1969)
等压面高度(实线)和温度距平剖面^[9](虚线)

青藏高压虽然是对流层上空巨大的稳定的系统,但并非不活动的。它的移动影响着我国东部雨区的分布^[5,6]。当它的中心处于 100°E 以西时,称西部型,这时长江中、下游多雨,川东、贵州也多雨,川西少雨^[6]。当它的中心处于 100°E 以东时,称东部型。这时长江中下游、川东和贵州都少雨,而川西则多雨^[6]。从西部型变为东部型,往往是副热带对流层上空流型调整的结果。这时在 100 毫巴上 $70^{\circ}\text{—}90^{\circ}\text{E}$ 被大槽所盘据。根据模拟试验以及实况分析^[9],这个大槽一般不是从西移来的,而是在高原上强烈发展而生成的。已经东移离开高原的高压一般不再回返高原,而是出海之后减弱。在 100 毫巴上沿海到日本一带的高压脊就是通过一次次从高原东移的高压补充维持的。当 $70\text{—}90^{\circ}\text{E}$ 的大槽移出高原后,高原上再新生一高压中心,恢复西部型^[9]。

当高原对流层上部有高压盘踞时,对流层中层(为 500 毫巴)常有低压槽活动,造成降水过程。但也有时 500 毫巴有大型高压从西面移上高原,上下层高压中心近乎垂直,这时高原上则天晴无云。总之青藏高压的下方 500 毫巴上天气系统演变不简;则带来的天气大不一样。

至于青藏高压的成因有过不少讨论。青藏高原处于副热带,在全球行星环流系统中,这里本应处于副热带高压带之中,再由于夏季青藏高原的加热作用,使得青藏高原上空成一个闭合高压。它和一般副热带高压不同之点,在于它的空间位置高(150 毫巴最强),主

体之下为一热低,气流是上升的,而洋面上副热带高压的最强中心在500毫巴左右,主体下空仍为高压,气流是下沉的。在东亚对流层顶附近的东风急流之所以在北半球为最强是和青藏高原分不开的。

三、高原及其紧邻地区的低层环流

高原及其紧邻地区的高空环流虽然比较简单,以青藏高原为主,其南侧为东风急流,而在低空环流则是多样的。图2是七月700毫巴平均图^[10],是将780—650毫巴间的场面

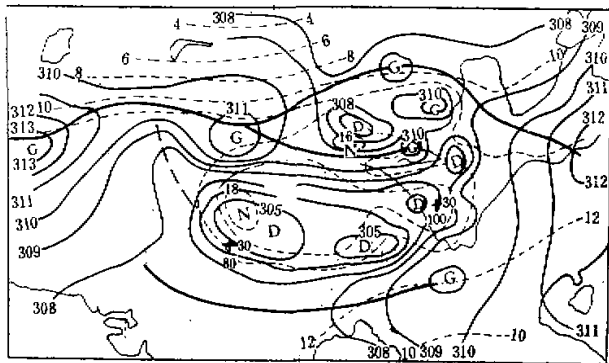


图2 700毫巴7月平均图^[10]

气压订正到700毫巴上得到的,订正的方法见^[11]。由图2可以看到在高原主体上是热低压,然而热低压并非是完整的一个,有两个主要的中心。一个在藏西南,也就是羌塘热低压,另一个位于高原东南侧雅布河谷地区。另外还有三个较小的中心,一个在武都附近,另一个则在巴塘附近,还有一个在柴达木盆地,此外黑河附近也是出现低压的地方。在高原热低压之南为一狭长的高压带,在七月600毫巴平均图上(图略)这个狭长的高压带就更为明显,同时也更靠近高原。到500毫巴它的迹像仍可看出,但已北移到高原南缘,这可由5000米上的平均流线(图3)^[12,13]看出。可见这个高压带越高越向高原内部倾斜。它把印度的季风低压和高原上的热低压分成两个独立的系统,在这个热低压之间还存在着一股比较强烈的下沉气流(参看六)。夏季的西南季风是和印度季风低压相联系的,而高原上的风系是和高原热低压相联系的。可见一般所称的西南季风和高原夏季风不应看成同一种气流^[11],不过从图3来看,这两股夏季风在500上已经在高原东南部相合了。当然有时这两个低压之间的高压带被破坏,南亚的西南季风可以直上高原,而

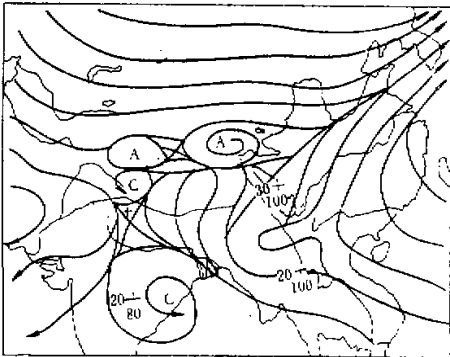


图3 5000米7月平均流线图^[12,13]

与高原夏季风合成一股气流,这往往造成高原上空及其东侧的大降水过程。

热低压的北面即高原北侧,也是个高压带^[10,13]。在这个高压带上,南疆高压是比较大的中心,这个高压比较深厚,在500毫巴上仍有反应(参看图3)。甘肃河西地区和祁连山区至兰州一带也是小高压,这些小高压在700毫巴上最明显,它们可以随西风带东移出去,出去之后和西伸的西太平洋副高之间形成切变线,成为我国夏季一种主要降水系统。夏季青海东南部鄂拉山积石山区一带低层的高压也属于高原北侧高压带中,高原北侧的高压带实际上是行星西风带与高原夏季风之间的分界线^[14]。这条高压带到500毫巴平均图上仍有残余,表现为在塔里木盆地和柴达木盆地南缘分别有小高压(参看图3)。和700毫巴平均图(图2)相比,这条高压带向南移4—6个纬距,上了高原,也就是行星西风带向南扩张了。

从图3我们还可以看到在东半部的高原上有一条东西走向的切变线^[12,13],它的南方是高原上的西南风,它的北面是由柴达木盆地南缘小高压中吹出的东北或东风。这条切变线是高原东半部低空的一个经常存在的系统。从前面的讨论推测,这条切变线可能是高原南北两侧的高压带随着高度相向向高原上发展相遇的结果。沿着这条切变线常有低涡发生发展,带来降水天气。由于高原上的暖湿中心位于高原的南部,故该切变线多数场合有南暖北冷的弱斜压性,同时也南湿北干,其轴线向北倾。在卫星云图上,沿切变线为一条积云带,一般清晨云色灰暗,傍晚形成一系列中尺度50—300公里的积云团,色调白亮。当有较强的西风槽过高原北部东移时,这条切变线往往作南北摆动,其热力结构、垂直环流、天气都有明显变化,一般当锋区侵入切变线北侧时,降水天气往往发展。

此外在高原北部边界层内还常有较小的南北走向的切变线在特定的地区自西向东移动。在消去了日变化的三小时变压场上,在切变线的两侧有一对正负变压中心,并与地面低压槽和风的辐合线大致配合,在一脊(高原西部)一槽(河套一带)型的西北气流下,小切变多数生成于河西和柴达木盆地的西部,消失于陇东、陕西。午后这类小切变由于大气层结不稳定,可能演变成雹线。在云图上表现为在蒙古的涡旋云系中,移出的卷云带南端复盖到祁连山地形积云团上促使积云团发展东移出高原,或者青海南部地形积云组织成云带或云团经甘南东移,造成甘肃中部和东部较强的对流天气。在一槽一脊的西南气流下,小切变多生于新疆西部,消失于甘肃东部。在云图上表现为在高原东部有一条西南—东北走向的云带维持着水汽的供应。此时高原北部的小切变往往与500毫巴短波槽相对应,表现成逗点状云系自新疆经高原北部东移。如果高原中部有低涡东移时,则能看到高原有云团东北上与之结合并入高原东部云带中,这时往往出现强降水。

比较图2、图3,可以看出700毫巴上的一些系统在500毫巴上已经消失,一些强度已大为减弱,到400毫巴(图略)它们也没有了。考虑到高原本身的高度,这些系统不少是边界层系统。

综上所述,可以看出青藏高原上空环流的基本特征是,在对流层的中下部一个东西长南北窄的椭圆体形状的大热低压罩盖高原,越向上南北越窄,它的顶部在高原西半部,比500毫巴稍高一点。在东部热低压的顶上成一条切变线。这个大低压并非是单一的环流系统,经常有两个以上的中心,还有低涡、切变线、小对流系统等,大热低压的南北两侧为狭长的高压带,二者的轴线都是越高越向高原内部倾斜,最后二者在400毫巴和500毫巴之间合并成一条大高压带,它的强度和范围越高越大,到150毫巴也最强(在四川上空的

中心在100毫巴以上最强)。

四、低涡及对流活动

夏季高原上大气层结构经常处于强烈的位势不稳定状态。加之高原上有许多山峰,每个山峰都类似热带海洋上一个“热岛”,而海洋上的“热岛”是对流的源地^[14]。再加上切变线的活动,就更使得高原在夏季成为强烈对流活动区域。只有当高原上空上下层都为高压控制时,高原上才天晴无云。根据卫星观测,高原腹地对流云占总云量的80%以上^[15]。以托托河(34°13'N, 92°26'E)为例^[15],该地夏季Cb云占总云量82%以上,14—20时占92%以上,20时几乎100%皆为对流云。7月平均有15天的雷暴,最多时可达23天。1966至1975年的七月出现195个雨日,阵雨占98%,这说明高原上对流活动的旺盛。

高原上这种对流活动,在适宜的条件下,可以组织起来发展成较大的对流性系统——低涡云团,反过来由于某种原因产生的低涡也可以引起对流活动。在夏季的高原上,低涡就成为一种重要的中尺度或中间尺度系统。

前面已经指出,高原上的低空系统多数生存于边界层内,由于某种动力原因和特殊的地形条件,它们多数发生于特殊地区,有些基本上是常定的或者是半常定的,和高空系统有一定的相对独立性。然而当它受到上空气旋性环流的诱导时,这种边界层内地方性低涡可以发展成为一个具有活力的中尺度或中间尺度的天气系统,并可移出它的发源地。如柴达木盆地在夏季就有一个准常定低涡(图2),适宜的高空系统可促使它发展并移出柴达木。

高原东半部的切变线自然是低涡生成的源地。当500毫巴上副高在我国大陆东部稳定,苏联38区东部至我国新疆为一冷槽,此槽前不断分裂小槽经青海北部东移,在切变线上即可诱生低涡。另外前面提过的高原北部出现的小切变也是中尺度低涡的发生场所。

夏季高原上低涡的一种发展有以下这样的顺序^[2]:当高原西南部地气温差迅速增大时,中亚低槽东移以及印度低压北上,这时有一云带或云团自印度伸上高原西部,它和新疆西部低槽云系与高原南部切变线云系相会于羌塘低压附近,使羌塘低压得到发展。羌塘低压的发展促使高原中部400—500毫巴西南风加强,随后在黑河地区诱生低涡,也使柴达木低涡生成或加强。一般羌塘低压出现或加强后18小时内柴达木低涡生成,12—30小时后黑河低涡生成。

近年来关于高原低涡结构的研究表明,即使从主要性质来说,(暖性低涡还是冷性低涡)意见还不一致。50年代多强调冷空气的入侵对高原低涡发展的作用,显然这是把它看成相同于温带气旋。近年来资料逐渐丰富之后,发现不少的低涡中心是暖的,它的发展明显地不靠冷空气,而能量是由凝结潜热供给的^[2,16]。不过有些涡并非整层都是暖中心,而是上暖下冷的形式^[17]。看来高原上是有不少的低涡发展主要是靠潜热。在卫星云图上有螺旋状积云带向低涡中心辐合,低涡前方有辐散状卷云,其结构有些相似于热带气旋,1972年6月28日到29日高原上空的涡旋就是一例(图4)^[18]。一般说来,这些依赖潜热供应能量的低涡是前期的事,当低涡离高原之后,如受西风带扰动影响,就要有锋区侵入或变成冷心的了。

关于高原低涡发展的条件,拉萨气象台^[19]曾以螺旋状辐合积云带的出现与消失为低

涡发展预报的一个标志,成都中心气象台^[20]则以高空是否有辐散的卷云系出现于低涡附近为标志,有则发展。

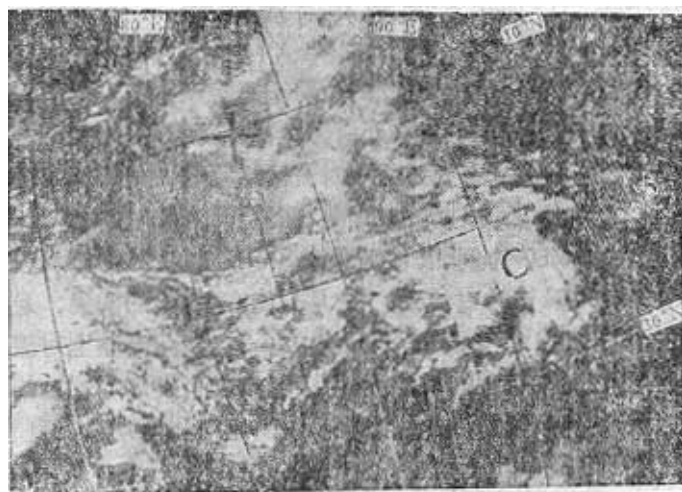


图4 1972年6月28日上午卫星云图^[18],C为低涡云系

盛夏低涡虽然可以在高原很广泛的地区出现,不过有几个比较集中的地区,从兰州中心气象台^[12]和银川气象台^[21]绘出的500毫巴低涡活动频数分布图可以看出,从 90°E 以东沿图3的切变线上是一个比较集中的地区,另外柴达木盆地出现也较多,这是500毫巴的低涡,不过高原上很多低涡到达不了500毫巴,成都中心气象台和云南大学气象专业^[22]曾研究西南涡的涡源和它的形成问题,得出三个地区容易生涡,一个是黑河一带,这是和兰州、银川台的结果一致的,第二个是九龙、巴塘一带,第三个是四川盆地。有意思的是九龙巴塘一带的涡其云团并不源于当地,而是源于“雅-布”河谷(即布拉马普特拉河进入我国与雅鲁藏布江相联接的地方, $26-28^{\circ}\text{N}$, $94-98^{\circ}\text{E}$)也就是图2上高原东南侧的那个低压中心附近。在这里出现云团,再有适当的流场之后24小时,在九龙、巴塘一带即出现低涡。

五、日变化

高原上的许多系统都和高原的热力状态有关,因此高原上的环流日变化非常明显。早在50年代,就有人^[23]研究由高原热力状态日变化而引起的高原四周大规模的风向的日变化,下午吹向高原的成分显著增加。对整个高原平均,由此引起的辐散的日变化达 $35 \times 10^{-7} \text{秒}^{-1}$ 。近年来兰州高原大气物理所^[11]更讨论了高原上空各层环流强度日变化。图5(a—b)是七月平均600毫巴^[11]和100毫巴高度日变化图^[11](20时减08时,北京时)。可见在600毫巴上高原主体部分为负变高区,有两个中心,一个在高原西部,大致位于图2上的羌塘低压的地方;另一个中心较小在高原东边。这两个中心的强度皆在30位势米以上。围绕高原的四周皆为正变高,一个最大正变高带自高原东南经东侧绕到高原的西北。100毫巴上高原呈现一个很强的正变高区,日变高中心数值在100位势米以上,位置在高原的西部,正处于600毫巴最大的负中心左右。

500毫巴高度日变化(图略)形势上虽然基本上和600毫巴相似,但它处于上下层的过渡,变化数值较小,其上高原上空为正变高,其下高原为负变高。反映到环流系统的强度上,图6^[11]是多年7月20时(a)和08时(b)600毫巴平均图,可以看出高原上的两个主要热低中心只是在下午才很清楚,清晨只有西边的仍存在,位置也偏西。高原北边沿38°N附近的高压带,清晨只伸到90°E附近,而下午高压轴线横穿整个高原北部。塔里木盆地的高压也是下午加强了10多个位势米。高原东侧沿98°E附近早上可以看到一个高压脊,下午消失,它南面的高压中心也东退到101°E附近。

环流的日变化必然反映到天气上。在高原上夏季的降雨总量中对流性降雨占非常大的比重,前节已指出托托河十年平均七月里98%的雨日为阵雨,可见日变化非常显著。据观测^[12],在托托河即使有天气过程,连续几天连阴雨也往往是以每日午后出现降水深夜结束为一小段落,合并为一大过程的。影响高原天气虽多与“系统过程”有关,但经高原影响后,天气则表现为显著的日变化。

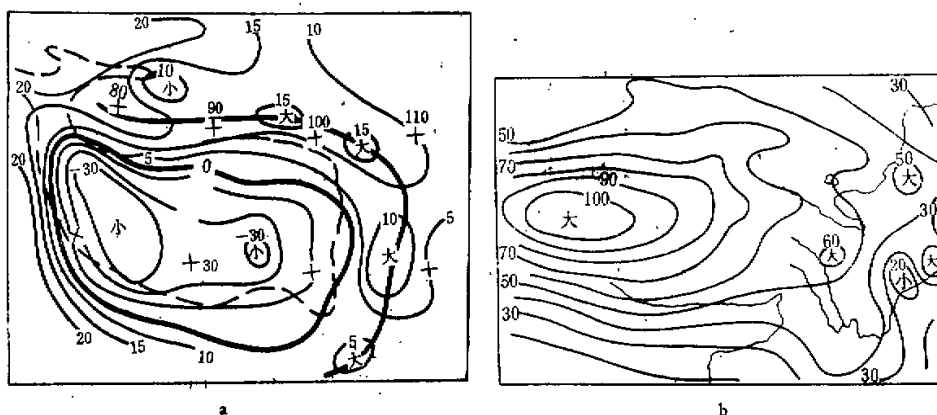


图5 七月平均600毫巴(a)和100毫巴(b)高度日变化图^[11]

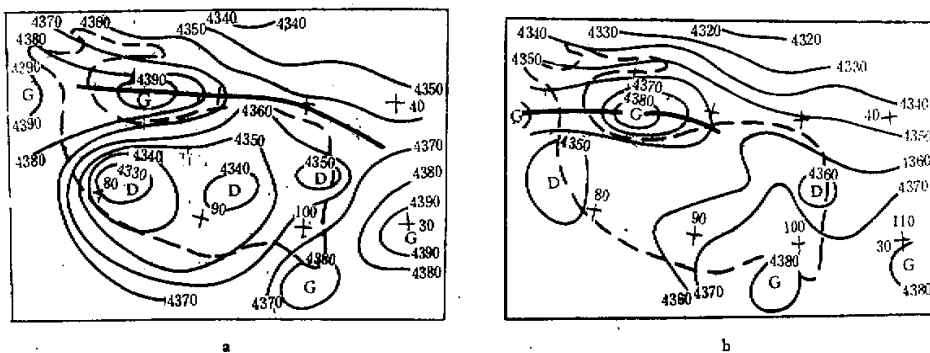


图6 平均七月20时(a)和08时(b)600毫巴图^[11]

六、垂直环流

配合前述的水平环流和它的加热状况,高原就有它特殊的夏季垂直环流结构。早在1957年叶笃正等^[1]根据当时仅有的风场观测,即计算出夏季高原存在着大规模的上升运动,在6公里上整个高原平均为0.6厘米/秒。后来陈秋士等^[24]又根据风场计算了75—110°E的平均1958年7月平均经圈环流,得到在高原上的纬度上为上升,低纬度为下沉气流的季风环流圈。这是很大经度范围内平均,用于高原范围单纯的季风环流圈就过于简单。然而由于资料的限制,高原上平均垂直环流的研究直到现在还很少,这里我们引用大气环流数值模拟和转盘模拟试验的结果,以补这方面的不足。

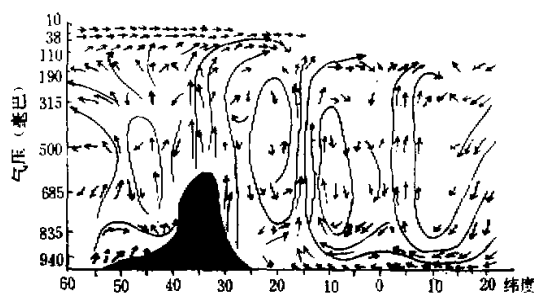


图7 环流数值实验中7月80°—95°E平均经向垂直环流^[25]

图7是Huan和Manabe^[25]由大气环流数值试验得到的七月平均自80°到95°E的平均经向环流。在高原以南不像^[24]绘出的简单的季风环流圈。自高原以南的北半球有两支强烈的上升气流一支在15°N左右,这是季风槽的上升气流,但和实况相比偏南了将近10个纬度。第二支是沿高原南坡爬越高原顶的强烈上升气流,冲过了100毫巴。有意思

的是,紧靠这支上升气流南北两侧的下沉气流,北侧这支下沉气流在40°N左右,尚未离开高原北坡,南支的下沉气流在25°N左右。大气所模拟组^[26]用转盘模拟加热高原对大气环流的影响,得到和图7相似的垂直环流(参看图8),这两支下沉气流和图2给出的高原南北两侧的高压带的生成是有关系的,下面我们还要讨论这个问题。

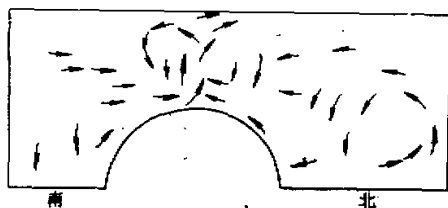


图8 通过加热高原顶部的经向垂直环流^[24]
(转盘模拟试验)

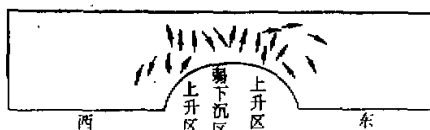


图9 通过加热高原顶部的纬向垂直环流^[24]
(转盘模拟试验)

实验室的模拟试验^[26]还给出通过加热高原顶部的东西方向的垂直环流(图9)。有意思的现象是在高原上有东西两股上升气流,中间是下沉气流。对这两个对流中心,模拟组^[27]在另一文中有过比较详细的讨论。这两个上

升中心可能和高原上东西两个主要低压中心(图2)有关系,下面我们再讨论它。从图9我们还看到高原的西侧也有比较强的下沉气流。

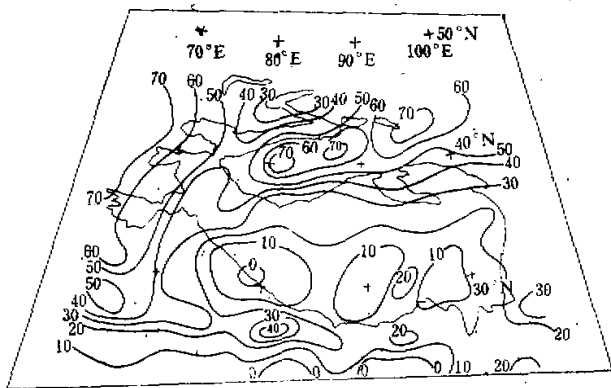


图10 1975年8月无云次数百分率(根据1700兆周分辨率云图照片统计,每 $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ 经纬度方格读数)图内为百分数(%).细实线为3000米以上地形廓线

兰州高原大气物理所曾计算过青藏高压由西部型转为东部型一次个例的垂直环流^[25],高原低值系统会战组曾计算了高原低涡发展时沿 95°E 和 $31^{\circ}15'\text{N}$ 的垂直环流^[2]结果和图7到图9是相似的。

为了验证所得到的垂直环流的可靠性,我们给出了1975年8月高原及其四周平均云量分布图^[26](图10),可以看出高原的南侧和北侧都有一个狭长的少云区,相当于这两个地区的下沉气流,和图2高原南北两侧的高压带也是相当的。高原西边也是个少云区,转盘模拟试验在这一带也是下沉运动(图9)。多云区也和上升运动区是相合的。可见卫星云图资料说明转盘模拟试验所给出的垂直环流是可信的。

七、夏季环流的形成

夏季青藏高原及其紧邻地区之所以有现在的环流状态(即在高原的近地面层中为热低压,在高空为高压),高原的加热是其主要原因,但其作用则有待深入研究。首先高原上的热低压为什么有东西两个主要中心?这可能与转盘模拟试验在均匀的加热高原上得到两个对流活动中心有关,两个对流中心就表示有两个低涡中心。在转盘试验中高原的模型是一个平滑的椭圆体,加热也是比较均匀的,只有一个比较微弱的中心,而对流中心却有两个,这是有意思的现象,对模拟组^[26]曾用钱得拉色卡^[27]旋转流体中的对流理论给以比较满意的解释。至于其它地方性低涡,如柴达木低涡则是盆地受热结果,雅-布河谷到九龙一带容易出涡的原因之一则和高原侧向摩擦有关^[22,17]。

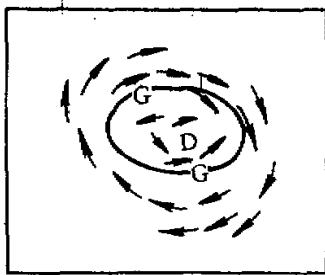


图11 加热高原模型上的中层(相当于600—500毫巴)流场(转盘模拟)

接近高原地面是个大的热低压,它北侧的东风和中高纬度西风带之间自然要形成狭长的高压带,加之高原北侧的下沉气流也是促使高压带在这一带形成的原因之一。高原南侧的高压带则是高原热低压和印度热低压之间的产物,这里的下沉气流也是它的成因之一。为了说明高原南北两侧下沉气流的动力作用,我们给出图 11。该图是在加热的高原模型上得到的中层(相当于 600—500 毫巴)流场图^[26]。由图可清楚地看到高原模型的南北两侧各有一高压带。这两条高压带是高原两侧下沉气流的产物。

至于在高原东半部经常有切变线的原因,第三节已指出。高原北部自高压带吹出的东北和东风,与高原热低压前的西南风相遇自然形成切变线。

八、对流活动对维持高原大型环流的作用

夏季高原近地面层是个比较稳定的低压环流,高空是个比较稳定的强大高压环流,整个对流层是个高温、高湿区。这种平均环流每日经受着各种形式的消耗(如摩擦、大型交换、辐射……)要维持这种平均环流,低空要经常有气旋性涡度的补充,高空要经常有反气旋性涡度的补充,同时还要经常有热量和水分的向上输送。靠什么样的机制来维持这种平均环流呢?完成这项任务的机制必定存在于高原上常见的天气系统之中,这种系统要能在低空制造气旋性涡度,在高空制造反气旋性涡度。同时还要有强烈的上升运动能把水分和热量输送到高空去。高原上大规模的对流活动(包括低涡)可以起到这些作用。对流系统的低空为辐合,制造气旋性涡度,上空为辐散,制造反气旋性涡度,它的强烈上升运动能把水分带到高空去。由于高原上的大气是超湿绝热的,对流凝结潜热可以使大气加热。从卫星云图估计,夏季高原上每日约有 300 个强大的积雨云系统^[4],经过计算^[7]这 300 个左右的强对流系统可以完成涡度平衡、热量平衡和水份平衡的主要任务。另外^[7]还提出一种向上输送的方式,就是在山峰耸立的地区、明显的谷风可以把热量输送到山峰顶部,给予自由大气,高而又大的山峰,如珠穆朗玛峰和希夏帮马峰都是一个个 8000 米以上的热源,可以把感热直接供给 8000 米以上的大气。这里风速较大,可以把热量送到距山峰较远的自由大气。第五节指出,高原上的环流系统有强烈的日变化,近地面层的热低压午后最强,清晨最弱,这是容易理解的,然而为什么在 100 毫巴的高压有大到 100 位势米以上的日变化?而在高原四周的地区低空午后出现一个最大正变高带?如果对流活动是维持平均环流的主要机制,则上述问题就容易解释了。对流旺盛的时候,低空的辐合和高空的辐散也强,这时低空的热低压环流和高空的高压环流自然也要强。对流旺盛的时候,垂直环流也强,高原四周的下沉运动也大,这将加强四周的高压带。

由此我们可以看到夏季高原上的强对流活动是高原上空大型环流下的产物,而反过来它又是维持大型环流的主要机制。高原上大型环流和中小系统的这种关系是一种不同尺度系统的非线性相互作用。

参 考 资 料

- [1] 叶笃正、罗四维、朱抱真,气象学报 1957, 28 pp. 108—121.
- [2] 青藏高原低值系统会战组,盛夏青藏高原低值系统的初步研究,青藏高原气象科研交流会文件,1976 年 5 月于西宁,
- [3] 陶诗言、朱福康,气象学报,1964, 34, pp. 385—396.

- [4] H. Flohn, Contribution to a meteorology of Tibetan highlands, *Atm. Sci. Paper*, 1964, No 130, Colorado State Univ., pp.1—120.
- [5] 成都中心气象台,夏季亚洲 100 毫巴大陆高压的活动规律及其与四川旱涝关系的探讨, *气象科技资料*, 1973, 增刊二期。
- [6] 兰州高原大气物理所,夏季 100 毫巴青藏高原高压的某些天气气候特征及其对我国东部地区旱涝关系, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1974 年 10 月于昆明。
- [7] 叶笃正、李吉顺、高登义,夏季青藏高原对流活动对平均环流维持的作用, 1974 年 10 月 *青藏高原气象科研交流会文选*。
- [8] 四川省气象局研究所, 100 毫巴青藏高原南侧东风同西太平洋高压以及四川伏旱的关系, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1974 年 10 月于昆明。
- [9] 张可苏等,张捷迁,青藏高原移动的模拟试验及其在夏季预报方面的应用, *中国科学*, 1977, 第 4 期,第 28 页。
- [10] 兰州高原大气物理所,青藏高原地区的基本气候特征, *青藏高原气象科研协作会议兰州例会文件*, 1973 年。
- [11] 兰州大学气象专业工农兵学员、兰州高原大气物理所,青藏高原地区的平均温压场特征, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1974 年 10 月于昆明。
- [12] 陈乾,夏半年青藏高原切变线与低涡的研究, *天气动力气象会议文件*, 1964 年 7 月于兰州。
- [13] 罗四雄、陈有虞、孙秀霞,西藏高原及其附近平均流场的结构, *天气动力气象会议文件*, 1964 年 7 月于兰州。
- [14] J. S. Malkus, *Q. J. Roy. Met. Soc.*, 1955, 81, pp 538—550.
- [15] 青海省托托河气象站,高原热力作用和地形影响下我站大风和降水的特点, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1976 年 5 月于西宁。
- [16] 大气物理研究所模拟组,西南低涡的初步研究, *大气科学*, 1976 年,第二期。
- [17] 大气物理研究所二室西南低涡结构的个例分析, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1976 年 5 月于西宁。
- [18] 中国科学院大气物理研究所、中央气象局气象台、北京大学地球物理系, *卫星云图使用手册*, 1976, 农业出版社。
- [19] 拉萨气象台,夏季西藏高原上主要天气系统在卫星云图上的反映, *卫星云图的使用会议文件*, 1973 年于武汉。
- [20] 成都中心气象台,利用卫星云图分析西南低涡的形成与发展, *卫星云图的使用会议文件*, 1973 年于武汉。
- [21] 银川气象台,盛夏高原低涡的初步研究, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1974 年 10 月于昆明。
- [22] 成都中心气象台、云南大学气象专业,西南低涡形成及其溯源问题的初步研究, (同上)。
- [23] 顾震潮、叶笃正, *气象学报*, 1955, 26 pp. 167—180.
- [24] 陈秋士、缪锦海、李维亮, *气象学报*, 1964, 34 pp. 51—61.
- [25] D. G. Hahn and S. Manabe, *J. Atm. Sci.*, 1975, 32, pp. 1515—1541.
- [26] 大气物理研究所模拟组,夏季青藏高原及其邻近地区流场三维结构的模拟试验, *大气科学*, 1977, 第 4 期。
- [27] 大气物理研究所模拟组,青藏高原上夏季大型对流系统的模拟试验, *中国科学*, 1977。
- [28] 兰州高原大气物理所, 100 毫巴青藏高原高压流场转换的个例分析, *青藏高原气象科研交流会文件*, 1976 年 5 月于西宁。
- [29] S. Chandrasekhar, *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*, Oxford at the Clarendon Press, 1961.