

专题评述

夏季的季风环流

陈隆勋 李麦村 李维亮 周家斌 何家骅*

(中国科学院大气物理研究所)

早在五十年代, 陶诗言和陈隆勋(1957)^[1]就已指出, 印度西南季风的爆发和我国长江流域梅雨的开始有密切关系。随后, 我国不少气象工作者指出, 孟加拉湾是我国夏季重要的水汽源地之一, 而西南季风则起了水汽输送者的作用。所以, 有关季风的研究对于解决我国夏季旱涝的预报有重大的意义。从大气环流来看, 季风是夏季热带和付热带大气环流中重要的一员, 季风云团提供了大量的凝结潜热, 季风又是夏季热带地区角动量输送主要的系统, 无论从动力或热力上对于热带和付热带环流的维持都起了重大的作用。

本文试图对近年来有关季风环流的天气学研究及有关季风数值试验研究作一个总结。

一、夏季季风环流及其构造

很早以来, 人们把那种冬夏风向相反的盛行气流定义为季风(早期是指地面气流)。30°W 向东到 170°E, 20°S 向北到 35°N 的地区, 大致为季风区。其中, 40°E—120°E 的北半球季风区, 冬季为近地层冷高压, 南侧盛行东北风, 夏季为热低压地区, 其南侧盛行西南风, 是著名的季风区。随着高空观测的增加, 人们发现夏季大陆上空为一个强大的高空反气旋所占据, 其盛行气流由冬季的西风气流转变为夏季的东风气流。这就是所谓的“高空季风”。这种高空或低空的季风, 实际上是高低空互相协调的大气环流系统中一个组成部分。上述的低空大陆热低压和高空大陆反气旋就是季风环流系统, 而季风则是组成这些季风环流的几支气流。影响我国天气最大是低空西南季风。下面我们来着重讨论西南季风的构造及形成和影响这支季风的环流系统。

组成亚洲低空西南季风一共有三支气流(图1)。第一支是组成大陆热低压的南侧气流, 它自阿拉伯半岛以西北气流形式进入阿拉伯海, 在阿拉伯海中部转向为西或西南气流, 经印度, 中南半岛而进入我国, 然后经东海可影响到日本。第二支气流来自南半球, 在肯尼亚上空越过赤道, 沿索马里海岸得到加强, 以低空急流形式进入阿拉伯海, 与来自阿拉伯半岛, 伊朗高原的大陆性干热气流汇合, 组成到达印度西海岸的西南季风。这二支气流汇合处即为阿拉伯海的热带辐合带, 此带约自 55°E, 10°N 开始延伸到 65°E, 16°N 附近趋于消失, 因而二支气流真正混合发生在 65°E 以东。Walker^[2]指出, 大陆气流来自

1978年10月16日收到修改稿。

* 参加本工作的还有白延铎、武佩珍同志。

高空东风气流在伊朗,阿拉伯海半岛的下沉气流。而这支来自南半球的低空急流,习惯称为“索马里低空急流”,它是由 Findlater^[3-4]首先提出的。由上述可见,中南半岛以西的西南季风是由热低压南侧的季风和来自南半球越赤道后转向的西南季风综合组成的。作者认为,由海陆热力差异形成的热低压一般是一个浅薄的系统,如中国大陆热低压只存在于 850 毫巴以下,非洲热低压仅存在于 1 公里以下,而观测到西南季风厚度可达 6 公里,越向赤道越厚,若仅由热低压形成的季风是无法解释的。实际上,来自南半球的季风气流起了很大影响。在南半球塞舌耳群岛施放的定高气球轨迹^[5]表明,进入阿拉伯海后气球路径可分二支,一支到达印度中部,一支到达印度南部,这说明南侧的西南季风主要是由越赤道气流控制的。

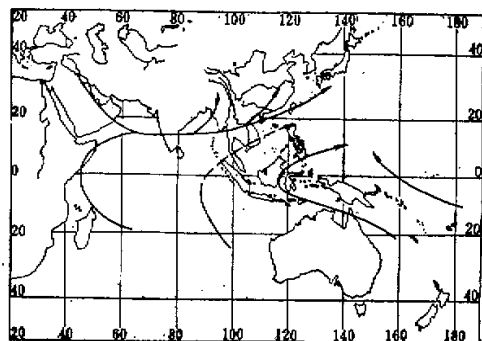


图 1 非洲热带地区几支热带气流示意图

图 1

第三支西南季风是起源于澳大利亚,地面东南信风在加里曼丹东部附近, 850 毫巴则在加里曼丹到南海附近越过赤道,转向成为西南季风(该地区冬季亦为东北季风)。大气物理所热带气象组^[6]对这支季风作了研究,指出这支季风主要影响西太平洋,是组成西太平洋热带辐合带的主要季风气流。这支季风气流和西侧来的经中南半岛的季风气流有时可在南海中部相会,但西侧的西南季风主要影响我国,而影响西太平洋的主要是第三支气流。

季风影响我国可能有二个通道。第一个可能是雅鲁藏布江——布拉马普特拉河谷^[7],季风沿此河谷向东北方向伸展,在河谷处形成云团,然后通过切变线向东北,把季风水汽输送到西南,长江中下游甚至华北。云贵川地区盛夏暴雨可能与季风加强并伸入此河谷有关。这一通道是否存在还需作进一步研究。第二个通道是由越南北部入我国广西经湖南向北伸展,有时也可经云贵高原到四川。在平均卫星云图^[8]上,此通道存在一支云带,而在南海中南部(15°N以南)则存在另一条云带,这就是南海热带辐合带所在。在 850 mb 上,辐合带轴线平均位于 18°N,相当于南海季风槽区。有时,当赤道缓冲带北上时,南海热带辐合带亦可进到华南,此时季风在华南盛行,会造成成长时期盛夏少见的阴雨天气,如 1972 年 7—8 月间闽粤的阴雨就是由此造成的。

由于夏季青藏高原上空是一个巨大热源区,促使高空形成一个巨大的青藏反气旋,其南侧存在一支高空强东风急流,此急流轴平均位于 10°N—15°N,以 150 毫巴附近最强,急流中心约在印度上空。因而,印度以东的地区处于高空急流的气流辐散区,有利于上升运动的维持,这也是印度以东地区经常存在世界上尺度最大的季风云团的原因。这支东风急流走向是东北—西南向,平均有北风分量,而低空西南季风平均有偏南风分量,于是组成一个赤道下沉,由西南季风向北到季风槽带(平均约在 10—20°N 间)上升,由高空向南返回赤道的季风环流圈,这个经圈环流以北即一般所称的哈得莱环流。但其下沉支并不延伸到地面,而在中空返回南方,另一支沿高原南坡到高原上空。根据[9],西太平洋上

也存在一个季风环流圈,即自加里曼丹到南海地区越赤道的西南季风向北,到热带辐合带地区上升,由高空东风急流返回赤道下沉(下沉区常形成赤道缓冲带反气旋)。这种季风环流圈只有自阿拉伯海东部以东至西太平洋地区的季风区内才有,因而是季风区独有经圈环流。在由南半球信风和北半球信风组成的辐合渐近线地区(如东太平洋,大西洋),这种经圈环流是不存在的。在上述季风地区,经典的哈特莱环流并不明显。例如,自印度到中南半岛地区,哈特莱环流只存在于 23°N 到喜马拉雅山坡之间的狭窄地区。此时,高原南坡为下沉区,这个下沉区把季风槽和高原季风低压^[10]分开,形成相对的低层高压区,低空气流为偏东风。而下沉区北方(即高原地区)则为上升区。因而,高原季风低压和印度季风槽区是二个天气系统,不能相混。只有当下沉区破坏变为上升区(如印度中部季风中断),西南季风才能上高原,形成高原大片降水区。

在盛夏季节,由于季风的存在,还形成东西向的垂直环流。Bjerknes^[11]提出沿着赤道印度洋到中太平洋存在一个东侧下沉(冷水)而西侧上升的东西向环流,称为沃克环流。作者认为,若阿拉伯海西部为下沉,东太平洋为下沉,而印度尼西亚热带半大陆区为上升,则应有二个东西环流,西太平洋地区存在一般所称的沃克环流而孟加拉湾到印度洋为反环流。这种东西向纬圈环流和南北向经圈环流应是相互影响的。例如在印度洋地区,当季风环流圈强时,阿拉伯海西部下沉气流强,促使东西向反环流变强,从而影响西太平洋地区环流。

二、季风环流系统的振荡

季风环流建立后,季风环流系统经历着加强或减弱,东西向或南北向移动的准周期性振荡。Krishnamurti 等^[12]对青藏反气旋强度作了波谱分析,发现存在周期为 14 天左右的准周期振荡。孙淑清^[13]和北京大学热带天气研究组等^[14]也发现拉萨和南亚一些测站高空风也存在 14 天左右的准周期振荡¹⁾。

这种准周期振荡对青藏反气旋而言是表现它的强度或位置(东西移动)有准周期性变化。而对低空系统讲,就是习惯所称的季风活动的活跃或中断不断交替。在季风活动正常期,印度地区地面季风槽一般位于 30°N 、 75°E 到 23°N 、 88°E 一线,向上向南倾斜,700 mb 槽线位于 20°N ,季风雨大致在地面槽线到 700 mb 槽线间最大。而在季风中断期,季风槽北移,槽线北移到高原南坡,在印度南部又形成一个弱季风槽。此时,高原南坡由季风正常期的盛行东风下沉气流变为盛行西南风上升气流,季风可以爬上高原。于是,正常期的季风经圈环流便减弱或破坏。Hamilton^[15]挑选 1967—1974 年印度季风活跃和中断的个例(各有 70 余天),依二个时期分别计算了卫星观测到的平均云量,在活跃期云带主要分布在印度中部、孟加拉湾北部、中南半岛和我国华南地区。高原南坡为少云量带,平均云量不大于 2。高原虽有一个相当大的云带,但云量一般小于 6。到中断期,最大云量带发生在高原南坡以及高原东部,中心区云量达到 9.5,此时我国最大云带北移到长江以南地区。另外,近赤道地区中断期云量显著大于活跃期。以这些事实,我们可以作以下

1) 早在七十年代初期,我们就已通过大量资料,发现这种两周振荡在长江中下游地区春夏季广泛存在,并且是形成这一地区连续低温阴雨的主要过程(见“长江中下游春季低温阴雨的预报方法”一书。)

几点推论: (1)高原天气活跃期应发生在印度季风中断期,若青藏高原是由凝结潜热释放而维持的话,则青藏反气旋应在中断期最强,而且维持在高原东部,这一点尚需作进一步分析。(2)活跃期阿拉伯海中部 15°N 以北地区云量显著地比中断期大,这表明活跃期索马里低空急流应比中断期活跃。

对于季风环流系统的这种准周期振荡,有各种解释。第一种是中纬度扰动的影响。Rao^[4]指出,印度季风中断常发生于 500 mb 上西风带为低指数环流期。此时,西风带深槽常伸入印巴地区,东移越过高原,而原在伊朗的反气旋便伸入印度中部致使季风中断。但是,西风带的这种过程一般周期是 4—5 天(文献[13]中也发现拉萨高空风中可以分析出这种 4—5 天的准周期振荡),与上述的 14 天左右的周期不一致,可能不是主要原因,第二种解释是南半球的影响。Findlater^[3-4]发现索马里急流强度存在 14 天左右的准周期振荡,并且索马里低空气流加强后 2—3 天,印度季风雨便有一次加强。Krishnamurti 等^[2]指出,青藏反气旋,印度季风,索马里急流和南半球马斯克林反气旋之间是存在某种联系的。他们用交叉谱分析了各物理量之间相差,发现其位相始于印度地区乾静力稳定度加大,然后顺序引起:湿稳定度,卫星云量,高空东风急流,南半球马斯克林反气旋,索马里急流加强。根据分析的结果,提出了一种云—辐射反馈机制,即由于云量增加,到达地面太阳辐射减少,便引起低空变冷,促使稳定度加大,云系破坏,产生了反循环。这种机制说明振荡源在北半球,越赤道气流是被诱导出来的。但是, Murakami^[11]的分析并未发现有这种位相差,所以这种机制尚需进一步论证。虽然如此,作者认为季风系统振荡和索马里急流振荡之间联系是存在的,这表明北半球和南半球环流是存在某种南北向的遥相关。杨义碧^[9]在分析太平洋地区信风和季风振荡时指出,澳大利亚地区地面气压,南半球东南信风,北太平洋西部低空西南季风,高空东北风均存在周期约 14 天的准周期振荡,但四者位相几乎一致,相互间差别不超过三天。主要表现的是西太平洋季风环流圈的准周期振荡,这个季风环流圈上升支位于北半球热带辐合带,而下沉支位于南半球付热带高压地区,南半球冷空气爆发经常促使季风环流圈下沉支加强,引起高空越赤道东北气流低空东南信风和西南季风加强,引起热带辐合带加强,产生强烈天气系统(如台风),这些系统把辐合带的云系组织起来,脱离辐合带,使辐合带崩溃,季风环流圈上升支减弱。这是另一种南北半球遥相关。作者认为,季风环流系统的振荡有其内因,主要的可能是影响青藏反气旋和热低压的热源有准周期性振荡。其次也有外因,即南北半球相互作用。印度季风既然是热低压的季风和来自南半球的季风组合而成,则季风的振荡就必须既有热低压振荡也有越赤道气流振荡的影响。

三、季风爆发

我们知道,随着春分以后太阳赤纬的增加,大陆迅速变热,自五月份起南亚和东南亚地区热低压开始发展,低层已出现西南季风。但此时孟加拉湾季风槽位置偏东,孟加拉湾北部季风低压尚未出现,印度季风雨亦未开始,到 6 月上旬,印度季风有一次突然加强过程,一般称为“季风爆发”。实际上,“爆发”这个名词是用之不当的,因为五月份印度地区已有西南风出现。

陶诗言和陈隆勋^[1]指出,这种“西南季风爆发”是大气环流季节变化的一个反映,在此期间,高空环流亦有一次突变,表现为付热带气流突然北撤,原在(五月)中印半岛上空的反气旋迅速进到青藏高原上空,稳定加强,同时 15°N 左右出现东风急流。根据最近几年资料来看,这种突变仍然是成立的^[20]。叶笃正、陶诗言和李麦村^[21]进一步指出,这种突变是全球的现象,因而,“爆发”是全球大气环流季节变化的一个反映。这种突然变化的出现显然是与高原、大陆和海洋三者的加热状态有关的。就低空印度季风爆发而言,南半球气流起了很大作用。Saha^[22] 和 Daniel Cadet 等^[23],表明五月份印度洋西部的南半球东南信风是在南半球转向沿赤道向东。到5月下旬才开始北进到赤道转向。只有这支气流到达印度中部,才开始了季风雨。Fienx^[22] 等利用阿拉伯海船舶记录,研究 12°N 附近和索马里沿岸的地面风变化,在25年资料中有15年是一次就建立的,在西部建立的平均日期为5月24日,自 60°E 东进到 69°E 约需4日。因而,自索马里海岸东进到印度约7—10天,刚好为6月上旬的印度季风平均爆发期。

在1973年季风试验期间的季风爆发过程中,发现^[24]爆发前赤道附近有一条云带,爆发过程中向北和东北向移动,赤道变为少云区。该年300 mb 高度场的转变发生在季风到达后10天。而且,爆发后, 65°E — 70°E 以西通过赤道的质量输送比爆发前大6倍,阿拉伯海西部地区进入大气的水汽有2/3来自南半球,跨赤道的水汽通量和跨过印度西海岸向东的通量相当。这表明,南半球对季风爆发起到了很大的作用。

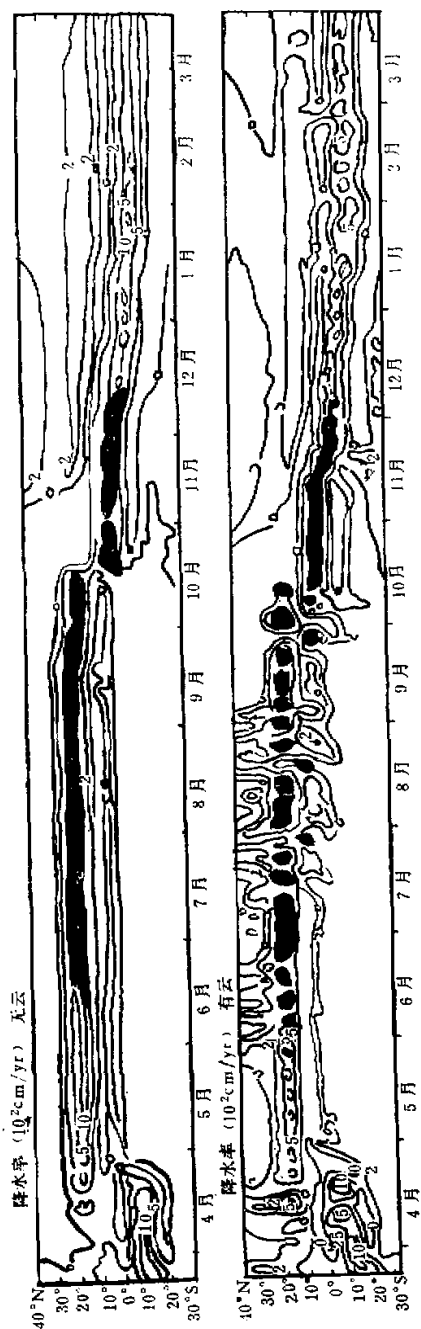
四、季风环流的数值试验

我们认为,夏季季风环流的形成和维持是复杂的,主要受四种因素决定:(1)海陆的本身热力状况及其差异。(2)青藏高原的热力和动力作用。(3)南北半球相互作用。(4)能量耗散机制。这些因素造成了一定的大气冷热源分布,从而形成目前观测到的季风环流。目前,从天气学分析,数值试验发现了许多新的成果。

海陆热力作用是十分直观的。由于北半球主要存在两个大陆和两个海洋,所以热带付热带地区夏季经常维持两个定常的超长波系。例如,高空是亚非反气旋和墨西哥反气旋以及太平洋和大西洋的中部槽所组成的波数为2的超长波。

最近,比较细致考虑海陆物理状态的是 Webster 等^[25]的工作,他们把海陆分成两个区。大陆地表用热平衡方程决定地表温度,并且考虑水份循环,不考虑地形作用。大气分为二层,海洋亦分为二层。积分结果表明,夏季在海陆交界附近可出现高空东风极大和低空西风极大,表明在平均纬向季风气流形成中,海陆的热力作用起了一定作用。令人感兴趣的是计算得到的降水时间剖面图(图2),4月中最大降水带由南半球突然跃进到北半球大陆边界(18°N)附近。在无云情况下位置少动。而有云情况下降水带存在10天左右的准周期性南北振荡。这种情况表明,春分以后,大陆大气迅速变为热源。海洋则与此相反。在一定临界的热力差异下,降水带有突然北进的季节变化。他们还证实了云—辐射反馈机制的存在。依此解释形成降水带南北向的准周期变动。这种机制和 Pike^[26] 提出的赤道辐合带变化机制是一致的。

海温分布及变动对季风环流的形成和变动是有一定作用的。但是大气状况对海温的



上图 为无云情况下降水率的时间—纬度分布图。
 下图 为有云情况下降水率的时间—纬度分布图

图 2

作用大小有很大影响,亦即其影响是通过大气来自我调节的。Cornejo^[27] 在讨论沃克环流时通过实际资料的分析指出,沃克环流形成的主要原因是由于凝结加热的纬向变化,但凝结加热最大的地区蒸发刚好为最小,即使出现海温最大,也是如此。凝结加热主要是靠水汽辐合来维持的,而水汽辐合很大程度上是通过大气流场来形成的。在大气环流数值试验中,讨论海温作用要十分小心,以避免非统计性的噪音干扰。在这方面,Washington等^[28]利用 NCAR 模式和 Shukla^[29] 利用 GFDL 模式作了同样试验,他们把索马里冷洋流区海温人为降低(中心距平 -3°C)。Shukla 的结果表明这种情况下印度季风雨大为减少,而 Washington 等人认为前者对统计性显著试验没有足够考虑。于是,他们改变了试验方式,依他们的方法统计结果,阿拉伯海西部海温负距平对印度季风雨并未有多大影响。另外计算表明,海温影响大气的范围与大气大尺度层结关系很大。阿拉伯海西部大气层结经常是十分稳定的,其影响范围就小。这里值得指出的一点是加热的水平尺度和加热的垂直分布对季风环流形成的形式有很大作用。Asnani^[30] 等指出,水平尺度到 15000 km 才能产生 150mb 上最大的位势变化。而垂直分布则决定低空低压和高空高压之间转变层高度,最大加热层和转变层高度常成正比,所以凝结加热由于其主要集中于高层,因而决定的转变层高,而感热交换若加热于低层则转变层低。

关于地形的作用,文献[22, 31, 32, 33, 34]中作了较详尽的讨论,作者不再在此介绍。

而高原对季风环流的影响,不少学者作了数值试验。Murakami 和 Godbole^[35] 等最早作了试验,随后 Godbole^[36] 作了改进,他设计的是一个 8 层 σ 座标初始方程模式,但只讨论纬向平均状态。在模式中既考虑了地形的动力作用,又考虑了地形的热力作用,而前者是取固定热源。Godbole 的计算结果见图 3。显见,有地形和无地形时纬向风变化是很大的。有地形时,计算到的低空西风和高空东风急流强度和实况一致,但位置比实况偏北约 5° 纬度。西南季风进到高原南坡。无地形时,东风急流偏弱,西风偏薄且弱,特别要注意的是高低空纬向气流中心均比有山时南移,位于海洋上空。这表明,在高原,平原,海洋三者热力差异中,高原由于加热作用大,使高原和平原间热力差异大于海洋和平原差异,使东风急流中心偏向高原。当无高原时,模式中只存在海陆热力差异,东风急流就移到大陆附近海上(和 Webster^[25] 的结果相似)。

在地形作用方面, Hahn 和 Manabe^[36] 的数值试验最为全面。他们利用 GFDL 模式,在同样的初始状态下计算了有山和无山的情况,其特点如下:

(1) 无山时大陆热低压中心偏向东北,位于我国东北。有山时中心位于青藏高原巴基斯坦上空。高原上空出现热低压,但这是由高原向下外插到海平面而造成的。

(2) 无山时,高原上空不出现高空反气旋,反气旋中心位于西太平洋上空。无山时 7 月高原上空为强西风急流区,高空东风急流和低空西风中心均位于 10°N 上空,刚好为海陆交界处。而有山时,在山南坡 25°N 处和海洋交界处(10°N)各出现一对高空东风中心低空西风中心,这显然是山—陆,陆—海的热力差异造成的。

(3) 无山时和有山时经圈环流有很大差异。我们看到,有山时季风环流圈,哈特莱环流圈均十分明显,但前者比后者强,这和图 3a 是相应的。在无山时,特哈莱环流圈特别明显。前者高原是强上升气流,而后者是下沉气流,显然前者是高原热源造成的。

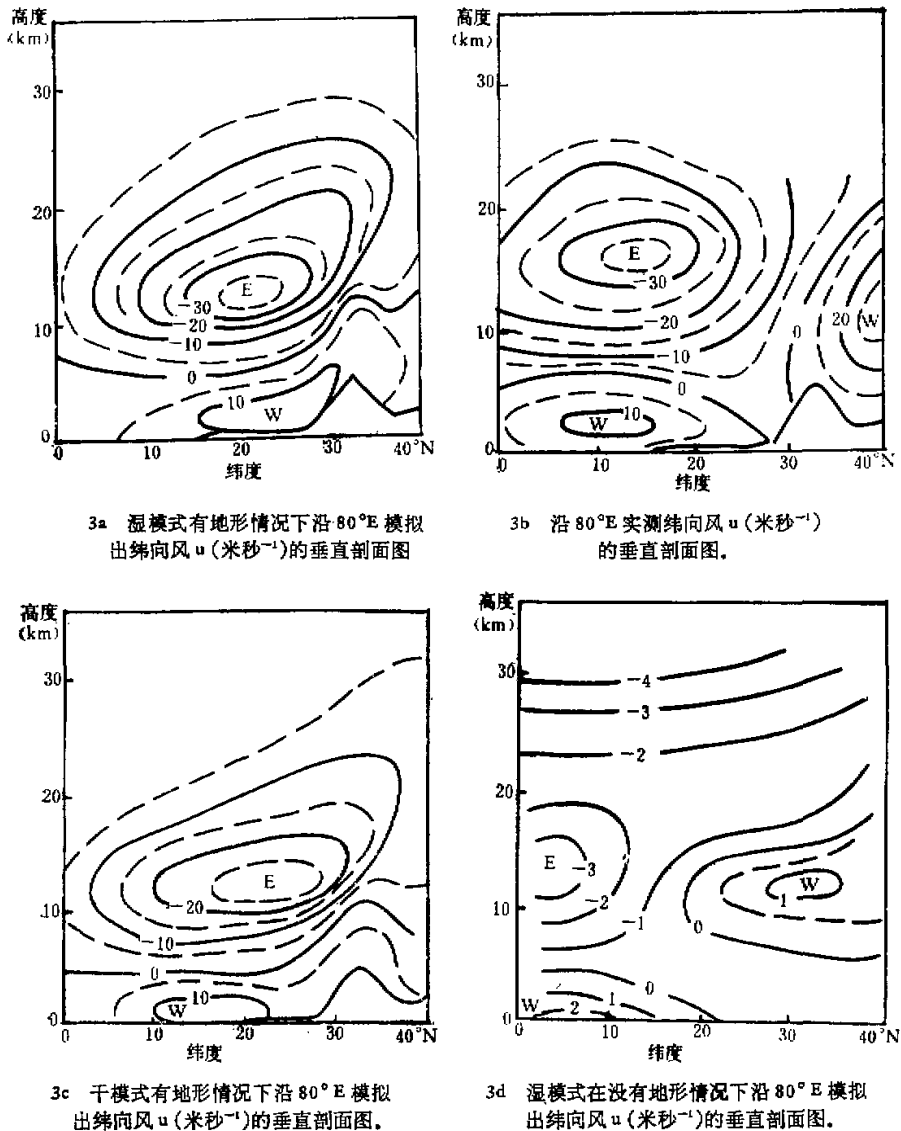


图 3

(4) 有山时, 出现季风爆发现象, 并且付热带急流以高原南坡 25°N 处突然向北跳跃到 45°N 处稳定下来, 而无山时付热带急流二个月内逐渐北进到 45°N , 也无季风爆发现象, 这一点与 Webster 等^[25]的结果是不完全一致的。

对于 Hahn 等人的结果, Sadler^[37] 提出不同看法, Hahn 等人对 Sadler 作了回答^[38]。我们认为 Hahn 的数值试验基本是成功的, 但有重要缺陷, 我们将在下节讨论。总的来

说,以目前的天气和动力分析来看,高原的动力和热力作用在季风环流中是十分重要的。

南北半球相互作用方面,在第一,第二节的讨论中可以看出,是十分重要的^[33,39]。在数值试验方面把 Abbott^[40]和 Aiyee^[41]的试验结果作对比或许可以得到一点启发。Abbott 设计了一个三层准地转半球模式,考虑了摩擦,但在南边界(赤道)设置了一个超长波的动量源,使得由冬半球向夏半球输送角动量,而 Aiyee 也用半球模式并考虑更多物理因子,但边界设为刚体,二者设置的热源类似。但以结果来看,Abbott 的结果比 Aiyee 的合理,至少对青藏反气旋和太平洋中部槽的模拟是如此。我们认为,在热源作用下,一般是加热区上升,需要有南半球来的质量辐合和动量输送,没有这一些,便模拟得不好。

在季风环流维持中,必须有正确的耗散机制。在实际观测中,青藏反气旋平均温度中心和辐散中心相重合的,而许多数值试验模拟不出来。常落后 $1/4$ 波长,而不是反相。这方面^[42]作了详细讨论。

五、各个数值试验模式中存在的问题

目前,国际上用于作季风环流数值试验的有美国地球物理流体动力学实验室模式(GFDL)^[36,43],美国国立大气研究中心模式(NCAR)^[44],宇宙航行局模式(GISS)^[45],英国气象局模式(UK)^[46],美国兰德公司模式(RC)^[47]。这里我们引用 Grichrist^[46]文中的图(图 4a-F)。图中比较了 GFDL, NCAR, 和 UK 模式对七月份高空和低空流场的模拟。其结果比较如下:

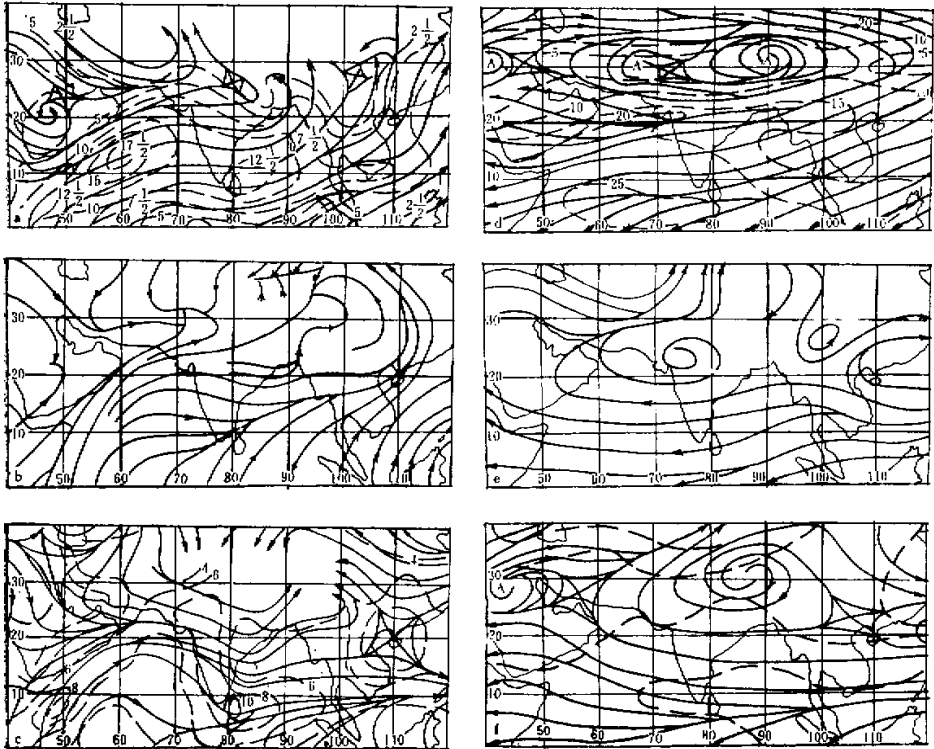
1. 所有的模式都没有把季风槽模拟出来。主要是槽轴位置偏北,高原南坡东风没有模拟出来。由此,模拟出来的雨带不在印度中部而位于南方海洋上空和印度北部及高原上空。在某种意义上,这种降水分布类似于季风中断形势。

2. GFDL 模式模拟结果主要缺点是各种流场的建立落后了一个月左右。例如, Sadler^[37]提出 Hahn 等人模拟的 7 月高空反气旋位置偏南 10 个纬度,而 Hahn 等人在回答^[38]中给出了 8 月份模拟流场,与 7 月份实测平均流场十分相近。Hahn 等模拟的自春到夏季节变化(季风爆发)比实际晚了三个星期左右,例如,依文献^[23]而言索马里急流建立的日期约为 5 月 24 日 ± 4 天,而 Hahn 等人模拟建立日期为 6 月 15—19 日,也落后了三个星期。其次,太平洋中部槽偏西,使平均的槽区位于模拟的背区位置。

3. NCAR 模式对索马里低空急流的位置和强度模拟较好。高空反气旋位置虽然较近实况,但强度太弱,范围太小。东风急流位置太偏南而且中心太弱,中心风速只计算到 8 米/秒(实际急流中心为 25 米/秒)。

4. UK 模式不太理想。地面热低压模拟位置到巴林岛上空,太偏西。高空反气旋位于 35°N , 比实况偏北。

各个模式模拟出不同的结果,表明了其模式的性能不同。一般而言,各模式所用的动力方程组(NCAR 模式除外)均采用 σ 座标的原始方程组,就动力性能而言是一致的。但是,热源的加法和地形计算方法是各不相同的,这可能是造成结果不一致或不符合实际的主要原因。在第四节中我们知道,季风槽北侧东风的出现以及季风低压出现及西移和高原地形有直接关系,目前各模式对地形的计算方法都是不太理想的,特别对高原的南坡,



- a 实测气候的梯度层风
- b 从 GFDL 模式而得靠近地面的风。($\sigma = p/p^* = 0.99$, p = 地面气压)没有等风速线。
- c 从 NCAR 模式而得 7 月分在 1.5 公里的平均风
- d 实测气候的 200mb 层风。
- e 从 GFDL 模式而得在 190mb 层上的风(没有等风速线)。
- f 从 NCAR 模式而得在 13.5 公里高度的风。

图 4 季风区域低层和对流层上层的风分布(流线和等风速线单位: 米秒⁻¹)

山高且坡度陡削,各模式计算能力都十分不足,这一点可能是各模式季风槽均没有模拟出来的主要原因。

Washington^[44] 认为, NCAR 模式对东风急流模拟偏南偏弱的原因主要是其模式顶部取为 18 公里,并在顶部假定了垂直速度为零,这造成赤道附近对流顶偏暖,因而南北向的温度梯度弱。但这一点只能说明东风急流弱,不足以说明其偏南。我们认为,造成上述不足可能主要是 NCAR 模式对高原加热作用模拟得不够,因而高原一大陆热力对比小,造成东风急流偏南偏弱。也造成青藏反气旋偏弱且范围偏小。这一点在上节讨论地形作用时已作了说明。

热源热汇项主要由几种因子组成,即(1)地表热量平衡,这其中主要决定于云量,反照率和地表水份循环。(2)凝结潜热的释放,这与对流参数化方案直接有关。UK 模式的地

面气压场主要决定于低空加热场分布,而其中又决定于地气感热,潜热交换。由于 UK 模式没有地表水份循环收支的计算,所以当蒸发量超过降水量时,没有抑制蒸发量的机制,这造成沙漠地区蒸发过大,对大气加热过大,使得热低压中心偏于阿拉伯沙漠地区。而 NCAR 模式及 GFDL 模式均可计算地表水分循环,所以对沙漠地区模拟得比较好,热低压中心位置也较接近实况。Charney 等利用 GISS 模式讨论蒸发率和反照率对气候变化的作用(特别是对沙漠区形成的作用),说明蒸发率和反照率的作用是很大的。当反照率变大(如土壤变为湿润)或取得过大,则地表对太阳辐射吸收减少,此时地表降温,从而引起对流和降水量减少。而各模式对反照率取法是十分不同的。GFDL 模式以大陆,水,冰取固定反照率,NCAR 模式考虑土壤湿度使大陆上反照率变化在 0.2—0.3 之间。而 UK 模式简单的取纬向平均值。这些取法均没有考虑高原地区特殊的反照率。高原上地表温度偏低早已由 NCAR 模式设计者 Kasahara 等人所注意到,从目前来看主要是所取的反射率过大之故。

对流参数化方案的取法也是十分重要的。在上述三个模式中,GFDL 模式采取对流调节方案,NCAR 模式采用郭晓岚方案,而 UK 模式采用部分调节方案。一般说,对流调节方案计算的加热在水平分布上比较变化剧烈,极值也大,而郭方案计算结果比较均匀,量也小。GFDL 模式模拟的热带降水量普遍比 NCAR 模式结果来得大,就是这个原因。

六、结 语

以上我们讨论了近年来有关季风环流形成和变化的一些天气学、数值试验的部分研究结果,并且提出了我们一些看法。我们认为,现存的季风环流是在海陆本身热力状况及其差异影响为基础,得到大地形的动力和热力作用以及南北半球相互作用的加强作用影响下而形成的。因此,季风是全球大气环流中一个成员,它的变动是和大气环流成员密切相联系的。近年来,许多气象工作者发现印度季风变动和西太平洋热带环流的变动甚至大西洋环流变动是密切关联的。这就更说明需要从大气环流来了解季风的变动。目前,一方面应该加强天气学工作以揭发更深入的事实,另一方面要作动力学工作,并且应该改进现有的数值试验模式(特别是改进热源和地形的计算方法),进行多方面的探讨。

致谢:叶笃正和陶诗言先生对本文提出了宝贵意见,谨致感谢。

参 考 资 料

- [1] 陶诗言、陈隆勋,夏季亚洲大陆上空大气环流的结构,气象学报第二十八卷,第三期,第 234—246 页。
- [2] J. M. Walker, On summer atmospheric processes over South-West Asia, *Tellus*, 1975 Vol. 27, No. 5, pp. 491—496.
- [3] J. Findlater, A major low-level air current near the Indian Ocean during the northern summer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1969a, 95, pp. 362—380.
- [4] J. Findlater, Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the western Indian Ocean, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1969b, 95, pp. 400—403.
- [5] Daniel Cadet and Henri Ovarlez Low-level air flow circulation over the Arabian Sea during

- the summer monsoon as deduced from satellite-tracked superpressure balloons part I—Balloon trajectories, *Quar. Jour. Roy. Met. Soc.* Vol. 102, No. 434, pp. 805—816.
- [6] 大气物理研究所热带气象研究组, 南半球气流对南海和北太平洋西部地区热带环流的影响, 大气科学, 1976, 第二期, 第18—23页.
- [7] 阎石诚, 诸葛秀华, 雅—布河谷季风云团与西南降水, 气象科技资料, 1975年第一期, 第18—25页.
- [8] Miller, Global Atlas of Relative Cloud Cover 1967—72, based on data from meteorological satellites Washington, D. C. September 1971, pp. 237.
- [9] 陈隆勋, 罗绍华, 北太平洋西部地区强和弱热带辐合带时期低纬大气环流的分析, 1976年热带天气研究年会议文集, 第111页.
- [10] 高原气象图集会战组, 青藏高原及其附近地区的流场特征, 青藏高原气象论文集, 1975—1976, 第1—10页.
- [11] J. Bjerknes, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97, pp. 163—172.
- [12] T. N. Krishnamurti, S. M. Daggupati, J. Fein, M. Kanamitsu and J. D. Lee, Tibetan high and upper tropospheric tropical circulation during northern summer, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1973, 54, pp. 1234—1239.
- [13] 孙淑清, 盛夏亚洲上空副热带高压活动的波谱分析, 青藏高原气象论文集(1975—1976), 第262页.
- [14] 北京大学地球物理系热带天气研究组, 国家海洋局水文预报总台, 南亚扰动功率谱的初步分析, 1974年热带天气会议论文集, 第10—30页, 科学出版社.
- [15] M. G. Hamilton, Some aspects of break and active monsoon over Southern Asia during summer. *Tellus.*, 1977, Vol. 29, No. 4, pp. 335—343.
- [16] Y. P. Rao, Southwest monsoon. Meteorological Monograph Indian Meteorological Department, 1976.
- [17] T. N. Krishnamurti, and H. N. Bhalme, Oscillations of a monsoon system, Part I; observational aspects. *J. Atmos. Sci.*, 1976, 33, pp. 1937—1954.
- [18] M. Murakami, Analysis of summer monsoon fluctuations over India, *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1976, 54, pp. 15—31.
- [19] 杨义碧, 在西太平洋地区南半球信风振动与北半球热带环流变化的关系, 尚未发表.
- [20] 兰州大学地理系气象专业等, 青藏高原对春夏季南亚付热带西风环流变化的影响, 青藏高原气象论文选编 1974, 第1—18页.
- [21] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村, 在六月和十月大气环流的突变现象, 气象学报, 1958, 第29卷, 第249—263页.
- [22] K. R. Saha, Some aspects of the Arabian Sea. summer monsoon, *Tellus.*, 1974, 26, pp. 464—476.
- [23] M. Fieux, and Stommel, Onset of the southwest monsoon Over the Arabian Sea from Marine Reports of surface wind structure and variability, *Mon. Wea. Rev.*, 1977, Vol. 105, No. 2, pp. 231—236.
- [24] JOC, The monsoon experiment, GARP. Publications Series 1976, No. 18.
- [25] P. J. Webster, Lang Chou and Ka Ming Lau, Mechanisms effecting the state, evolution and Transition of the Planetary Scale Monsoon, *Pure and Applied. Geophysics*, 1977 Vol. 115, Nos. 5/6 pp. 1463—1491.
- [26] A. C. Pike, Intertropical Convergence Zone Studied with an Interacting Atmosphere and Ocean Model, *Mon. Wea. Rev.*, 1971, Vol. 99, No. 6, pp. 469—477.
- [27] A. G. Cornejo and P. H. Stone, On the heat balance of the Walker circulation, *J. Atmos. Sci.*, 1977, Vol. 34, No. 8, pp. 1155—1162.
- [28] W. M. Washington, R. M. Chervin and G. V. Rao, Effect of a variety of Indian Ocean surface temperature anomaly patterns on the summer monsoon circulation experiments with the NCAR general circulation model, *Pure and Applied Geophysics.*, 1977, Vol. 115, Nos. 5/6, pp. 1335—1356.
- [29] J. Shukla, Effect of arabian sea-surface temperature anomaly on indian summer monsoon, A numerical experiment with the GFDL model. *J. Atmos. Sci.* 1975, Vol. 32, pp. 503—511.
- [30] G. C. Asmani and S. K. Mishra, Diabatic Heating Model of the Indian Monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, 1975, Vol. 103, No. 2, pp. 115—130.
- [31] S. Gadgil, Orographic effects on the southwest monsoon: A Review. *Pure and Applied Geophysics.*, 1977, Vol. 115, Nos. 5/6, pp. 1413—1430.
- [32] T. N. Krishnamurti, et al., Numerical weather prediction relevant to the Monsoon problem, *Pure and Applied Geophysics.*, 1977, Vol. 115, Nos. 5/6, pp. 1357—1372.
- [33] T. N. Krishnamurti, J. Molinari and H. L. Pan, Numerical simulation of the Somali Jet, *J.*

- Atmos. Sci.*, 1977, 33, pp. 2350—2362.
- [34] 陈烈庭, 青藏高原冬季积雪对大气环流和我国汛期降水的影响, 尚未发表.
- [35] T. Murakami, R. V. Godbole and R. R. Kelkar, Numerical simulation of the monsoon along 80°E , Proceedings of the Conference on the Summer Monsoon of South-east Asia (ed. C. S. Ramage), Navy Weather Research Facility, Norfolk, Va., 1970, pp. 39—51.
- [36] D. G. Hahn and S. Manabe, The role of mountains in the South Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, 1975, Vol. 32, pp. 1515—1541.
- [37] T. C. Sadler and C. S. Ramage, comments on "The role of mountains in the South Asian Monsoon circulations", *J. Atmos. Sci.*, 1976, Vol. 33, pp. 2255—2258.
- [38] D. G. Hahn and S. Manabe, Reply, *J. Atmos. Sci.*, 1976, Vol. 33, pp. 2258—2262.
- [39] J. Findlater, Observational aspects of the Low-level Cross-equatorial Jet Stream of the Western Indian Ocean, *Pure and Applied Geophysics*, 1977, Vol. 115, Nos. 5/6, pp. 1251—1262.
- [40] D. A. Abbott, Scale interactions of forced quasistationary planetary waves at low latitude. Dept of Meteorology, Florida State University. Report 1973. No. 73—2, 190pp.
- [41] F. N. Alyea, Numerical simulation of an ice age paleoclimate Dept. of Atmosphere Science. Colorado State University. Atmospheric Science Paper, 1972, No. 193, 120pp.
- [42] C. P. Chang and R. J. Fentimonti, A numerical study of time-mean northern summer monsoon with steady and fluctuating heating, Proc. Internat. Sym. On Monsoon New Delhi, India, 1977.
- [43] S. Manabe, D. G. Hahn and I. L. Jr. Holloway, The Seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 1974, Vol. 31, pp. 43—83.
- [44] W. M. Washington and S. M. Dagguptay, Numerical simulation with the NCAR global circulation model of the mean conditions during the Asian-African summer monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, 1975, Vol. 103, pp. 105—114.
- [45] P. H. Stone, S. Chow and W. J. Quirk, The July climate and a comparison of the January and July climates simulated by the GISS general circulation model, *Mon. Wea. Rev.*, 1977, Vol. 105, No. 2, pp. 170—194.
- [46] A. Gilchrist, The Simulation of the Asian summer monsoon by General Circulation Models, *Pure and Applied Geophysics*, 1977, Vol. 115, Nos. 5/6, pp. 1431—1448.
- [47] W. L. Gates and M. E. Schlesinger, Numerical simulation of the January and July global climate with a two-level general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 1977, Vol. 34, No. 1, pp. 36—76.

1978年第2期《数值天气预报中的差分方法——非线性差分格式的误差估计》一文附误差表。

页	行	误	正
110	17	$2\sigma > m^{**}$	$2\sigma > m^{**}$
112	11	$1 + H[\tilde{\gamma}(j)]$	$H[\tilde{\gamma}(j)]$
112	14	$[1 + h^{-1}(1 - \text{sign} \nu_0)]$	$[1 + h^{-1}(1 - \text{sign} \nu_0)]$
112	17	$H[\tilde{\gamma}(k)]$	$H[\tilde{\gamma}(k)] + f^*[\tilde{\gamma}(K)] [\tilde{\gamma}(k)]^{\frac{1}{2}}$