

# 夏季东亚大气环流的研究\*

章基嘉 朱福康

(国家气象局)

## 提 要

夏季东亚大气环流的研究, 一直是我国气象科学研究的重要课题之一。本文对东亚大气环流季节性转换、东亚大气环流的主要活动中心和青藏高原对东亚大气环流的作用等的研究进展, 从观测事实、理论与模拟及其应用等方面进行了简单的评述。最后对今后夏季东亚大气环流研究的发展, 提出了某些建议。

近年来, 由于探测技术的发展, 特别是1979年全球大气研究计划第一期全球试验(FGGE)和同年5—8月我国青藏高原气象科学实验(QXPME X)的实施, 揭露了大量东亚大气环流的观测事实, 包括有关东亚大气环流季节性转换、东亚大气环流的主要活动中心和青藏高原对东亚大气环流的作用。同时, 人们根据观测研究提供的线索开始对夏季东亚大气环流进行数值模拟。

## 一、观 测 事 实

### 1. 东亚大气环流的季节转换

大气环流的季节转换是大气环流研究的重大课题之一。

如所周知, 随着大气环流的季节转换过程的发生, 全球大气环流的各种物理量发生着剧烈的变化, 伴生着一系列重大天气过程, 例如印度西南季风的爆发, 中国长江中、下游梅雨的开始等等。因此, 大气环流季节转换这个课题吸引了很多科学工作者的注意。经过这几年的研究, 发现了不少新的事实, 提出了不少新的问题, 大大地推动了这一课题的发展。

(1) 大气环流的季节转换具有全球性特征。1979年印度南部西南季风开始建立的日期为6月12日, 孟买西南季风爆发日期为6月19日。中国长江流域中、下游入梅日期为6月19日。在此以前, 北半球大气环流经历了一次由冬入夏的季节性转换过程<sup>[1]</sup>。这次过程首先表现在5月初北半球南支西风急流北撤登上青藏高原, 纬向风速强度急减。到5月底, 我国上空的急流已明显向北移, 主要对流活跃区已出现在赤道北面。北半球西风带的北移和减弱是春夏过渡时期北半球行星尺度流型转换的重要背景。

(2) 这种季节性转换先从平流层开始, 然后扩展到对流层<sup>[2]</sup>。1979年6月3日30百帕等压面上已建立了以极为为中心的极地反气旋, 完成了由冬季到夏季的转换。50百帕上于6月10日才建立起夏季环流形势。若以100百帕南亚高压中心跳上青藏高原作为该层夏季环流形势

\* 本文于1985年7月4日收到, 1985年8月5日收到修改稿。

开始建立的标志,则100百帕又比50百帕落后近半个月。值得指出的是,当平流层下部,30百帕和50百帕先后于6月初和6月上旬末建立起夏季形势后,极地反气旋有脊伸向北美和亚洲,而以伸向亚洲到达青藏高原上空的脊较强。随之,100百帕的南亚高压跳上青藏高原,且处于这个脊控制之下。上下高压系统的重合,组成了青藏高原上空深厚的高压系统,促进了南亚高压的北进和维持,加强了南亚的热带东风急流,这是这一年北半球亚洲夏季环流一个重要的特色。

(3) 在初夏季节转换过程中,南半球对北半球可能有一定的激发作用<sup>[3]</sup>。1979年6月13日,在非洲东海岸和澳大利亚同时有冷空气活动。与此同时,索马里急流和105°E附近的越赤道气流开始稳定建立。6月第4候,孟买西南季风、上海入梅和拉萨雨季差不多同时开始;与此相联系,南亚高压初上青藏高原,同时有涡旋在阿拉伯海上形成。可以推测,在北半球有利于季节转换的环流背景出现以后,南半球的冷空气活动及其相联系的越赤道气流的建立和加强,对北半球初夏季节转换过程可能有一定的激发作用。

朱福康和陆龙骅<sup>[3]</sup>曾用“南浪北涌”来描述这种作用。在北半球初夏季节转换过程中,南半球环流型没有明显的剧变,仅仅是一次经向度加大、冷空气暴发的过程。在西风分量的演变图上,呈现出一次波动过程。而北半球确是一次季节性突变,西风分量从冬季型的高指数一下转变为夏季型的低指数,在整个夏季不再恢复到原来的状态了。

(4) 最近,章基嘉和周顺泰<sup>1)</sup>应用Eliassen-Palm通量的诊断方法,对北半球初夏大气环流季节变化的动力过程进行了分析研究。结果表明,中纬度斜压扰动能量向副热带对流层顶的输送与急流的演变存在紧密的联系。当中纬度向南向上的 $E-P$ 通量突然加强后几日,副热带急流活动区 $E-P$ 通量由辐合变为辐散,这时急流发生加强或北跳,整个环流形势也发生迅速变化。图1给出了1982年和1983年6月的 $E-P$ 剖面的主要特征。这两年的共同特点都是有一支源于中纬度低层、汇于低纬度高层的主要波导。通过这支波导,扰动把中纬度的斜压

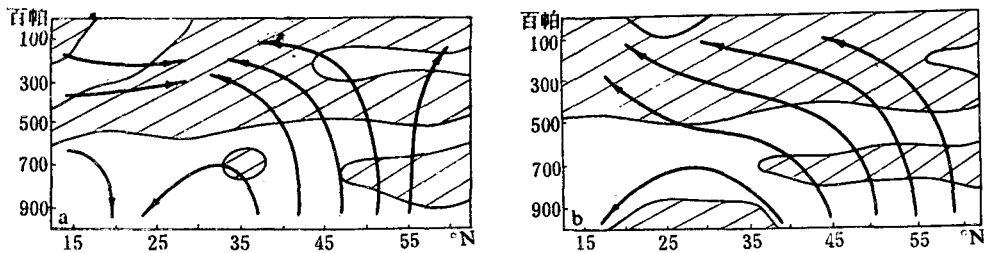


图1 1982年6月(a)和1983年6月(b)的 $E-P$ 剖面

(阴影区是 $\vec{F}$ 的辐合区,粗箭头代表 $\vec{F}$ 的积分曲线)

能量源源不断地向南向上输送,为副热带急流的维持和演变以及低纬扰动的发展提供必需的能量。

## 2. 副热带高压

对副热带高压的分析研究,一直为我国气象工作者所重视,研究的重点主要放在500百帕

1) 章基嘉、周顺泰,应用 $E-P$ 理论对北半球初夏大气环流变化的诊断研究,尚未发表。

西太平洋副热带高压和100百帕南亚高压上。

(1) 100百帕南亚高压：100百帕平均图上，夏季北半球中低纬度是一个波数为2的超长波系统，超长波脊位于两个大陆上空，超长波槽位于两个大洋上空。其中，亚洲南部上空以青藏高原为活动舞台的高空反气旋，就是南亚高压。

对南亚高压的分析研究工作，在我国始于1964年<sup>[4]</sup>，它是夏季北半球上空一个强大而稳定的系统，具有独特的温压结构和垂直环流，是夏季对流层上部的一个大气活动中心。它的活动与北半球的环流形势，特别是与副热带地区流型的调整有联系，也与东亚地区的天气有密切关系<sup>[5]</sup>。

南亚高压的强度和位置，都存在着明显的季节性变化。冬季（12—3月）南亚高压主中心蛰居于 $10^{\circ}\text{N}$ 、 $150^{\circ}\text{—}170^{\circ}\text{E}$ 附近上空，高压的强度和范围都不大，中心强度约1660位势什米。夏季（6—9月）南亚高压主中心位于亚洲南部地区，其中6月份大致位于青藏高原南侧，7月份西移到伊朗高原，8月份东退到青藏高原西部，9月份退回到青藏高原上空的6月份平均位置附近。6—9月高压的范围和强度都比冬季大，1664位势什米等高线所包围的范围横贯亚非大陆，中心强度约在1680位势什米以上。过渡季节（4—5月和10—11月）南亚高压中心则分别发生西进和东退。4月份高压中心平均位置离开冬季蛰居地向西移动约20个经度，5月份继续西移到中南半岛北部上空，中心强度增强，约为1664位势什米。10月份高压中心平均位置由青藏高原附近东退到我国台湾省以东的洋面上，11月份继续东退到 $20^{\circ}\text{N}$ 、 $140^{\circ}\text{E}$ 附近。由此可见，从冬至夏，南亚高压由海洋上空向西偏北方向移到大陆上空，完成东亚大气环流夏季型的建立；从夏至冬，南亚高压又由大陆上空向东偏南退到海洋上空，完成东亚大气环流冬季型的建立。其中，南亚高压中心初夏登上青藏高原和秋季撤离青藏高原，是两次比较显著的转折过程，且具有重要的天气气候学意义。

南亚高压初上高原的平均日期为6月8日，最早在5月25日，最迟在6月21日。初夏南亚高压向北挺进时，首先北上到青藏高原上空，可能与青藏高原加热场的作用有关。根据地-气系统净辐射逐月变化<sup>[6]</sup>，初夏青藏高原的加热作用相对四周来说最为明显。这可能是有利于6月份南亚高压中心北上青藏高原上空的原因之一。

秋季南亚高压撤离青藏高原的平均日期为9月19日，最早在9月5日，最迟在10月8日。

盛夏南亚高压有明显的东西振荡过程<sup>[4]</sup>。7—8月份，南亚高压中心并不是一直稳定在青藏高原上空不动的，而是经常偏离高原，移向高原东西两侧，似乎有绕着其平均位置作东西方向往返振荡的趋势。长江中、下游地区的主要降水都发生在南亚高压中心偏西的时期内。梅雨期间南亚高压中心主要维持在高原上空，出梅时伴随着一次南亚高压由西部型转为东部型的过程。

(2) 500百帕西太平洋副热带高压：夏季，在500百帕天气图上几乎每天都可以看到，在北半球中纬度西风带南侧的广大副热带地区，存在着一个高压带，在这个高压带内经常可分辨出6—7个单体<sup>[7]</sup>。西太平洋副热带高压就是其中的一个，它是东亚夏季风环流系统的重要成员之一。

西太平洋副热带高压的季节变化也相当明显。从春到夏，随着夏季风的加强，副热带高压不断北移。入秋以后，随着夏季风的减弱，副热带高压又往南撤退。在副热带高压脊线的北移过程中有两次明显的北跳。这两次北跳过程大体上与我国长江中、下游地区入梅和出梅

过程相一致。

近年来,人们对西太平洋副热带高压某些特征量,如面积指数、西伸脊点和平均脊线提出了一系列的描述方法。根据这些资料,主要揭露出了副热带高压强度变化的持续性、周期性和秋季转换特点<sup>[8]</sup>。这对我国大范围长期天气趋势预报有很重要的参考价值。

100百帕南亚高压与500百帕西太平洋副热带高压的变化有着很多的共同性,它们在半球范围内的变化具有同时性,且都有明显的持续性和3—4年的振荡周期。当100百帕南亚高压的位置偏东或东伸显著时,500百帕西太平洋副热带高压就西伸;当南亚高压位置偏西或西伸显著时,500百帕西太平洋副热带高压的位置也偏北或东伸。这意味着平流层与对流层大气有着密切的相互影响的关系。

### 3. 青藏高原的热状况

青藏高原隆起对我国、亚洲以至整个北半球的大气环流和天气气候形成起着重要的作用,受到气象学界的普遍重视。五十年代,人们主要研究了青藏高原动力作用对大气环流的影响。近年来,更多地注意到了青藏高原对大气环流的热力作用。在1979年青藏高原气象科学实验期间,深入高原腹地进行了定点野外考察。考察项目包括地面辐射平衡各分量和各项地面气象要素梯度观测。编制出了青藏高原5—8月辐射平衡和热量平衡各分量的旬、月总量图集<sup>[9]</sup>。1979年青藏高原地面辐射平衡和热量平衡的基本特性如下<sup>[10]</sup>:

(1) 在1979年夏季,高原主体部分始终是一个总辐射的高值区,其中尤以高原西部更大(超过300瓦/米<sup>2</sup>),是地球上总辐射量最大的地区之一。

(2) 1979年5—8月,整个高原为一较强热源,最大值位于雅鲁藏布江流域,7月可达150瓦/米<sup>2</sup>以上。

(3) 在旱季除高原东南部比较湿润地区和四川盆地外,高原地面对大气的加热都以感热加热为主,感热对地面热源的贡献都大于50%。在雨季,感热贡献普遍减少,整个高原东半部都小于50%,特别是在雅鲁藏布江流域和四川盆地,感热贡献可降至20—30%,只有高原西部和北部荒漠地区仍以感热为主。表1是拉萨热源各分量时变周期<sup>[11]</sup>。由表可见,夏季拉萨热源各分量都存在着2—3天的短周期变化以及5天的和10天的中周期变化。这可能反映出青藏高原夏季非绝热加热过程的基本特点是中周期和短周期性的。

表1 拉萨热源各分量时变周期

热 源 分 量	周 期 (天)						
辐射平衡值(B)	8.2	4.7					2.3
总辐射(Q)	9.8	4.7					3.2
感 热(P)		5.3	3.6				2.4
潜 热(LE)	8.8		4.1				2.2
热源强度(B-Qs)	8.8		5.3				2.4
地表-土壤热通量(Qs)		6.1	4.4	3.0	2.7		2.3
500百帕气温(T)	17.6	6.0	4.4				2.2

### 4. 东亚大气的非绝热加热率

朱福康和樊云<sup>2)</sup>计算了1979年5—8月青藏高原地区(26—37.5°N、80—102.5°E)和

2) 朱福康、樊云, 1979年初夏青藏高原上空大气的非绝热加热和动能收支的特征, 尚未发表。

同纬度中国东部地区 ( $26-37.5^{\circ}\text{N}$ 、 $102.5-125^{\circ}\text{E}$ ) 的非绝热加热率 ( $Q_1$ ) 和潜热加热率 ( $Q_2$ ) (图 2)。高原大气的非绝热加热主要发生在 7 月上旬以前, 最大加热出现在 5 月上旬, 其总的非绝热加热垂直积分的旬平均值可达  $400$  瓦/米<sup>2</sup>, 而东部地区大气的非绝热加热主要发

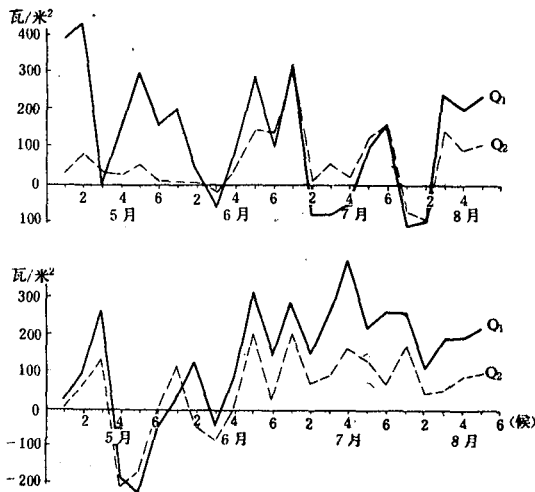


图 2 青藏高原地区 (上) 和中国东部地区 (下) 各候的大气非绝热加热垂直积分的时间变化

生在雨季到来以后。从加热的成分来看, 高原地区在雨季前以感热加热为主, 雨季到来以后, 潜热加热十分重要, 而东部地区的非绝热加热始终以潜热加强为主。

### 5. ENSO 与东亚大气环流的关系

1982—1983 年出现的厄尼诺现象是历史上较强的一次, 伴随着厄尼诺现象的发展, 南方涛动指数下降, 1983 年 3 月出现了近三十年来的最低值<sup>[12]</sup>。

史久恩等<sup>[13]</sup>用合成法讨论了秋冬出现厄尼诺现象的当年和次年我国夏季 (6—8 月) 的降水分布情况。结果表明, 在厄尼诺年的当年我国江淮流域降水偏多, 而华北等地降水偏少; 而在厄尼诺年的次年降水偏少的地区主要在江淮流域。从 1982 年我国降水距平分布趋势看, 这一年大范围的分布趋势与上述的结果是比较接近的。但是 1983 年春末夏初, 长江流域梅雨丰盈, 为近 60 年中少见的四个特大洪水年之一, 其降水分布趋势恰好与上述厄尼诺年的次年情况完全相反。这种分布的异常特点, 可能与这一年的厄尼诺现象的特点有关。1982—1983 年正海温距平不象以前几次是自东向西传播的, 而是先出现于西太平洋和中太平洋, 向东传更为明显。而且这次厄尼诺现象在 1982 年 6 月已很强, 而不象通常那样到 10—12 月才加强; 结束得也迟, 通常次年 2—3 月即结束, 但这次到 1983 年 6 月东太平洋海温才再次上升。

另外, 四川省气象工作者<sup>[14]</sup>对这次过程的影响也进行了分析。指出厄尼诺现象明显的 1982—1983 年, 青藏高原上冬春季出现较严重的雪盖, 气温偏低显著, 而 1972 年和 1976 年这两次强厄尼诺年, 青藏高原上气温偏高 (参见表 2)。这表明这三年较强厄尼诺现象所对应的青藏高原热状况并不一致。他们还比较了 1973 年和 1983 年 7—8 月 100 百帕平均流型。发现 1973 年 7—8 月 100 百帕上南亚高压中心主要位于  $100^{\circ}\text{E}$  以东, 而 1983 年 7—8 月 100 百帕南亚高压中心很少稳定在  $100^{\circ}\text{E}$  以东; 而且 1973 年的南亚高压脊线比 1983 年偏北, 某些经度上偏北达 5 个纬距。1973 年长江流域偏旱, 而 1983 年长江流域却出现严重的洪涝。可见, 盛夏

100百帕流型与青藏高原前期的热状况的相关可能比与ENSO的相关更密切些。

表 2 强厄尼诺年青藏高原上各月平均温度距平 (°C)

年 \ 月	12	1	2	3	4	5	累积距平
1972—1973	+11.9	+18.4	+ 6.0	+8.4	+ 3.5	+ 1.9	+50.1
1976—1977	+17.1	+14.7	+ 4.4	+5.2	- 4.1	-17.5	+19.8
1982—1983	- 0.8	-14.1	-23.7	-5.7	-16.2	- 2.2	-62.7

## 二、理论与模拟

近年来,关于东亚大气环流及其动力学的研究取得很大进展。一方面由于观测资料不断增多,特别是FGGE和QXPME X期间常规和非常规观测资料的取得,揭示出许多大气环流规律;另一方面由于数学、物理学,特别是计算技术的发展,使得大气环流动力学的研究进入了蓬勃发展的阶段。

### 1. 大气环流季节变化的原因

每年初夏,在平流层大气环流建立起以极地为中心的反气旋的夏季形势以后,在对流层内东亚大气环流常有一次剧烈的变化。关于大气环流突变的物理机制,历来是十分引人注目的问题。近年来引用Charney和Devore<sup>[15]</sup>的多平衡态概念,研究了东亚大气环流季节变化,取得了一定的成绩。

李麦村和罗哲贤<sup>[16]</sup>利用低谱模式,研究了正压大气中环流的突变,发现大气环流突变机制是一个有热力、动力共同作用的非线性机制。柳崇健和陶诗言<sup>[17]</sup>以Thom的突变论为工具,通过月尖突变模型讨论了副热带高压北跳问题,指出大气运动多平衡态的存在是突变发生的基础。缪锦海和丁敏芳<sup>[18]</sup>研究了具有连续季节变化热力强迫的低阶正压耗散系统的平衡态和平衡态的突变,较成功地模拟出大气环流的多次季节性突变和副热带高压的北跳。

### 2. 亚洲热源的作用

陈隆勋和李维亮<sup>[19]</sup>计算过亚洲季风区各月的大气热源结构。夏季亚洲有两个大气热源中心,一个在孟加拉湾上空,另一个在南海东部。青藏高原的大气热源是孟加拉湾强热源的一部分。

王安宇等<sup>[20]</sup>在考虑大地形作用的同时,讨论了亚洲加热场对东亚平均环流季节变化的贡献。数值试验的结果表明,夏季南亚高压的建立主要是加热场的贡献。他们为了辨明青藏高原热源和孟加拉湾热源区的相对重要性,分别作了数值试验。模拟的结果说明,孟加拉湾热源的加热作用更重要,原因是孟加拉湾热源处于给定初始纬向风场的东西风交界线上。如果改变初始风场分布,使青藏高原热源也位于东西风交界线上,则仅有青藏高原热源同样也可以模拟出南亚高压。由此可见,加热场与基本气流的相对位置对于南亚高压能否建立是至关重要的,而热源强度倒不一定是主要因素。

### 3. 大型瞬变扰动的作用

骆美霞和朱抱真<sup>3)</sup>利用准地转两层模式,模拟了两个经向波长不同而纬向波数相同的瞬

3) 骆美霞、朱抱真,大型瞬变扰动和定常扰动对东西风带季节突变的作用,尚未发表。

变波的相互作用, 以及它们与大尺度地形和热源造成的准定常强迫扰动间相互作用对基本气流的影响。他们强调指出, 在季节变化中, 大型瞬变扰动和定常扰动的叠加作用是重要的。

他们将纬向波数为 1 和 2 的波分别定义为波 1 和波 2, 将大地形造成的扰动定义为波 3。图 3 是试验的第三天高层瞬变波 2 与定常扰动的合成扰动图。由图可见, 北部的槽线为西北—东南向, 南部的槽为东北—西南向, 因此都向中部 (约为  $35^{\circ}\text{N}$ ) 地区输送扰动动量, 这样的分布一直维持到第 7 天。第 8 天, 合成扰动图表明瞬变波与定常扰动的叠加过程发生了很大变化 (图 4)。由于扰动动量不断辐合的结果, 在  $35^{\circ}\text{N}$ 、 $60^{\circ}\text{E}$  处形成了一个高层反气旋中心。这时, 扰动动量自  $35^{\circ}\text{N}$  一带向南和向北输出, 成为扰动动量辐散区。两天后, 纬向平均高压中心由  $35^{\circ}\text{N}$  以南跳到  $35^{\circ}\text{N}$  以北, 高压脊线南部出现了东风, 即出现了环流突变。

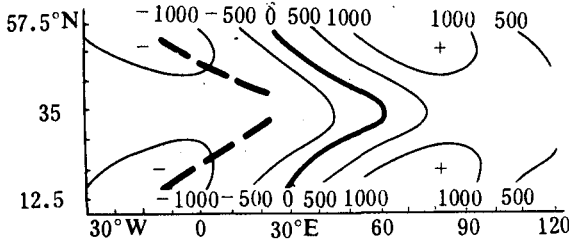


图 3 高层瞬变波 2 和定常波 3 的合成扰动图 (第 3 天)

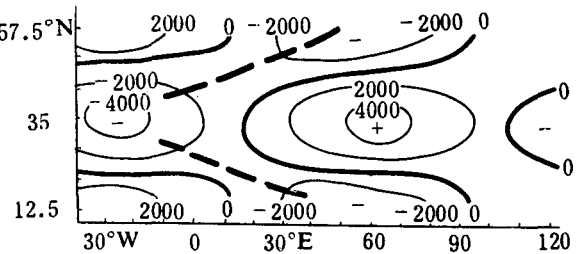


图 4 说明同图 3 (第 8 天)

#### 4. 青藏高原的作用

十年前, Hahn和Manabe<sup>[21]</sup>在有山和无山的数值实验中, 曾发现海平面气压的形势在有山和无山两种情况下有很大的差别, 而有山实验的结果和实况很相近, 这说明青藏高原的存在, 在亚洲低层季风形势的形成中起着决定性的作用。

最近, 郭晓岚、钱永甫和王谦谦<sup>[22]</sup>应用  $p$ - $\sigma$  混合坐标系 5 层模式, 就青藏高原地形对季风发展的影响进行了数值试验。他们试验的结果说明, 在环流的季节性变化中, 青藏高原可能只起到加强作用, 而根本的原因也许还在于大气环流的全球性调整。这个结果显然与 Hahn 和 Manabe 的结果不同。

章基嘉和彭永清等<sup>[23]</sup>应用两层位势涡度方程, 模拟亚洲大气环流由冬到夏的季节变化过程, 结果表明, 除了要考虑大地形的动力学效应外, 下垫面的加热这一物理过程是很重要的因素。在青藏高原大地形区域内同时也是热源区时, 在大地形上空建立起比地形尺度大得多的反气旋系统, 相当于对流层上部的南亚高压。当热源区脱离大地形而位于模拟区域的东部时, 在对流层上部只模拟出弱的反气旋, 其中心位置偏北, 位于新疆西部。

### 三、应 用

上述的研究成果中, 有相当一部分已推广应用于日常天气预报。

#### 1. 副热带高压与夏季降水的关系

南亚高压及西太平洋副热带高压都是夏季风活动和大气环流演变的重要标志。它们的变化有着共同之点, 两者都有明显的持续性及准三年振荡周期, 强度的转折又大多发生在秋冬季节<sup>[8, 24]</sup>, 它们的前期特征对后期的天气变化有指示意义。例如, 台湾和福建两省雨季中的

雨量就与1—4月份的西太平洋副热带高压面积指数之和有很好的正相关<sup>4)</sup>。

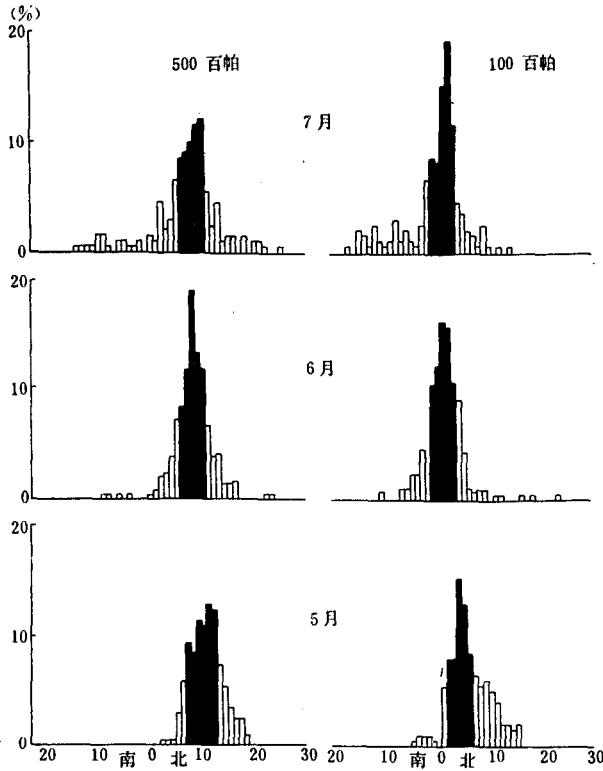


图5 5—7月我国东部逐日大雨带轴线与副热带高压脊线相对位置的分布情况

图5给出了5—7月我国东部逐日大雨带轴线与西太平洋副热带高压脊线和南亚高压脊线相对位置的分布情况<sup>[25]</sup>。图中，当大雨带轴线位于脊线北面时称为偏北；当位于脊线南面时称为偏南。由图可见，6—7月，约有50%（黑区）的大雨带轴线位于500百帕西太平洋副热带高压脊线北面6—11个纬距内，而位于100百帕南亚高压脊线附近至偏北4个纬距内。5月份的相对位置较分散些，大雨带轴线距脊线的位置更偏北些。

## 2. 热带东风急流与夏季降水的关系

盛夏在东亚地区有三支基本气流，即高空的温带和副热带西风气流、热带东风气流及低空的西南气流或偏南气流。其中热带东风气流是北半球夏季位于南亚高压南部的一支常定气流，它的活动与我国夏季降水关系密切。图6给出了1979年7月东风急流轴线与降水量的分布。雨区大体分布于东风急流入口区的北侧及出口区的南侧。

据分析<sup>[5]</sup>，长江中、下游梅雨明显时，100百帕东风急流中心位于 $15^{\circ}\text{N}$ 附近，强度可达30米/秒；而梅雨不明显时，东风急流的中心强度仅26米/秒，中心位置可达 $20^{\circ}\text{N}$ ，明显地偏北。由于东风急流北部边缘的变动比中心要明显，可利用东风急流北缘测站的高空风来作预报。例如，当广西南宁上空18000米处的高空风由西风转稳定东风后一个月左右，长江中、下

4) 陆森娥，副热带高压与福建沿海、台湾地区雨季及旱涝的关系，尚未发表。



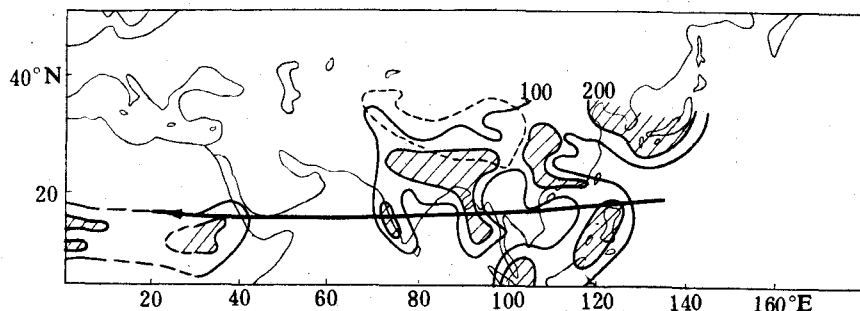


图6 1979年7月东风急流轴线与降水量的关系  
斜线区月降水量大于200毫米,箭头粗实线为急流轴线

游就进入梅雨期。

### 3. 青藏高原热状况与夏季降水的关系

早在一百多年前,印度就注意到喜马拉雅山的积雪量与夏季风来临迟早有关,近年来,我国亦有人用青藏高原降雪和积雪日数、最大积雪深度等来推测青藏高原冬春季地面加热场的强弱。发现青藏高原冬春季的异常雪盖,不仅对当时的温压场有重要影响,而且对未来的大气环流和天气气候还有更长时期的效应。陈烈庭等<sup>[26]</sup>提出一个青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏东亚环流和华南降水的可能模式:当青藏高原冬春季积雪异常多的年份,华南前汛期的雨量多;而当青藏高原冬春季积雪异常少的年份,华南前汛期的雨量就少。

另外,也有人讨论过青藏高原温度状况与夏季风盛行的早晚及长江流域夏季降水的关系<sup>[27-28]</sup>。

最后举我国新疆自治区气象台的例子,说明他们如何将夏季副热带环流系统研究所获得的主要成果,应用于天气预报实践<sup>[29]</sup>。

在中期预报方面,把南亚高压东西振荡、伊朗副热带高压南北振荡和副热带长波槽的演变,作为预报新疆夏季中期降水过程和高温过程的主要依据。对于新疆南部降水过程,设计了副热带高度场与新疆南部降水的相关图。以此图作为参考,结合 $0^{\circ}-90^{\circ}\text{E}$ 副热带地区( $30-50^{\circ}\text{N}$ )平均地转西风的逐日变化,预报副热带长波槽能否进入新疆南部盆地、多雨时段的持续和结束时间。在短期降水预报的应用方面,将副热带长波槽演变和副热带急流的演变等作为主要预报指标,应用于夏季短期降水预报业务。编制了适用于计算器的具体指标的回答式程序。

## 四、展 望

对今后夏季东亚大气环流的研究,我们提出如下建议:

1. 大气环流季节性转换仍将是今后大气环流研究中的一个重要课题。随着资料的增多,人们将揭露出许多新的观测事实。并将通过大气环流模式逐步了解清楚大气环流季节性转换的物理机制,模拟出逼真的大气环流演变情况。

2. 下垫面的作用是大气环流演变的重要因子。海气关系、地气关系的研究将更加深入。其中青藏高原的作用仍是一个值得继续深入研究的问题。在不久的将来有必要再举行第二次

青藏高原气象科学实验。在第二次实验期间,除增设一定数量的常规观测站外,还要引进遥感技术及其分析方法。今后气象卫星的发展,也将为开展青藏高原气象科学研究展现光明的前景。纬向海陆温差对大气环流的影响是人们早已研究的课题,经向海陆温差的作用也有待人们去深入研究,特别是南亚地区经向海陆温差的作用,在夏季可能是一个不可忽视的因子。为此,我们应当重视边界层方面的研究。这也将是我国未来第二次青藏高原气象科学实验的主要考察项目之一。

3. 海洋状况的变化同大气环流的异常有着密切关系。大气对海洋异常有响应,海洋对大气异常也有响应,是一种相互联系的反馈过程。我国很多工作已发现黑潮等海流对东亚天气和气候有一定的影响。我们应当在这方面继续深入研究。

4. 我们要详细研究高低纬度之间以及南北半球之间的相互作用。随着全球资料覆盖面积的改善,特别是海洋资料的增多,加上卫星资料的应用,更应当重视南北半球之间的相互作用。从南北半球各物理量的相互输送这一角度来探讨大气环流的季节性转换过程,这无疑将是一个值得提倡的途径。

### 参 考 文 献

- [1] 章基嘉、朱福康、彭永清、王盘兴, 1979年初夏大气环流季节转换的若干事实, 气象, 第6期, 2—4, 1984年。
- [2] 章基嘉、彭永清、王鼎良、周顺泰, 1979年初夏北半球大气环流季节性变化的研究, 青藏高原气象科学实验文集(二), 科学出版社, 121—131, 1984年。
- [3] 朱福康、陆龙骅, 南半球对北半球初夏季节转换的一个可能机理, 气象学报, 第42卷, 第4期, 449—457, 1984年。
- [4] 陶诗言、朱福康, 夏季亚洲南部100毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系, 气象学报, 第34卷, 第4期, 385—396, 1964年。
- [5] 朱福康、陆龙骅、陈威吉、赵卫, 南亚高压, 科学出版社, 1—95, 1980年。
- [6] Winston, J. S., and A. F. Krueger, Diagnosis of the satellite observed radiative heating in relation to the summer monsoon, Pure and Appl. Geophy., 115, 1131—1144, 1977.
- [7] 陶诗言、朱福康、吴天棋, 夏季中国大地上副热带高压活动的气候学和天气学研究, 中国夏季副热带天气系统若干问题的研究, 科学出版社, 106—123, 1963年。
- [8] 陈兴芳, 副高秋季转换的初步讨论, 大气科学, 第4卷, 第3期, 276—280, 1980年。
- [9] 青藏高原气象科学实验第一课题组编制, 高原地面辐射平衡和热量平衡图集, 气象出版社, 1—196, 1984年。
- [10] 翁笃鸣、潘守文、沈志宝, 高原地面辐射平衡和热量平衡考察概况, 气象, 第8期, 2—6, 1984年。
- [11] 章基嘉、彭永清、王鼎良, 夏季青藏高原各热源分量的时频特征及高度场对它们的响应, 青藏高原气象科学实验文集(一), 科学出版社, 182—192, 1984年。
- [12] 章淹、李月洪、毕慕莹, 1983年长江流域的异常大雨与海洋异常, 海洋学报, 第7卷, 第1期, 21—33, 1985年。
- [13] 史久恩、林学椿、周琴芳, 厄尼诺现象与我国夏季(6—8月)降水、气温的关系, 气象, 第4期, 2—7, 1983年。
- [14] 郑世京、黄福均, 1983年青藏高原热状况及其环流和我国天气气候特征, 湖北气象, 第2期, 26—30, 1985年。
- [15] Charney, J. G. and Devore, J. G., Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking, J. Atmos. Sci., 36, 1205—1216, 1979.
- [16] 李麦村、罗哲贤, 6月和10月大气环流突变的非线性机制, 中国科学B辑, 第2期, 187—192, 1983年。
- [17] 柳崇健、陶诗言, 副热带高压北跳和月尖(CUSP)突变, 中国科学B辑, 第5期, 474—480, 1983年。
- [18] 缪锦海、丁敏芳, 热力强迫下大气平衡态的突变与季节变化, 中国科学B辑, 第1期, 87—96, 1985年。
- [19] 陈隆勋、李维亮, 亚洲季风区夏季大气热量收支, 1981年全国热带夏季风学术会议文集, 云南人民出版社, 86—100, 1983年。
- [20] 王安宇等, 东亚加热场和大地形对大气环流季节变化影响的数值实验, 高原气象, 2(1), 30—38, 1983年。
- [21] Hahn, G. and S. Manabe, The role of mountains in the South Asian monsoon circulation, J. Atmos. Sci., 32, 1515—1541, 1975.
- [22] 郭晓岚、钱永甫、王谦谦, 七月季风环流发展的数值模拟, 高原气象, 第1卷, 第4期, 1—27, 1982年。
- [23] 章基嘉、彭永清、钱维宏, 南亚高压的建立及其迁移的数值模拟研究, 南京气象学院学报, 第2期, 192—203, 1984年。
- [24] 陈威吉、朱福康、陆龙骅、赵卫, 南亚高压的准三年振荡, 青藏高原气象会议论文集(1977—1978年), 科学出版社, 122—128, 1981年。

- [25] 朱福康、张清芬，初夏我国东部大雨带的天气气候特征，湖北气象，第2期，1—4，1985年。
- [26] 陈烈庭、阎志新，青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析，青藏高原气象会议论文集（1977—1978年），科学出版社，151—161，1981年。
- [27] 黄忠恕，青藏高原的热状况与长江流域旱涝关系的分析，同上，170—175，1981年。
- [28] 郑世京、陈效孟，青藏高原温度异常与东亚副热带环流及四川旱涝的关系，气象科学技术集刊（6），气象出版社，78—83，1984年。
- [29] 蔡承侠，南亚高压与新疆降水异常关系的研究及其应用，同上，69—77，1984年。

## THE RESEARCH ON THE GENERAL CIRCULATION OVER THE EAST ASIA IN SUMMER (A REVIEW)

Zhang Jijia      Zhu Fukang  
(State Meteorological Administration)

### Abstract

The general circulation over the East Asia in summer has always been one of the main subjects of the research conducted in China. In this paper by basing on the observational studies, theoretical studies and numerical modelling we have a critical review on the topics of (1) the transition of the circulation patterns due to seasonal changes, (2) the centers of action of the general circulation over East Asia, and (3) the influence of the Qinghai-Xizang Plateau on the general circulation over East Asia. Finally, some suggestions are made for further research in the general circulation over East Asia in summer.