

关于东亚大气环流和季风的研究*

朱 抱 真

(中国科学院大气物理研究所)

丁 一 汇

(国家气象局气象科学研究所)

罗 会 邦

(中山大学大气科学系)

提 要

为了纪念我国现代气象的奠基人竺可桢先生,本文回顾了竺先生“东南亚季风和我国雨量”开创性论文发表以后在东亚大气环流研究方面的主要成果。第一部分讨论了大气环流的双元性和季节突变,第二部分讨论了海陆差异和地形在季风发展的动力和热力过程中的作用,这包括冬季风、夏季风以及有关的热源和热汇。第三部分讨论了季风降水,尤其重点介绍了中尺度扰动、低空急流和梅雨的年际变率。

一、引 言

东亚位于欧亚大陆东部,具有世界上最大的青藏高原,东南濒临广阔的太平洋和印度洋。这种海陆分布和高原地形造成特征显著的东亚大气环流和著名的季风气候,并对全球大气环流和世界气候发生重要的影响。因此有关东亚大气环流和季风的研究一直是国内外气象界重视的问题。

我国有关这一方面的研究历史可以分为三个阶段:

在旧中国,气象事业的基础是很薄弱的,主要的观测资料是地面观测和极为稀少的高空探测,但我国气象学前辈在这样很不完善的资料条件下,也曾在季风和东亚大气环流方面完成了很优秀的研究。

新中国成立后,高空观测发展很快,开始了北半球范围的天气图分析,50年代初期当时的中央气象局和中国科学院地球物理研究所建立了“联合天气分析预报中心”和“联合资料中心”,海外的一批我国气象学者怀着很大的热情回到了祖国,他们带来正在兴起的Rossby学派的学术观点,和国内气象工作者一道,从实践中了解东亚天气过程,认识了东亚大气环流的特性。这一时期的研究是将地面系统和高空环流联系起来,对东亚的大型过程进行分析。在上述两个联合中心的活跃的学术气氛和广泛深入的实践中,对中国大型天气过程提出了许多新事实和新概念。并在此基础上从现象到本质,抓住东亚独特的地理特征,开展了有关东亚大气环流的一些基本问题的研究。

* 本文于1989年5月12日收到,1989年8月10日收到修改稿。

70年代气象科学在世界上进入了“实验”科学的阶段。诊断分析、数值模拟和近代探测技术结合起来,能对全球大气过程或一定地区的特殊过程,进行“实验”性研究,70年代末期国际气象界组织了“全球大气研究计划”(GARP),以及“季风实验”(MONEX)、“气团变性实验”(AMTEX)等地区性实验。我国在这期间组织了“华南前汛期暴雨实验”、“青藏高原气象科学实验”(QXPMEX),以及“梅雨实验”等,通过这一阶段的研究进展,人们对东亚大气环流和季风的性质和问题,有了更深入的了解,并逐步建立了我国现代化的客观分析和数值预报以及大气环流数值模拟。

第一阶段的代表性研究正是我国近代气象科学的创建者竺可桢先生的有关季风问题的研究^[1]在半个世纪以前,在我国地理学报创刊号上发表的“东南季风与中国之雨量”,这篇经典论文包括下列七个问题:

1. 中国古籍上关于季风之记载,
2. 季风之成因,
3. 印度之季风,
4. 我国季风与印度季风之异同,
5. 我国东部雨泽下降之主动力,
6. 苏东坡舶艸风诗之是否合乎事实,
7. 舶艸风之所以主旱表原因。

上列这些问题的研究在半个世纪中有了很大的进展,但至今仍是大力研究的课题。在本文中我们择其主要的几个问题,作一历史的回顾和当前发展的论述,以纪念竺可桢先生诞辰 100 周年。

二、大气环流的双元性和季节突变

在季风环流的建立问题中,竺可桢先生指出:

“我国与印度地处毗邻,冬季同受西伯利亚高压之箝制,夏季同受中亚低气压之支配,宜二地季风之合若符节”。

“西南季风,其来也势力甚猛不出三星期,即满布全印”。

“冬季风之来也其势骤,不出 1 月而已弥漫全国矣”。

这里很清楚地指出了作为季风背景的大气环流活动中心和季风建立时的突变过程,也是半个世纪以来,国内外气象学者着重研究的课题。

东亚冬半年和夏半年的平均环流显著不同。冬季低空受亚伯利亚高压,夏季受大陆低压控制;高空平均槽脊有“冬三夏四”之差。早在 40 年代中期,我国第一代动力气象学家赵九章(1945)^[2],就曾从海陆差异的力管场,讨论了半永久性大气活动中心形成的动力学问题。50 年代初期,关于冬夏平均环流的形成问题,国际上有两个学说的争论:一是强调地形的动力作用,如 Charney(1949)^[3]、Bolin(1950)^[4]等,一是强调海陆热力作用,如 Sutcliffe(1951)^[5]、Smagorinsky(1953)^[6]等。在东亚大气环流的研究中,我国学者强调了它们的共同作用。叶笃正(1951)^[7]、顾震潮(1953)^[8]、黄土松(1955)^[9]强调了海陆分布和地形对于大气环流的影响,朱抱真(1957)^[10]采用 β 平面 2 层斜压模式提出了大尺度热源和地形对西风带定常波形成的理论,强调了海陆分布的热力效应和大地形动力影

响的共同作用。后来的许多国内外研究继续发展了这方面的研究,如 Wiin-Nielsen (1971)^[11],黄荣辉和岸保(1981)^[12],林本达(1981)^[13]等。后两个研究扩展成球面大气问题。

有趣的是在天文季节上,一年四季,但在气象学的自然季节中,冬季和夏季的平均环流显然不同,而春季和秋季是迅速的过渡季节。在 1954 年叶笃正和朱抱真^[14]从大气环流变化讨论东亚过渡季节的来临时,着重指出东亚过渡季节的开始是经过一个突变过程;同年 Sutcliffe 和 Bannon (1954)^[15]指出地中海和中亚在 6 月的高空风有一次突变;两年后陶诗言和陈隆勋^[16]对 1956 年夏季开始亚洲南部大气环流的转变作了一次诊断分析,得到这时亚洲上空的大气环流有一个跳跃性的变化。在这些局地环流突变的观测事实的启发下,叶笃正、陶诗言和李麦村(1959)^[17]扩展到全球尺度的环流年变,发现每年 6 月和 10 月全球尺度环流有两次突变,这就明确了大气环流的双元性(bimodality)和季节突变过程。

大气环流的双元性是全局尺度的,但在亚洲季风地区特别显著。在 6 月中旬,冬季平均环流中原在喜马拉雅山南麓的副热带急流迅速北撤,对流层上空强大的青藏高原高压和东风急流建立,同时印度季风爆发,长江梅雨开始;在 10 月中旬,热带东风突然转变为西风,对流层上空的西风急流南撤到 30°N,同时冬季风在长江流域和华南建立,印度西南季风撤退。

这种大气环流季节突变已在大气环流数值实验中模拟出来。曾庆存、梁信忠和张明华(1988)^[18]利用 IAP-GCM 模拟出 6 月和 10 月两次带状环流的突变,ITCZ 的季节位移和东亚雨带的经向位移(图 1);认为环流季节突变和大气热源,尤其是凝结加热的相互作用密切相关,并可能在相当大的程度上受海陆和地形影响。在 GCM 上进一步作有

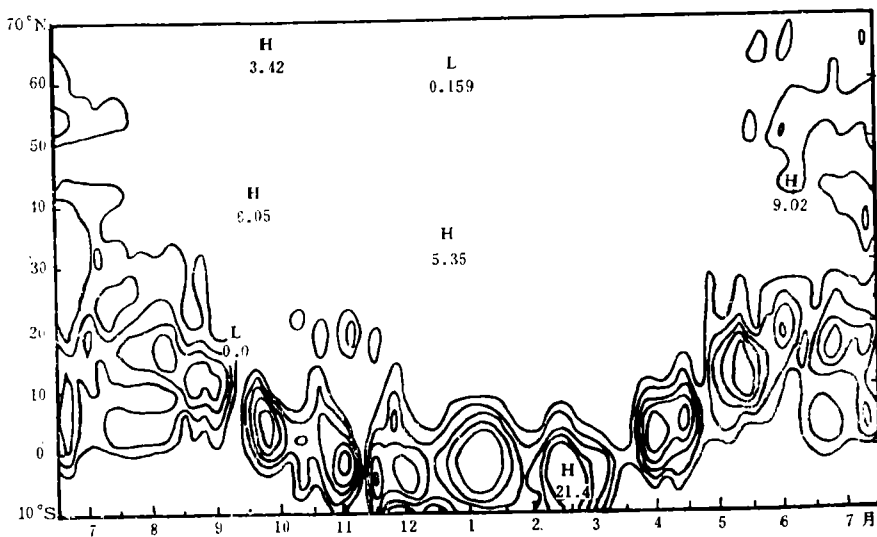


图 1 110—125°E 平均的 5 天平均雨量随纬度和季节变化的数值模拟
(曾庆存等, 1988)

地形作用的控制实验,可以发现在无地形作用时,没有出现风带突然北移;在有地形的作用下,才出现这种突变(Hahn 和 Manabe, 1975)^[19]。

上述环流季节变化的特征,虽然是由个别年份的资料分析得到的,但从大气环流的整体情况观察,环流体系的双元性及其转变的突变性是鲜明的,发人深思的。值得讨论的问题是:

1. 从多年的资料分析看,上述的季节变化的一些环流特征的出现是多种多样的,典型的同时发生的事例并不多见,也很难有一定的先后次序,像是很多现象的变化组成一个不规则的年际变化的背景。后来的许多研究,提出了一些新的值得注意的事实,这一点已曾作过概括(朱抱真、宋正山, 1979^[22])。

2. 上述季变特征是从全球尺度的环流体系而言,在不同的地区,现象的发生并不相同。例如在冬季环流建立时,9月份在高纬 60° 有很大的变化,我国出现秋高气爽,因此冬季风的建立可能有两个阶段(曾庆存等, 1988);在夏季风挺进时,5月份先在中国南海和中南半岛上空建立,6月份在印度爆发,因此夏季风的建立也有两个明显的阶段(贺海晏等, 1987^[21])。

3. 虽然利用 GCM 可以模拟出季节突变,但突变的动力学机制仍是有待揭露的一个难题。我国在近年来从非线性多态平衡角度讨论了大气环流季节突变的可能机制(朱抱真, 1986^[22])。由于所用的动力学模式是高截断的低谱方法,带有很大的敏感性,因此结论是有争议的。

三、海陆分布和地形在季风形成的热力、动力过程中的作用

关于季风的形成,在“东南季风与中国之雨量”一文中指出:

“季风之成由于大陆与海洋对于热量吸收与热量放射缓速之不同,……”。

“全球大陆之辽阔莫过于亚洲,故亚洲之季风亦特著”。

“因地域位置、山川形势之不同,我国季风显然与印度季风有出入之处,……”。

这些论点涉及季风的形成与海陆分布和地形的密切关系。

季风的古典概念是作为一个气候学概念而提出的。冬夏海陆之间的盛行地面风是相反的,人们开始认为它的成因是由于海陆热力差异引起的大型热力环流。但地面观测到的冬季大气活动中心西伯利亚高压并不在大陆中央,也不与气温最冷的地区相合;夏季的大陆低压也不与最热地区一致。到高空观测网建立后,季风的三维结构和高空行星尺度波动有关。这使得季风的成因要从全球尺度考虑,并和行星波动力学联系起来。

海陆分布对大气可以形成不均匀的加热分布,后者和地形都影响大气运动;反过来大气运动又影响海陆的加热贡献,因此海陆热力作用要通过大气的温度层结、水汽分布等来实现,也就是说海陆热力和地形作用与大气运动形成一个复杂的反馈系统,最后在自由大气中由辐射、凝结和地气之间的感热等,组成热源和冷源。50年代我国气象学者由流体热力动力学定常方程组,用气候资料计算了北半球冬夏对流层的冷热源分布(朱抱真, 1957)^[14]。同时还用简单的物理参数化格式,直接计算了西藏高原和我国平原地区的辐射、凝结和感热分量(叶笃正、罗四维、朱抱真, 1957^[23])。

后来随着高空观测资料的完善和计算机能力的发展,有关大气热源的计算有很多进展,但精细地确定热源数值仍是没有完全解决的问题。用流体力学定常方程倒算热源,在大尺度分布上是比较好的,但不能了解各个加热分量的情况。70年代 Yanai(1973)^[24]发展

的由流体热力学方程、连续方程和水汽方程倒算显热量源 Q_1 , 和显水汽汇 Q_2 , 对这个问题有了一定的解决。特别是由 Q_1 和 Q_2 的比较, 可以了解季风现象中很重要的凝结加热的情况, 无疑这对季风形成问题的研究是有利的。

1. 冬季风

丁一汇和 Krishnamurti(1987)^[25]用 Q_1 和 Q_2 研究了冬季风的热量收支, 并直接计算了各加热分量, 讨论了冬季风的 3 个特征问题:

1) 西伯利亚高压的热量平衡与高压的发展

根据西伯利亚高压热平衡的计算, 在高压的生成和发展期, 对流层有深厚的冷却层(热汇)。最强的冷却位于对流层中下层, 其中以长波辐射冷却贡献最大, 非绝热冷却将在对流层中导致深厚的下沉运动, 从而引起中高层的辐合、低层的辐散, 有利于高压的加强。这是西伯利亚高压形成的热力作用。

2) 冷空气在海面和陆地上的变性

冷空气一旦爆发则迅速地 toward 东南移动。在流经蒙古、华北、华中以及东海地区时, 会出现明显的气团变性, 从而改变极地大陆冷气团的动力和热力性质。国外对冷空气在海上变性的问题作了许多研究。发现在东海地区通过感热和潜热输送, 这种变性过程特别显著, 1974 和 1975 年进行的气团变性实验 (AMTEX) 表明, 在冷空气爆发期间, 黑潮向大气输送的总热量(感热加潜热)高达 800 W/m^2 , 而其余时间为 170 W/m^2 。实际上冷空气在东亚大陆也经历一定的变性过程, 通过对 1980—1984 年 19 次冬季强西伯利亚冷空气活动的热量平衡计算得到, 这种来自陆地下垫面的加热(114 W/m^2)约为海上($256—442 \text{ W/m}^2$)加热的 $\frac{1}{2}—\frac{1}{4}$, 因而可引起冷空气的明显变性。

冷空气变性的另一个问题是气团静力稳定度的变化。随着冷空气南下, 由于下垫面的加热, 低层的热力逆温消失。但到达华中和华东时, 在大尺度下沉气流作用下, 在 700 hPa 层附近常常形成动力逆温层。

3) 冷涌的发展和海洋大陆的热源

伴随一次东亚强的冷空气活动, 东亚和西太平洋地区的大尺度环流将发生显著变化, 在低层, 从东海到南海以及菲律宾以东的西太平洋地区出现明显的冷涌。近地面层的北风最强, 随高度迅速减弱。冷涌主要在南海地区向南传播, 其前缘十分类似于重力波的传播, 可引起气压骤升, 风向突变。以后当冷空气主体到达时, 则出现气温和湿度的下降。冷涌一直可以扩展到南海南部或近赤道地区, 在那里激发出大量的对流降水, 从而维持了在加里曼丹—新几内亚热带海洋大陆上冬季全球最强大的热源。这种加热场又通过哈得来环流对中纬度环流起着明显的反馈作用, 其中最重要的一个事实就是引起东亚高空急流的明显加速。

以上三点是有关热力作用对冬季风的影响。但热力作用只是冬季风过程中一个重要的物理因素, 还有很多动力作用的复杂过程。丁一汇等(1988)^[26]对西伯利亚动力结构的研究指出, 在高压形成前期, 对流层以正涡度为主, 低层和高层有弱的辐合, 中层是辐散。相应地在 700 hPa 以下是上升, 以上是下沉。但当反气旋发展和形成时, 中低层出现明显的负涡度和强辐散气流, 高层为正涡度和辐合气流, 整层为下沉运动。这表明对流层上层的强质量辐合是导致西伯利亚高压发展的一个重要因子。涡度方程的诊断表明, 西伯利亚高压区负涡度的出现和加强在中上层主要是负涡度平流和辐合项的作用, 而在低层只是辐散项的作用, 扭转项的作用很小。这个结果是与大尺度环流系统的配置一致的, 因为负涡度平流主要出现在高压脊前和不稳定槽后的地区。

早在 50 年代初期,陶诗言^[27]曾研究过东亚寒潮与北半球环流变化的联系。指出东亚寒潮过程对应于一次东亚大槽的替换或再生过程,而这种再生过程又可分为新地岛不稳定小槽发展和乌拉尔阻塞形势崩溃两类。近年来,仇永炎等^[28]指出,百分之九十的寒潮中期过程都与北半球倒 Ω 流型的酝酿、建立和衰退相对应。也就是说寒潮以两大洋脊的发展为开端,然后从乌拉尔到西太平洋形成倒 Ω 流型,最后以东亚大槽的重建为告终。因此寒潮的形成前期与欧洲以及乌拉尔地区的阻塞形势有关。

60 年代初期朱抱真(1963)^[29]曾由大地形和热源对超长波运行的控制,指出地形可使超长波在固定的地理区域摆动和加强,波脊可在堪察加半岛和黑海西侧滞留,这和上述倒 Ω 流型相合。70 年代开始国际上以共振理论分析阻塞形势,国内也作了有关大振幅阻塞环流形成的动力学研究。朱正心(1983)^[30]利用低谱模式讨论地形和热力共同作用下超长波的非线性平衡态,它们表现为两个大洋上的阻塞。这个研究进一步得到地形作用更有利于激发阻塞环流。

大气环流数值模拟更揭露了地形对于冬季风的重要作用,最近夏友龙和朱抱真(1988)^[31]利用一个两层球谱大气环流模式,模拟了冬季风过程:

地形对大气斜压性加强所伴随的强烈冷平流的发生起了重要作用。后者引起冷空气南侵;地形作用可以影响冷高压移动路径,使高压南侵到 30°N 附近,东移入海;在冷高南侵的过程中,东亚急流、冷涌和东亚局地 Hadley 环流都迅速加强;地形作用对于热带的对流降水分布也有很大的影响,因而对近赤道的 Walker 环流和东亚局地 Hadley 环流发生相互作用。

2. 夏季风

亚洲夏季风的建立是在每年 5 月份先在我国南海和东南亚地区盛行西南气流,雨季开始。然后向西偏北推进,6 月份到达印度。我国气象学者在访问 UCLA 期间,与 Yanai 教授合作,研究了这两个阶段季风建立的热力过程。

贺海晏等(1987)^[21]用 FGGE 资料讨论了高原大气加热对 5 月份东亚季风建立所起的作用。他们详细分析了季风建立期间 200—500hPa 气层增暖过程,发现高原外围地区升温的主要机制是下沉运动引起的绝热增温。而高原向大气输送感热和周围地区的辐射冷却所形成的温度梯度,推动着高原上的强烈上升运动及其周围地区的下沉运动。他们认为高原上的感热输送及季风雨的潜热释放对上述升温的直接作用并不大,但热源通过诱发的下沉运动对周围地区的增温起了很大作用,尤其是高原东北侧和西侧的下沉绝热增温,对亚洲季风建立过程和环流演变所起的作用很大——高原诱发的下沉增温是季风建立的主要机制。

罗会邦和 Yanai(1984)^[32]计算了印度季风建立时期各高度的热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 , 求得了高原上空热源垂直分布的结构(图 2)。加热在垂直方向上分布的不均匀性是很重要的特征,而过去的结果只分析了水平分布的差异。从东西向剖面可以定性判断高原东西两部份热源性质的差异,西部感热输送十分明显。利用降水资料及辐射气候资料进一步估算出初夏期间高原西部感热远大于潜热,东部则二者比较接近。

他们还详细分析了雨季前和雨季期间高原大气热力结构,发现雨季前,1200 GMT 拉萨上空有一高至 400 hPa 混合层,其位温为 336K。在此期间日最高地面位温出现在地方时 15 时,它比 1200 GMT 地面位温高 2.1 K,所以午后地面空气可以上升到超过 400

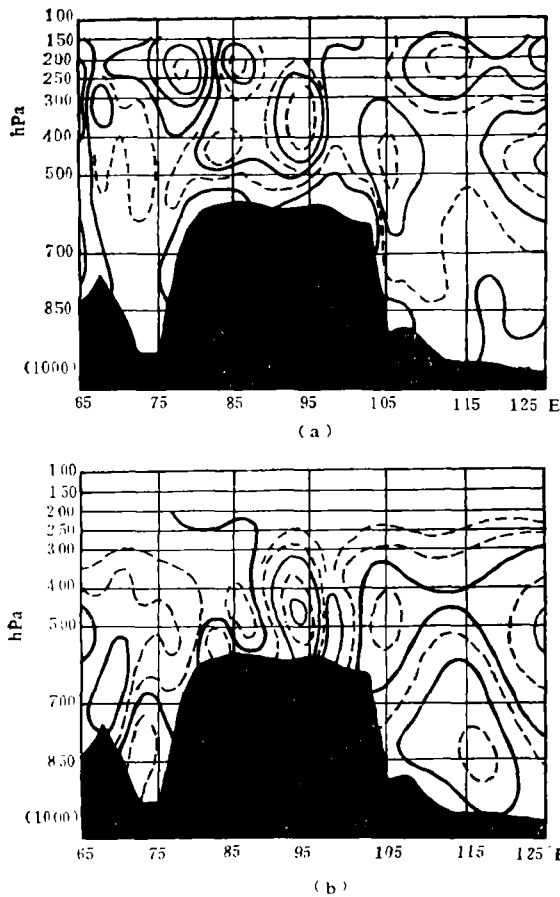


图2 青藏高原附近1979年夏季平均热源 Q_1 和水汽汇 Q_2 的垂直剖面,单位为 $^{\circ}\text{C}/\text{d}$
(罗会邦和 Yanai, 1984)

的变性一样,夏季风环流的伊朗高压,移到青藏高原上空时受高原边界层的作用也会发生变性,从原来的高层辐合、中低层辐散,盛行下沉运动的大陆动力性高压,变为低空辐合,高空辐散,平均为上升运动的热力性青藏高原(朱抱真和宋正山,1984^[34])。

夏季风热力过程中的一个重要问题是热源的分布及其对季风环流的动力作用。已如前述,我国气象学者对于热源分布的研究开始于50年代,根据稀少的观测资料得到夏季高原是一个巨大的热源;到70年代后,随着观测资料的增加,又有许多进展,但由于计算方法和所用的资料有所不同,结果也不尽相同;到目前为止,关于夏季高原热源水平分布的各种计算结果仍存在分歧。

陈隆勋等(1983)^[35]使用1961—1974年的资料,用正算法求得7月份热源最大中心在孟加拉湾东部和缅甸西海岸。罗会邦和 Yanai(1984)使用 FGGE II-b 级资料,用倒算法从逐日计算的5月底到7月初热源,求得的40天平均最大加热中心位于阿萨姆-孟加拉上空。因此新的研究表明,夏季风最大加热中心不在高原上空,而是偏于高原南侧的缅甸附近。

hPa 之上,将地面感热输送到深厚的对流层大气中,从加热机制方面解释了上面所得到的 Q_1 和 Q_2 铅直剖面,为何高原西部 Q_1 中心可以伸展到250 hPa 以上,而相应的 Q_2 却为负值。高原东部在季风建立前的干季,热源最大值所在高度也出现在对流层上部。根据这一水汽收支分析结果,他们提出了高原上通过干对流,热泡可以将感热输送到对流层上部的加热机制。

和这个研究的同时,宋正山、朱抱真等(1984)^[33]在国内利用 QXPME X 资料,独立地揭示了青藏高原西部热力混合层的特征。实际上当热带季风在印度建立后,整个高原上空盛行湿过程,由相当位温的垂直分布,可以发现在500—400 hPa 之间有一个近中性的相当位温直减率,表示高原大气有一个在垂直方向上发展起来的深厚的混合层,由 Q_1 和 Q_2 的计算分析,可知混合层的形成是高原加热维持的热力边界层。

正像前述的冬季风环流的大陆冷高压向南侵袭到海面 and 南方陆地上空

