

# 季风及其可预报性

Arnold Gordon

(CLIVAR 科学指导小组)

**说明** WCRP(全球气候研究计划)1985 年开始了为期 10 年的 TOGA(热带海洋全球大气)计划,随后又实施 WOCE(世界海洋环流试验)计划,它的观测阶段到 1997 年也将结束。WCRP1995 年又正式提出下一步新的科学计划 CLIVAR(气候变率与可预报性研究)。

**关键词** 季风 ENSO 气候预报

## 1 全球热源

热带大气主要是由深对流云的潜热释放驱动的。任意的月或年平均降水图显示出,这些对流云往往都是集结成大的云团,这里可称之为“热源”。有三个主要热源区:一个在亚马逊河流域,一个在热带非洲,最大的一个

是在“海洋大陆”,包括印度尼西亚、马来西亚、周围岛屿及临近海域。美洲、非洲及亚洲—澳大利亚的季风与这些热源的季节变化有关系。北半球夏季季风热源通常位置最偏北和最偏西,而南半球夏季季风热源位置则偏南和偏东。

亚马逊河流域和非洲热源主要是在陆

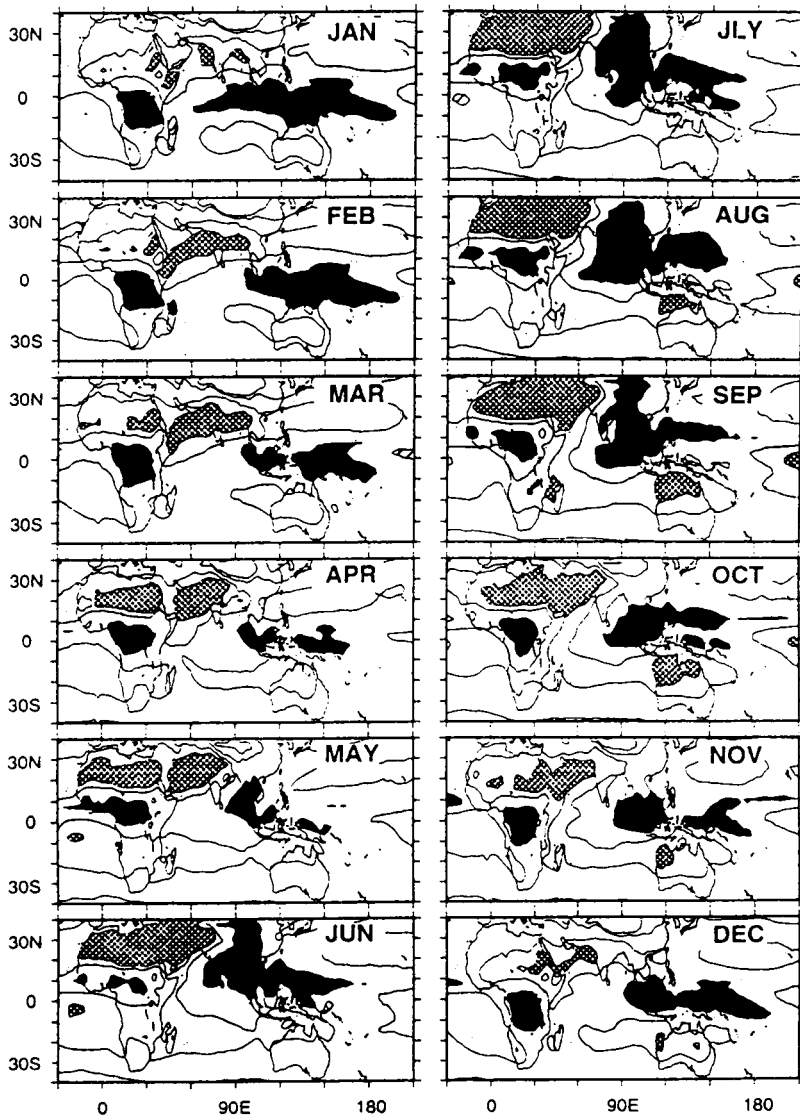


图 1 用长期月平均表示的外逸长波辐射(OLR)的年变化。在东印度洋和西太平洋存在 OLR 最小区(即最大对流和降水区)。从春季到初夏 OLR 最小区北移到东亚和南亚。但在北非和中东全年很持久的特征是在存在一个 OLR 最大区(即表示向太空的辐射冷却)。在北半球夏季时它的值比冬季增加了  $30\text{W}/\text{m}^2$ , 表示强的向太空的辐射损失(Webster, 1995)。

地上。反之,包括亚洲—澳大利亚季风的“海洋大陆”热源则与 SST 变化有强的相互作用。实际上,这个热源的年际移动与 ENSO 现象有关。季风对于驱动海洋非常重要。

除了局地热源以外,在每个大洋中都有多条具有热带辐合带(ITCZs)特征的带状热源,西北—东南走向的南太平洋辐合带(SPCZ)和类似取向的南大西洋辐合带

(SACZ)。ITCZs 通常在赤道以北,北半球深秋时位置最北,北半球春季时最靠近赤道。

从全球看,季风对大气加热的年变程和大气环流本身有最大的作用(Zeng et al., 1994a)。热源和热汇年变程可以用在太空测到的外逸长波辐射(OLR)的分布来直观表示。低的 OLR 表示深对流云顶冷。图 1 给出(Webster, 1995)非洲、印度洋和西太平洋

地区 OLR 的年变程,以各月平均随经、纬度的分布表示。在太平洋—印度洋地区 OLR 最小的位置(亦即对流),从“暖池”区域向东亚和南亚移动,反之,在北非和中东地区,这里整年存在一个很持续的 OLR 最大区域(表明从地面到太空存在非常显著的辐射冷却)。在北半球夏季时更有所加强。这个长波辐射热汇是一个最持续的气候特征。因而,各个加热中心的位置和大气加热的梯度两者都有较强的年变程。

季风,特别是亚洲—澳大利亚季风对对流层环流的年际变化有着重要的作用。动能的年际变化的最大中心就位于季风区(Zeng et al, 1994b)。而 SST 最大年际变化中心则位于热带东太平洋区域,表现为 ENSO 事件。

在印度洋—太平洋地区加热的年变程很复杂。3 月和 4 月之间,由于东太平洋 SST 的升高,使沿赤道东—西向 SST 梯度最小。这时沿赤道的 OLR 低值区开始急速减小。另一方面,当太平洋东—西向加热梯度减弱时,与印度季风有关的加热急速增加。在 5 月和 6 月之间赤道以北对流活动加强,与此快速变化相对应,印度和东亚季风突然爆发(Yeh et al., 1959; Zeng et al., 1994a)。10 月有一个相似的过程即亚洲冬季季风爆发和澳大利亚夏季季风爆发(McBride, 1987)。

因为亚洲陆地广阔,通常认为东半球是季风半球(Ramage, 1971)。实际上,在印度夏季季风降水的年际变幅非常大,足以引起灾害性洪涝和严重干旱。1877 年的严重干旱激发人们寻求预报印度季风降水的方法(Blanford, 1884), 导致著名的南方涛动的发现(Walker, 1923, 1924, 1928)。

虽然美洲和非洲季风没有与亚洲—澳大利亚季风同样活跃的环流,但他们也有全球性,特别是区域性的重要意义,以下各节将讨论季风系统的特征及其与 ENSO 之间的相互作用和年际可预报性。

## 2 亚洲—澳大利亚季风系统

### 2.1 季节内变化

在夏季季风期,在带来均匀季风降水的活跃期与大范围(Ramamurthy, 1969; Murakami, 1976; Gadgil 和 Asha, 1992)和大约两星期(Krishnamurti 和 Bhalme, 1976)几乎无雨的弱间歇期之间存在着振荡。强季风期和弱季风期之间的主要差别表现在间歇期(或干期)的持续长度和强度的不同,好坏季风的年际变化是活跃期的持续时间与强度变化的体现。

印度季风活跃期与受热的次大陆上季风区的强热带辐合带(ITCZ)有关系。Sikka 和 Gadgil(1980)对卫星云图的分析说明,暖的赤道印度洋也是有利于发生 ITCZ 的地区。他们还发现次大陆 ITCZ 活跃期(大尺度季风降水)是与大洋 ITCZ 减弱期有关,反之亦然。大陆上 ITCZ 与赤道印度洋 ITCZ 的负相关在 Yasunari, Gadgil 和 Asha(1992)及 Lau 和 Chan(1986)的 OLR 场空间分布研究中已有很清楚的说明。

东亚季风特征为 6 月中旬沿长江流域降水突然增加的现象,然后降水一直伸到日本。在 7 月中旬雨区突然移到中国的北部。华南和西太平洋地区的第二个雨季是由于 ITCZ 的北移和台风活动造成的(Chu, 1934; Tao 和 Chen, 1987)。

有些迹象表明,东亚季风季节内波动可与 NESO 事件相互作用。在东亚强的冬季风期间较频繁和较强的寒潮可加强赤道西太平洋区域的积云对流。这反过来可以加强在西太平洋中的 30—60 天的振荡,从而可以激发一个 ENSO 事件(Li, 1990)。

在澳大利亚区域,也明显存在强弱季风变化周期,它与 40—50 天振荡直接有关(Madden 和 Julian 1972)。Hendon 和 Liebmann(1990)对这些相互关系进行了详细的合成分析,说明高空东风和低层西风中的一级扰动可近似表示一次活跃期,相似地经向风扰动与 Hadley 环流向极区移动是一致的。

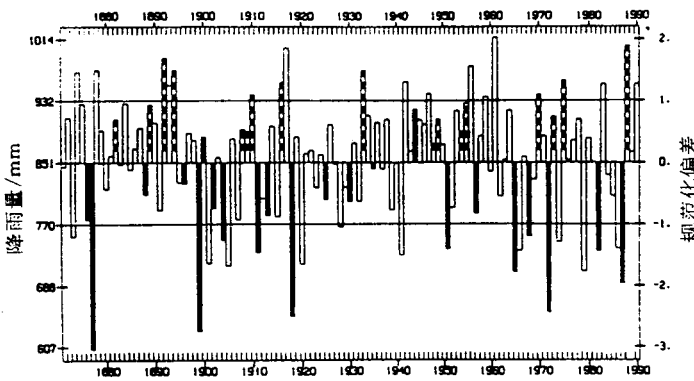


图2 印度降水距平, ENSO的暖年由阴影格表示,冷年由间断格表示(Shukla, 1991)

可以看出似乎在较高纬度的与40—50天振荡有关的全球系统,将对这些时间尺度产生有限的(但较小的)可预报能力。

然而,季风对流包含很多种振荡,不仅仅是40—50天的振荡。Hendon和Libmann(1990)发现降水谱在40—50天周期上并没有一个显著的峰值;实际上,它是一条红谱,与达尔文850hPa的风在所有超过30天的周期上有高相关性。很清楚,季风中有一系列季节内变化的区域性源(Manton和McBride, 1992)。

## 2.2 ENSO与亚洲夏季季风

Rasmusson和Carpenter(1983)指出, ENSO与亚洲夏季季风有密切联系。印度的干旱年与ENSO的暖位相相伴随,涝年与冷位相相伴随(Shukla 1987, 1991)。图2表明印度降水与ENSO之间有一个很清楚的同时出现的关系。

尽管,它们之间关系很明显,但降水距平的强度与ENSO的强度之间对应的关系相对较弱,这个关系中一部分变化可能是由一些变化慢的边界条件所造成的,例如喜马拉雅/欧亚雪盖(Barnett et al., 1989; Vernekar et al., 1995)。还有印度的降水不能代表整个季风区的降水。实际上,印度只代表传统的东半球季风区的一小部分。也有人提出,西太平洋暖池区对流活动影响了东亚季风雨带的强

度和位置(Huang和Li, 1988)。也可能降水是气候随机性质的结果,与物理上变化的边界条件没有关系(Palmer, 1994)。

TOGA/WGNE季风数值试验组(MONEG)应用数值模式(WCRP, 1992)探讨了的季风—ENSO的同时关系。选了两个特定时期进行研究:一个是1987年El Niño夏季(暖位相期),另一个是1988年La Niña夏季(冷位相期)。1987年

是印度和非洲的次撒哈拉国家的干旱年。反之,1988年撒哈拉降水基本是长期平均值,而印度季风降水则超过平均值很多。使用实测SST对这两年的4月—8月用一组模式加以运转。很清楚地发现只在一些模式中,印度降水在1987年低于平均值,而1988年高于平均值。这表明印度降水预报对模式物理过程的敏感性。并且这个地区可能存在显著的随机多变性。也可能是结果对初始条件很敏感。图3表示只是初始大气条件不同的9个模式积分的平均降水量。正如图3所示,从整体上说1987年平均降水低于平均值。1988年超过平均值。尽管如此,也有一个显著的分散,特别是冷期,说明有一个相当大的随机影响。使用海洋—陆地—大气研究中心(COLA)模式开展的类似试验,显示出一个小得多的分散。CLIVAR将努力搞清楚在多大程度上这些结果依赖于各模式。

## 2.3 季风对ENSO可预报性的影响

在上一节由MONEG和其它研究探讨了季风降水与同期SST距平的关系。实际上, Walker(1928), Normand(1953)和后来的Yasunari(1987, 1991)及Webster和Yang(1992)已经说明季风变化超前于南方涛动指数(SOI)变化,很有可能季风本身迫使ENSO振幅和位相发生变化。

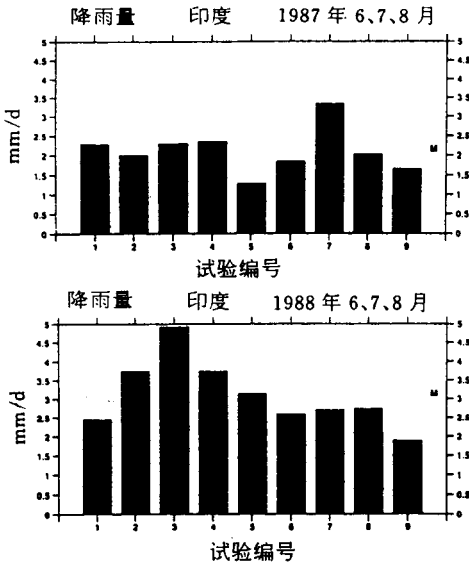


图 3 1987 年(a)1988 年(b)印度降水总体结果,显示了季风降水的随机性 (Palmer and Anderson, 1994)

强烈的同期关系并不必然意味着预报价值。实际上,自从早期 Walker 的工作以来,已经了解到虽然 ENSO 和季风的变化是有联系的,但季风变化可能超前于 SOI 的相应变化,从而也超前于 ENSO。Normand(1953)总结了上半个世纪的统计工作,指出:

“不幸的是对印度来说,6 月—8 月的南方涛动是与以后的天气有明显的相关。但与以前天气几乎没有关系,因此,印度季风在全球天气中是一个主动的而并不是被动的特征。印度夏季季风作为事后说明更为有效,而不能用作预报工具。总的来说, Walker 全球范围的调查结果,对预测其它地区而不是印度地区提供了很好的希望”。但是, Normand 也指出: SOI 作为预报因子预测季风特别是夏季风是失败的,但对北半球冬季季风的预报则取得了一些成功。

使用 SOI 滞后相关可以更清楚地看出 Normand 的结论。图 4 为 1935—1990 年 SOI 的滞后相关。北半球冬季之间的相关相对较高;冬季与其后夏季之间的相关相对较低。这一相关上的差异说明 SOI 在北半球春季

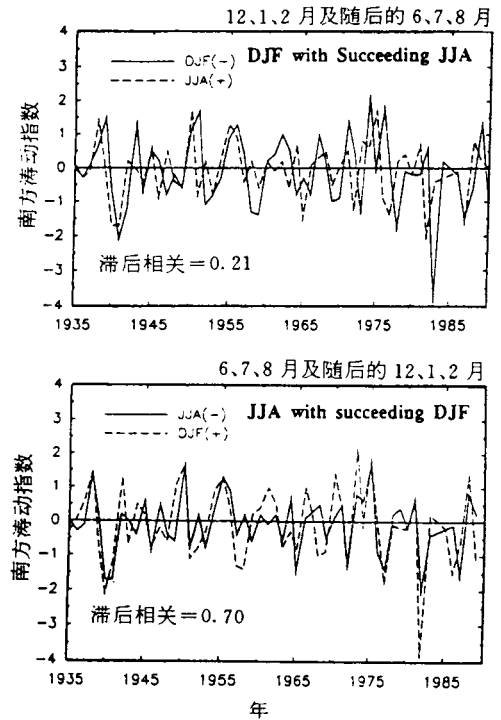


图 4 SOI 的滞后相关。上图是冬季的 SOI (实线)与其后夏季的 SOI(虚线)。下图是夏季的 SOI(实线)与其后冬季的 SOI(虚线)。相关表明,冬季 SOI 与其后夏季无关。而夏季则与之后的冬季密切相关

没有显著的相关性,这与以前讨论的可预报性障碍相一致。

因冬季季风的某些方面与 SOI 有很高的相关,而且在夏季和随后冬季的 SOI 之间也有一个强的滞后相关,所以, ENSO 至少可提前 6 个月对异常冬季季风提供预报前兆。然而, SOI 和 ENSO 之间的关系本身有点松散,而且在季节到十年的时间尺度上是变化的。Normand(1953)的结论“季风的变化预示全球其它部分的环流变化”已由 Meehl(1987, 1989)和 Yasunari(1987, 1991)的观测和推论所证实。他们认为由印度的异常降水和南太平洋辐合带可把季风分为“强”年、“弱”年两类。Webster 和 Yang(1992)发现整个太平洋信风风系在强季风年较强,在弱季风年较弱。实际上,他们发现了一个很强的

讯号,它可以至少在同期意义上把季风和 ENSO 联系在一起。

亚洲—澳大利亚季风和气候系统的其它要素之间的关系还很不清楚。看来它们彼此有影响,例如,太平洋 ENSO 事件可以影响季风,后者又反过来影响 ENSO。CLIVAR—GOALS 的目的之一就是对这些联系作出描述。还有,季风十年际的变化,特别是它与十年际时间尺度的 ENSO 变化的关系也需要加以研究。

### 3 全美州的季风系统

全美州的降水年际变化可与正常季节降水差异一样大。例如,在美国大平原及巴西东北部,年际季风降水变化可以从少到不足以支持正常农业所需,变到多得引起严重洪涝。一旦改善了年际变化的预报能力,就可提出好的战略以减轻灾害和经济损失。而在控制降水波动方面热带 SSTs 的变化可能是一个重要因子。

热带太平洋东部海域和热带大西洋西部海域显示出,在大陆季风、海洋热带辐合带(ITCZ)、SST 的赤道冷舌和美国降水之间存在一密切的相关关系,东太平洋和大西洋近地面状况的年度信号可以看作是耦合的海洋大气系统的一个响应。ITCZ 及其连带的强降水区与“热赤道”是近似一致的,它的平均位置在赤道以北,这在该区域产生一个对赤道明显的不对称。为了模拟和预报这个地区的年际变化,在整个美洲观测和模拟耦合的海洋—大气—陆地系统的季节演变是必要的。

观测到 SST 的最高值不是在赤道上,而是在  $5-10^{\circ}\text{N}$ ,大致与 ITCZ 的年平均位置相同。暖水与向东流的北赤道逆流一致,它与 ITCZ 两侧强的经向风应力梯度相联系。沿赤道的地面东风驱赶向西流动的南赤道洋流,由于柯氏力的作用,此洋流在北半球向右偏转,在南半球向左偏转。结果,大量含丰富营养物的冷水组成的赤道涌升流造成了著名

的“赤道冷舌”。美洲某些地区也有典型的季节变化,例如,在亚马逊上游全年多雨,智利南部则是冬季多雨。然而,也有一些特殊的特征,例如,在巴西东北部和厄瓜多尔沿岸 3 月—5 月为最强的雨季,在赤道带 3 月—4 月降水最强。这些月份东太平洋经常有一个对赤道对称的双 ITCZ,而大西洋 ITCZ 是在赤道上。反之,9 月—10 月赤道非对称最强。赤道冷舌强度也有一个强的年振幅,例如,Galapagos 岛附近 9 月水温  $22^{\circ}\text{C}$ ,3 月是  $27^{\circ}\text{C}$  左右。东太平洋和大西洋两者逐年的 SST 变化很有规律。这种振荡比半年变化强,其原因还不清楚。

秘鲁和安哥拉以西广阔和显著持续的海面层云的覆盖,对当地和全球热平衡有强的冷却影响。它们出现在大范围的下沉区,在周的、年的和年际的时间尺度上它们又扩大又缩小,也表现出夜间增厚、白天变薄的日变化。这些云盖的多变性在其西部边缘特别大,标志着信风中空气向下游移动时从层状云到信风积云的过渡。

热带气旋对加勒比海、中美州和美国南部地区的暖季降雨量是非常重要的,一个飓风季节中风暴个数的年季和十年际变化相当可观。虽然这些变化的一部分是由于样本变动引起,但其中的一部分与热带风暴和它早期的东风波所籍以发生发展的大尺度环流变化有关系。

与整个美洲季风系统的 ITCZ 复合体有关的大气—海洋现象引起的年际变化,需要由 CLIVAR—GOALS 弄清楚,特别需要有观测和模式研究项目来确定什么因素控制该地区的大陆降水分布。

### 4 非洲季风系统

有不断增多的证据表明,非洲季风环流及其降水的年际变化是可以预报的(WCRP, 1994)。特别是区域性降水与 ENSO 有明显的关系。例如,北半球夏季降水的范围从西非萨哈拉到埃塞俄比亚及东非高原西部,

它与 SOI 有正相关。同样在赤道东非沿海地区,在北半球春季和秋季 SOI 低位相时雨量充沛。非洲南部北半球盛夏时降水和 SOI 的关系是负相关。

非洲东部大部分地区有两个雨季,一个是在 10 月~12 月“短的雨季”,与 ENSO 有很好的相关,凡 ENSO 年降水增加。3 月—5 月是主要雨季,与 ENSO 的相关弱得多,它们的年际变化比短雨季的年际变化小。ENSO 年的次年有降水偏少的趋势。同样,在 ENSO 事件以后南非早期降水也减少。

除 ElNino 外,还有许多海域的 SST 异常对于非洲季风环流有强的影响。例如,1984 年几内亚海湾 SST 强烈增暖,它对整个几内亚周围地区的季风降水有显著影响(Philander, 1986)。这类局地 SST 异常最后也可能与 ElNiño 有关系(Delacluse et al., 1994)。为了描述非洲季风环流的年际变化,必须建立一个好的模式,以模拟出局地 SST 异常的影响。有证据表明北半球秋季赤道东非的降水,受印度洋 SST

异常的影响,而后者则与其前期的亚洲夏季风强度有关(Hastenrath, 1991)。非洲和亚洲季风之间的联系有待更充分的探讨。

非洲季风提供了一个很好的机会去研究年际变化和十年际变化之间的关系。西非萨哈拉降水是由十年际时间尺度变化所控制。虽然此沙漠和热带雨林间过渡地区的土地利用的变化情况,对于了解此十年际变化有一定作用,但此降水变化趋势跟北大西洋和南大西洋之间 SST 大尺度偶极子波动是有相关关系的(Folland et al, 1986)。这一偶极子强度的年际变化可能也是重要的,然而它对萨哈拉雨季的影响在某种程度上被 ElNino 的后果所掩盖。总的来说,人们对北-南大西洋偶极子年际变化的作用还没有很好的了解,这种现象是全球 SST 重要分布型之一。CLIVAR-GOALS 主要目的之一将是确定它的可预报性的限度及其对气候的影响。

施国强译自 WMO/TD No. 690, 1995  
李同娟 文昌校