

海温异常影响长期天气过程研究的进展

李麦村 陈烈庭 林学椿

(中国科学院大气物理研究所)

一、引言

众所周知,地球大气的运动,广泛受到下垫面的影响,特别是下垫面的加热效应对大尺度大气运动的影响更为重要。由于地球表面海洋占整个面积71%,所以海洋作为大气运动的下垫面的主要组成部分,对于大气运动可产生控制作用。同时,海洋具有较大的热惯性,其热容量比大气大1200倍之多,这样,海洋是一种大气储存热量的机构。对于长期天气过程来说,这种热惯性能使快变的大气“锁定”,长期稳定地加热大气,使大气持续稳定地朝着一个方向发展,产生时间尺度较长的天气过程。这样,由于海洋加热使大气产生滞后效应,所以海洋加热异常,将是长期天气过程形成的重要原因。从动力学上看,由于海洋的流速极小,特征速度约为 $U_0 \sim 20 \text{ cm/s}$, 比大气运动特征速度小了50倍,因此,海气耦合系统的时间尺度将是:

$$T \sim \frac{L}{U_0} \sim \frac{10^7 \text{ m}}{0.2 \text{ m/s}} \sim \frac{10^8}{2} \sim 5 \times 10^7 \text{ sec}$$

这正是长期天气过程的时间尺度。因此,海气相互作用的结果,海洋对长期天气过程的影响将更为深远。海洋是长期天气过程异常的能量源泉之一。所以六十年代以来,气象学家对海气关系进行了广泛的研究。其中 Namias^[1] 和 Bjerkness^[2] 的工作从广泛的资料和物理观点比较有力地论证了这种关系的存在,使由来已久的海气关系研究向前推进了一大步。近年来,国内外这方面工作相当活跃,以致在天气动力学中形成了内容深刻而广泛的一个分支。

当然,大气和海水是两种不同的连续介质,它们之间紧密相联,它们的运动相互作用,相互制约,一方面如前所述,海洋对大气加热影响大气运动,另一方面,大气运动通过切应力对海流产生影响,使海水产生风吹流和上翻,使海温分布发生变化,以致改变海洋对大气加热作用。这样海洋对大气产生热力影响,而大气对海洋产生动力影响。如此相互联系,相互作用,使海气相互作用呈现出一幅复杂的图象,认识到这种相互作用是最近海气相互作用研究的一大进展。就在不久以前,气象学家还只认识到海洋对大气的重要加热作用,只有少数气象学家看到大气动力过程对海温分布起着重要作用。近年来一系列研究工作表明这种关系的存在,当然这方面在气象学家中还存在争论,本文企图就这一问

1979年5月15日收到。

题对国内外的成果作一综合评述,并阐明我们的观点。

二、海温与大气环流关系的若干事实

北太平洋海水表面温度(以下简称海温)分布有明显的纬向性,而且这种纬向分布要比气温显著。但由于洋流的影响,在 40°N 以南太平洋西部的海温全年都比东部高,东西部海温差在夏季可达 10°C 左右,冬季也有 $7-8^{\circ}\text{C}$,在 40°N 以北,东部海温比西部高,东西之间的海温差可达 6°C 左右,海温的水平梯度西部也比东部大。海温的这种分布使大气环流在太平洋东西部也有明显的不同,西部的子午环流要比东部强^[3],太平洋海温在 $35-45^{\circ}\text{N}$ 和 $25-30^{\circ}\text{N}$ 有两个梯度极值带——海洋锋区,其上空刚好存在两支急流,而且海洋锋区和高空急流在季节变化上是一致的^[4]。在赤道上,东部海温低于西部,东西部海温差主要决定于东部^[5],东部是热带海洋中海温变化最大的地区^[6]。由于这样的热力结构,反映在大气纬圈方向存在着东西向的直接环流——沃克环流^[2]。

平均海温从2月到8月为增温时期,最大增温在7月 40°N 附近,从9月到1月是降温时期,最大降温在11月 45°N 附近,最大增温中心到最大降温中心和最大降温中心到最大增温中心之间二者是不对称的,前者变化急剧,等值线密度大;后者变化缓慢,同一地区的大气1000 mb~500 mb厚度的月际变化也很类似,最大增厚在5月,最大减厚在10月,由北太平洋月际变温的资料也可以看到最大变温中心与500 mb最大变高中心是对应的^[7]。同样,大西洋和印度洋都存在着类似的变化^[8]。

因此,从平均状态来说,海洋的热状况和大气环流的演变是一致的。

北太平洋和北大西洋海温距平的分布比较简单,且同号的海温距平常占海洋面积的 $1/3-1/2$ ^[9]。太平洋的异常海温大致可分为两大类四个型^[10],即北暖南冷类,它又可分为纬向北暖南冷型和经向中央暖区两个型;北冷南暖类,它又可分为纬向北冷南暖型和经向中央冷区两型。从1949年1月—1962年12月共168个月符合这四个型的有149个月,占90%左右,这些海温型在700 mb或500 mb高度场上都对应一定的形势,一般在正海温距平区上空对应正高度距平;负海温距平上空对应负高度距平。海温距平型一般在秋冬建立,可以维持到次年的夏季,它的持续时间由3个月到23个月不等,平均持续时间约为3个季节左右。海温距平的持续性对长期天气预报具有重要意义,它往往是长期天气过程异常发展的先兆和成因。为我们用前期冬季海温距平预报后期降水和环流提供了可能性。

北太平洋海温异常与东亚大气环流有密切的关系,冬季两大海温距平类与夏季东亚环流有关^[11]:冬季海温北暖南冷类使夏季东亚纬向环流指数增加,海温北冷南暖类使纬向环流指数下降,经向环流指数增加。夏季海温距平为北暖南冷类时,一般台风偏多,而海温距平为北冷南暖类时,台风偏少^[12]。在太平洋西部700 mb大槽后出现海温降温区,大槽前出现增暖区,而付高控制区以增暖区为主^[13],付热带高压的强度与赤道东太平洋地区的海温有正相关^[14],进一步分析指出^[15]:1—4月黑潮地区的感热异常总量与5月的付高进退有关,而6月付高西伸指标却与黑潮地区5月的感热异常有较好的关连。

北大西洋海温异常与西欧的阻塞活动有关,Namias^[17]分析1958—1960年西欧上空的

持续性阻塞活动时指出: 这与北大西洋持续性海温距平经向梯度有关。Ratcliffe 等^[9]发现, 当墨西哥湾海区海温偏低时, 次月将有利于西欧阻塞形势的出现, 反之, 则有利纬向环流的出现。

北太平洋和北大西洋海温异常共同对大气环流的影响, 近年来也有一些研究工作。分析 1972 年世界性天气异常时^[14], 发现该年大气环流和大气异常与大西洋和太平洋中两支最大暖流——墨西哥暖流和黑潮海温长期明显偏冷有密切联系。我国 6 月大范围的旱涝与两大洋上前期 500 mb 阻塞形势有关, 而阻塞形势的消长却与该地区的海温经向梯度有关^[17]。由图 1—2 可见, 大西洋——欧洲地区 2 月 500 mb 阻塞形势发展时, 1 月大西洋海温距平经向梯度是负的, 太平洋的经向梯度是正的, 则 6 月我国出现大范围的多雨; 反之当纬向环流(低阻塞指数)发展时, 1 月大西洋海温距平经向梯度是负的, 太平洋海温距平经向梯度为正的, 则 6 月我国出现大范围的干旱。由图还可看到两大洋异常海温对大气异常加热的结果, 在 500 mb 中高纬度区产生波长约 6—7 千公里的阻塞系统。

热带地区是大气运动动能和水汽的主要源地, 热带海洋地区也是影响我国天气气候的一个重要地区。符淙斌等^[18]计算了赤道东太平洋最大增温的 1972 年 12 月太平洋地区的平均子午环流和赤道附近的平均纬圈环流, 指出当赤道东太平洋海温异常偏高时, 其上空同时期的平均纬圈环流较弱, 不能构成闭合的纬向垂直环流, 而平均子午垂直环流比较发展, 南北半球各存在一个强的哈特莱环流; 当赤道东太平洋海温异常偏低时, 其上空同时期的平均纬向垂直环流发展, 东部下沉西部上升出现一个完整的闭合环流圈, 而平均子午环流不发展, 南北半球的哈特莱环流圈消失, 已



图 1 大西洋高阻塞指数时 2 月 500 mb 高度平均距平(图中实线, 每 2 位势什米分析一条, 粗线为距平零线)和 1 月海温平均距平(图中虚线, 每 0.2℃ 分析一条, 方格区为海温距平大于 +0.2℃ 区, 斜线区为小于 -0.2℃ 区)

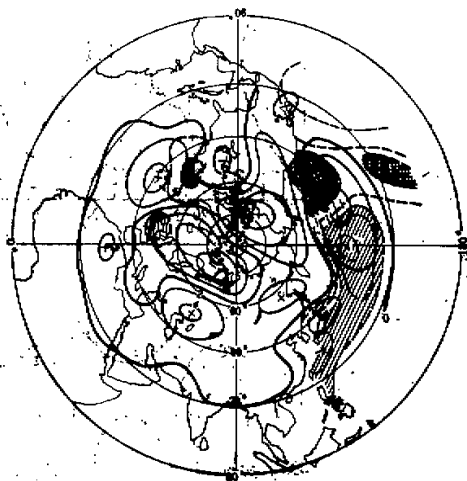


图 2 大西洋低阻塞指数时 2 月 500 mb 高度平均距平和 1 月海温距平(说明同图 1)

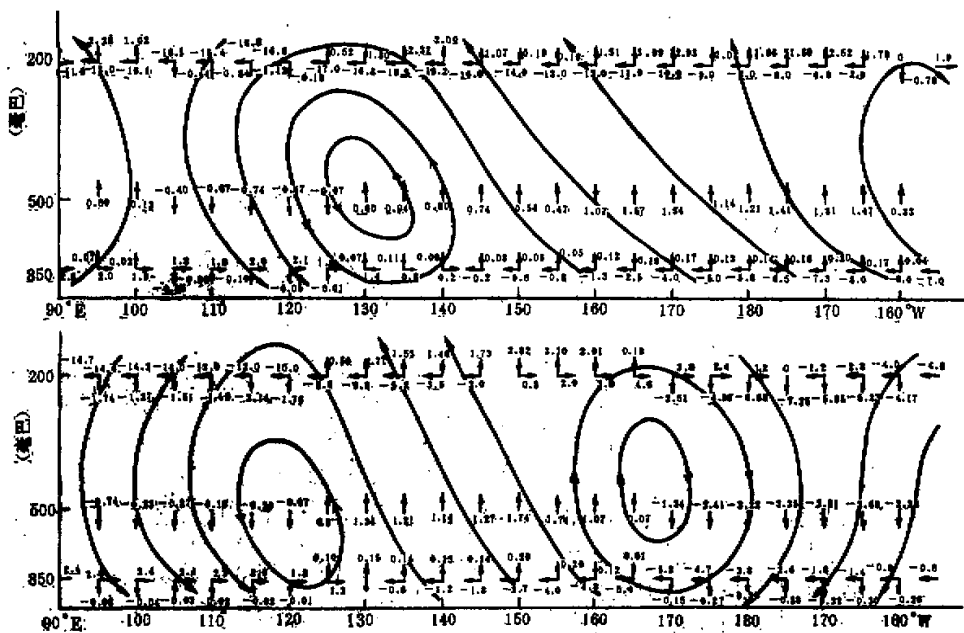


图3 沿赤道的平均纬圈环流(单位: V 为米/秒 ω 为厘米/秒。上图暖水时期, 下图冷水时期。

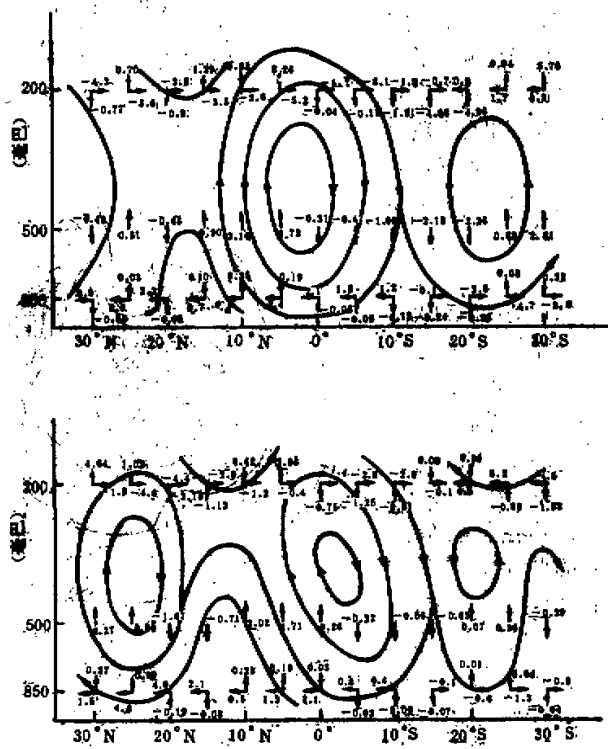


图4 105°—130°E 的平均经圈环流。(说明同图3)

被“赤道环流圈”所代替。

在分析东太平洋赤道地区海温与我国降水关系时, 陈烈庭^[6]注意到沃克环流和经圈环流间存在着相互制约的关系, 提出东太平洋赤道海温影响我国降水的可能机制, 他指出: 当东太平洋赤道地区春季海温偏高时, 随着赤道冷水舌的向东萎缩, 6 月的沃克环流偏东, 上升运动区范围也向东发展, 赤道太平洋的反沃克环流发展, 使得西太平洋热带地区季风环流圈发展, 西太平洋哈特莱环流减弱并偏北, 中心在 18°N 附近, 因此西太平洋付高脊东撤减弱并偏北, 江淮流域少雨 (图 3—4), 当东太平洋赤道地区春季海温偏低时, 下沉运动向西扩展, 赤道干旱带发展, 沃克环流也随着西移, 西太平洋热带地区季风环流圈弱而哈特莱环流强度显著增加并南移, 中心在 12°N 附近, 西太平洋付高脊西伸加强而且偏南, 造成江淮流域多雨。

此外, 杨肇初^[19]还发现太阳活动同中低纬度 150°E 以东的东太平洋区海温有显著的相关性, 提出太阳活动是通过影响这些关键区的海温再影响大气环流。

三、海气相互作用的机制

从理论上较早研究海气相互作用的是 Adem^[20], 他不考虑大气动力过程的反馈, 只考虑海气热量交换来预报月平均大气运动和海温。Габрилин 和 Мошин^[21], 考虑到大气运动产生云, 而云调整辐射对海温分布产生影响, 这样一个海气热量交换模型, 能使大气产生以月为时间尺度的长周期振荡, 这一模型考虑气流对云的控制, 从而影响海温分布。但是, 这是间接的, 没有直接从动力上考虑气流对海温分布影响。这方面 Перухов 和 Федейко^[22,23]则更进一步从热力学方法考虑不同云系对太阳辐射的作用不同, 不考虑大气的反馈, 也得出了海洋对大气长期过程影响的存在。“长期数值天气预报小组”^[24]的工作与上述考虑相类似。但在动力过程方面却略有不同, 它通过一种参数化的方法即用流场涡度来控制云量, 而通过云量调节海表辐射, 这样也得出了大气流场向海温适应。这些工作企图说明海温对长期天气过程的影响, Egger^[25]利用二层模型, 定量地计算了大气等压面高度场向海温响应, 强调了热带大尺度大气运动对海温异常的响应。

但是近年来, 这方面认识又深入了一步, 按照上述观点, 海气相互作用这一对矛盾, 海洋是矛盾的主要方面, 而大气是被动的, 受控的。但是根据林学椿^[7]的分析, 海温异常是由大气运动所引起的。Davies^[26]也同样指出了这点。Quinn^[27]发现 Easter Island 与 Darwin 之间气压梯度改变先于海温异常。而 Wyrki^[28]则证明环流异常, 可以形成 El-Nino 现象, Salmon 和 Hendershott^[29]利用数值试验证明, 这种海温异常可以是大气环流的结果。A. G. Connejo-Garrido and P. H. Stone^[30]根据资料进行理论分析指出: 海温异常只是改变蒸发, 而沃克环流的维持则主要靠凝结加热, 由于云对辐射的影响, 所以沃克环流的上升分支区域与高海温处不相重合, 因而海温梯度对沃克环流起着次要作用。最近 Frankignoul and Hasslmann^[31]对海气相互作用的研究, 作出了明显的令人信服的结果, 他们利用随机动力模型, 将短周期的大气运动作为输入 (类似“白色噪音”), 得出了长周期的海温输出 (类似“红色噪音”), 这说明异常海温的形成主要是其上大气运动动力作用的结果。海气相互作用是一个非线性过程, 这方面目前研究较少, Pedlosky^[32]在不考虑 β 效应时, 得到在

海气相互作用过程中,气流可使海温异常加强的正反馈结果,从而更进一步证实了气流在海温异常中的重要作用。

我们认为海-气存在相互作用,相互适应,相互调整^[33],在一定条件下,大气运动可以产生海温异常,而在另一些条件下,海温加热可以对大气运动异常起支配作用。对于海气这一对矛盾何者为主要矛盾方面,要看地区、时间和条件。一般说与海洋相比,大气是一种活跃的因素,特别在热带,大气运动更是如此,因而海温异常主要受大气运动的控制,这种过程主要是大气低层风的切应力推动海表洋流和风的切应力形成的 Ekman Pumping 使海水上翻,以及大气云量对辐射的调节。其中后二者有相互助长的作用,例如近海面的大气气旋性环流的切应力弱度,使冷水上翻,而与气旋性环流弱度成正比的云量也抑制短波辐射量,使海温有下降作用。但近年来的研究结果表明,海温异常主要决定于大气环流异常,特别是海面南北向风场的异常^[34],促使海温子午梯度异常,大气流场向海温场调整^[33],产生新的环流,这一环流反过来又可影响海温分布^[35],有时甚至改变原来海温分布,使海温异常消失^[36]。

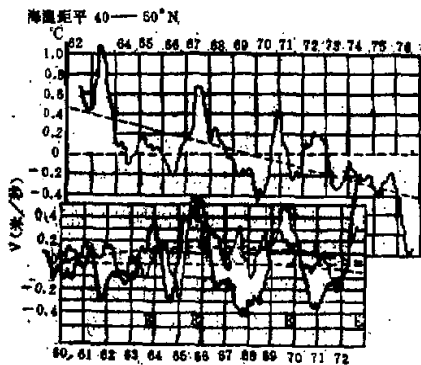


图5 海温和南北风分量随时间演变图(图中曲线是七个月滑动平均值。图中点线为趋势拟合曲线)。

下部图中粗线为北半球(9—19°N, 125°E—95°W)的南北风分量,而细线为南半球(1—15°S, 125°E—75°W)南北风分量。

相互制约的负反馈过程,还可以从图5看出。图上高海温,几乎处处与南北分量配合,特别是 El-Nino 年更为清楚。不仅如此,赤道南北风分量强的年份,东风也是强的(图略),这说明太平洋海水的 Pacific Gyre 强,自然黑潮发展,因而海温偏暖,反之偏冷。由此可见,在海气相互作用中,大气和海洋的超长波活动具有重要作用^[38,39]。

四、海温与长期天气预报

大尺度海洋和大气之间的相互作用及其在长期天气预报中的应用已成为长期天气预报的一个重要课题。这可以说是长期天气预报的一个重要进展。在国外有不少工作,例如 Ratcliffe 和 Murray^[40]发现,欧洲地区的大气环流和天气变化与墨西哥湾流区的海温存

根据以上分析的事实,我们可以得到一个关于海气相互作用的图象。赤道海洋地区大气环流异常,例如信风南北分量异常强,表明哈特莱环流强,海流受风的推动发生南北向运动,例如东太平洋加利福尼亚洋流加强和西太平洋黑潮发展,则使海温产生北暖南冷的子午梯度,大气流场向海温适应,结果大气东西风加强,沃克环流圈加强,哈特莱环流减弱,但是由于东西风环流继续加强,使原来形成的中高纬暖水团随西风漂流区向东南输送,冷水收缩,海温南冷北暖消失,沃克环流削弱,而哈特莱环流加强,海温异常便告消失。这样,海气相互作用,相互适应就形成了一种闭合的反馈回路。这种海气相互作用,相互调整,

在时滞相关, 并根据这关系作了一个月的长期预报。预报水平据检验结果, 温度预报和降水预报准确率分别为 75% 和 66%。在我国五十年代初就有人对这课题做过研究, 注意到西北太平洋黑潮和亲潮区的海温与我国东部某些地区夏季的水旱有密切关系^[40]。近年来, 我国又作了不少工作, 发现许多具有实践意义和理论意义的重要结果。

中国科学院大气物理研究所所长长期预报组^[41]在分析太平洋海温距平与我国东部地区汛期降水的关系中, 发现前冬黑潮和亲潮区的海温与长江中下游及华北平原汛期降水存在明显的相关性。这种相关性从上一年秋末开始, 一直持续到初春, 并且在黑潮区是先从低纬开始, 逐渐沿黑潮向北伸展。与此同时相关性也增大。到 1 月相关的范围和关系系数达最大, 而后减小 (见图 6)。

根据这种时滞相关, 他们提出了利用海温作长期预报的方法。长办水文处预报科^[42]发现黑潮的强弱与洞庭、波阳两湖地区汛期旱涝有关系, 章淹等^[43]发现黑潮区的海温与长江流域入梅早晚、梅雨量及梅雨长度也有关系, 并将结果用于实际预报。中国科学院地理研究所^[44]还利用黑潮北界和流冰终日与长江流域降水建立了一定预报关系。李鸿洲^[45]分析了黑潮和亲潮与河北平原汛期降水的关系, 提出了一些长期预报指标。

除黑潮和亲潮区外, 东太平洋赤道地区也是影响我国长期天气的关键区。陈烈庭^[46]分析指出, 春季东太平洋赤道冷水向西伸展的范围和沿南美西海岸暖水南扩的程度, 与初夏太平洋副热带高压的活动有联系。并且发现与东部副高主体和西部副高脊联系的情况不同。对于副高主体与 Bjerknes 的结论一致, 即东太平洋赤道地区的海温高副高主体强, 反之副高主体弱。而对于西部副高脊情况相反。该区春季的海温与长江中下游 6 月降水呈负相关。徐群^[46]的研究也指出, 冬季秘鲁沿海海温高(低), 六月长江中下游入梅迟(早)。中国科学院地理研究所长期预报组^[44]在分析热带海洋对副热带高压长期演变的影响时发现, 热带海温和副高面积指数的变化都存在 2—3 个月和三年半的振荡周期。而且具有明显的时滞相关, 副高的变化约落后海温变化 1—2 个季度。他们应用这种关系预报副高活动和我国东部地区汛期的降水。

此外有人指出, 北太平洋西风漂流区和其它一些区域的海温对我国的长期天气有影响, 经验也表明, 在制作长期预报时, 除考虑关键区的海温外, 了解整个太平洋海温场的特征是很重要的。林学椿^[47]分析了冬季北太平洋大尺度的海温距平的分布, 把它归纳成两大类相反的海温型, 并统计在海温型下, 我国东部汛期降水的空间分布, 为预报提供依据。

我国近几年利用海温作长期降水等预报, 实践证明是有成效的。例如: 根据中国科学院大气物理研究所试报五年的检验结果^[48], 在趋势预报上是非常一致的。若按五级标准, 长江中下游和河北平原两个区, 除 1974 年河北平原区的预报和实况差一级外, 其它基本上和实况一致。目前这种方法已成为我国气象和水文部门一些台站主要的长期预报方

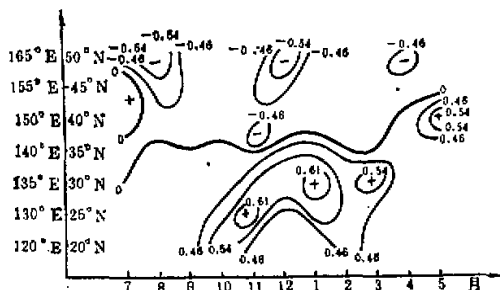


图 6 沿黑潮各点海温与长江流域 6 月降水
相关系数的逐月变化。

法之一。

此外,近年来国内外也有人开始进行考虑海气相互作用的长期数值预报的研究工作^[29,30],但目前还处于试验阶段。另外也有人开始利用大型电子计算机,对海洋对长期天气过程的作用进行一系列的数值试验,其结果目前虽然还不能用于长期预报,但它对加深人们对长期天气变化物理本质的了解,以及建立有物理基础的长期预报方法有重要意义。

五、结 论

如上所述,海气相互作用的研究在国内外近年来取得了显著进展,揭露了海温与大气运动相互作用的一些内在联系,累积了相当丰富的材料,这些结果对于天气过程,特别是长期天气过程的形成及其异常的研究提供了新的令人鼓舞的途径。

在这些系统材料基础上,对于海气相互作用机制的理论研究,也日益增多,对于海气相互作用的认识日益深刻和全面,特别是关于海温异常与长期天气过程异常发展的关系,得到了新的思想。

在上述实践和理论基础上,形成了长期天气预报的若干天气、统计和动力预报方法。

当然,这方面的研究有许多急待深入和解决的问题。

首先关于海气相互作用,何者占主导作用方面,目前还比较模糊,在什么条件何者占主导则尚待深入研究。从图5可以看到海气相互制约,具有内在一致性。因此其间存在一种负反馈,互相控制,使二者异常不致形成严重失调,El-Nino现象出现可以看成这种失调的初期,但是这种失调何以很快自行抑制,这个问题尚待深入。

其次关于海气相互作用时间尺度问题,海温异常决定于海流的运动,海流受风场的推动,流速较慢,因此大气异常所产生海温异常从大范围来看,可能较为迅速,如图5所示一般赤道南北风加强,在 $30^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 处产生异常海温,需要20个月时间,这个时间尺度与大致估计的时间尺度一致。这是海温分布向风场调整的时间尺度。但是,反过来大气运动向海温异常的调整,时间尺度可能更长些,因为海洋对大气是一种加热过程,所以一定有一个累积过程,究竟在一个多长尺度之后,海洋加热明显影响大气过程,弄清这个问题,对长期预报是很有意义的。

第三,目前研究海气相互作用,往往限于从单一因素、单一海域进行研究,但是大气运动,特别是长期天气过程除了受到海洋作用外,还受到高原热力和动力作用,大气辐射加热,极冰、雪盖等诸多因素作用,因此需要从全球大气环流角度统一研究海气相互作用,这样可以进一步弄清海洋在全球大气环流中的作用,只有考虑了高原作用,才能弄清海温异常与季风和梅雨环流异常的关系^[4],这对东亚大气环流和长期天气过程具有极大意义。关于西太平洋海气相互作用与副高活动和东亚季风关系的研究已经进行了不少,但只有从整个东亚角度来研究,恐怕才能深入。

总之,从长期天气过程的演变和异常来看,海气相互作用无疑占有突出地位。海气相互作用的研究,应当是长期天气预报的关键问题。

参 考 资 料

- [1] J. Namias, *Tellus*, 1964, 16, 394—407.
- [2] J. Bjerknes, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97(3), 163—172.
- [3] 符淙斌, 1978年长江流域长期水文气象预报讨论会材料.
- [4] 阎志新, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会材料.
- [5] 潘怡航, 大气科学, 1978, 2(3).
- [6] 陈烈庭, 大气科学, 1977, 1(1), 1—12.
- [7] 林学椿, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第6号, 57—71.
- [8] K. Saha, *Tellus*, 1970, 22(4), 403—409.
- [9] R. A. S. Bateliffe and R. Murray, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1970, 96(408), 226—246.
- [10] 归佩兰, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第6号, 13—26.
- [11] 林学椿, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, 127—138.
- [12] 何家骅, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第6号, 72—86.
- [13] 章施等, 大气科学, 1977, 1(4), 273—281.
- [14] 中国科学院地理研究所长期天气预报组, 科学通报, 1977, 5.
- [15] 潘怡航, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, 154—163.
- [16] 陈烈庭, 科学通报, 1974, 8, 372—375.
- [17] 林学椿, 1978年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, (即将出版).
- [18] 符淙斌等, 大气科学, 1979, 3(1), 50—57.
- [19] 杨盛初, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, 106—117.
- [20] J. Adem, *Mon. Wea. Rev.*, 1964, 92(3).
- [21] Б. Л. Габриэлян, А. С. Мовин, ДАН. Акад. СССР, 1967, Том 176, № 4.
- [22] В. К. Петухов, Е. М. Фейгельсон, Изв. АН СССР. Физика Атмосферы и Океана 1978, 9 (4).
- [23] В. К. Петухов, Изв. АН СССР, Физика Атмосферы и Океана. 1974, 10 (3).
- [24] 长期数值天气预报研究小组, 中国科学, 1977, 2.
- [25] J. Egger, *J. Atmos. Sci.*, 1977, 34, 603—614.
- [26] B. E. Davies, *J. Phys.*, 1976, 6, 249—266.
- [27] W. H. Quinn, *J. Appl. Meteor.*, 1974, 13, 825—830.
- [28] K. Wyrtki, *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, 5, 572—584.
- [29] R. Salmon and M. C. Hendershott, *Tellus*, 1976, 28, 228—242.
- [30] A. G. Connejo-Garrido and P. H. Stone, *J. Atmos. Sci.*, 1977, 34, 1155—1162.
- [31] C. Frankignoul and K. Hasselmann, *Tellus*, 1977, 29, 289—305.
- [32] J. Pedlosky, *J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, 1501—1514.
- [33] 李麦村, 海气相互调整(尚未发表).
- [34] J. C. McWilliams and P. E. Gent, *J. Atmos. Sci.*, 1978, 35, 962—989.
- [35] T. P. Barnett, *J. Atmos. Sci.*, 1977, 34, 221—236.
- [36] E. R. Reiter, *J. Atmos. Sci.*, 1978, 35, 349—371.
- [37] J. McCreary, *J. Phys. Oceanogr.*, 1976, 6, 632—645.
- [38] 李麦村, 大气科学, 1977, 1(2).
- [39] 李麦村, 姚稼荣, 热带长波和超波 I. II. (即将发表).
- [40] 吕炯, 气象学报, 1950, 21.
- [41] 中国科学院大气物理研究所长期预报组, 气象科技资料, 1978, 3, 14—23.
- [42] 长江流域规划办公室水文处预报科, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, 118—126.
- [43] 章施等, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, 164—177.
- [44] 中国科学院地理研究所气候研究室海洋气候小组, 气象科技资料, 1978, 3, 52—54.
- [45] 李鸿洲, 中国科学院大气物理研究所集刊第6号, 116—120.
- [46] 喻群, 1975年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》, 142—153.
- [47] 中国科学院大气物理研究所长期预报组, 1978年长江流域长期水文气象预报讨论会《技术经验交流文集》.
- [48] 李麦村, 超长波活动与梅雨形成, 兼论青藏高原在梅雨形成中的作用, (尚未发表).