

大尺度海气相互作用和长期天气预报

巢纪平

(中国科学院地理研究所)

在五十年代初,我国气象工作者就注意到西北太平洋特别是黑潮海域,海表温度的冷暖和我国东部地区汛期的旱涝有密切的关系^[1]。六十年代开始,大尺度海气相互作用的研究在国外普遍受到重视^[2-4]。解放以后在党的领导下,通过广大台站预报员和专业科研人员的努力,我国长期天气预报有较大的进展。但是,预报准确率和和预报时效仍不能满足各方面日益增长的需要。因此,需要多方面探索提高长期天气预报水平的途径和方法,从海气相互作用来研究长期预报无疑也是值得重视的。近年来,一些气象台已在试用海表温度作长期预报,并取得了一定的预报效果。

一、海洋在长期天气过程中的作用

海洋在长期天气演变中的重要性,至少可以从两个方面来分析。

1. 从能量平衡的观点看

运转大气这部热机的根本能量来自太阳辐射。太阳给地球的能量其功率约 1.8×10^{14} 千瓦,除被直接反射外,地球实际上收到的能量其功率约 1.0×10^{14} 千瓦,这部分能量以位能的形式储存在大气中。大气这部热机把位能转换成动能的效率仅 2%,即其转换率 $\partial E / \partial t$ (E 为总能量)约 2.0×10^{12} 千瓦。大气的总质量约为 5.3×10^{21} 克,因此单位质量动能的制造率为

$$\frac{1}{M} \frac{\partial E}{\partial t} \simeq 4 \text{ 厘米}^2/\text{秒}^3$$

整个大气把位能转换成动能的时间量级称天气系统的能量生成时间。由于大气的总能量平均约为 10^{21} 焦耳,所以能量的生成时间量级为

$$\tau = \left(\frac{1}{E} \frac{\partial E}{\partial t} \right)^{-1} = 10^{21} \text{ 焦耳} / 2 \times 10^{12} \text{ 千瓦} \simeq 5 \times 10^5 \text{ 秒}$$

即约一个星期。

在另一方面,由于湍流的发展,大气的动能最后要耗散成热能,按 Brunt 的估计,平均耗散率约为 $\varepsilon \simeq 5 \text{ 厘米}^2/\text{秒}^3$,这与动能的制造率接近平衡。耗散作用的大小可以用有效

1976 年 12 月 29 日收到。

粘性系数表征成

$$\Delta \approx \varepsilon^{1/3} l^{2/3}$$

式中 l 为天气系统的特征尺度, 平均取 3 千公里, 由此算得粘性耗散的弛豫时间, 即动能的耗散时间应为

$$\tau = l^2 / \Delta \approx \varepsilon^{-1/3} l^{2/3} \approx 3 \times 10^5 \text{ 秒}$$

这与动能的生成时间同量级。

在一个天气系统中, 如果没有外界能量的继续补充, 那么由位能转换成的动能, 在一个星期左右的时间就要被湍流耗散光。如果天气系统要继续维持和发展, 外界就要不断补充能量。根据以上能量平衡的考虑, Монин^[5] 把

$$t - t_0 > \tau$$

的过程, 称为长期天气过程。显然, 这是一类非绝热过程。

这样, 我们可以从分析地球-大气系统中能量的收支情况来看海洋的作用。先分析热量的收支情况。到达地球大气上界的短波太阳辐射能量约 1.95 卡/厘米²·分(太阳常数), 如把这个量以 100 单位计, 则从整个地球-大气系统的年平均看, 这部分辐射进入大气层后, 直接被水、水汽、尘埃和臭氧吸收了 16%, 被云吸收了 3%, 被空气分子散射掉 6%, 被云反射掉 20%, 被地面直接反射掉 4%, 剩下的 51% 被地球表面所吸收。被地球表面吸收的这部分太阳辐射将转换成其他形式的能量供给大气, 其中以长波辐射形式向上发射了 21%, 以潜热形式提供了 23%, 以感热形式提供了 7%。从这个意义上看, 如 Malkus^[2] 所说, 运转大气热机的主要“燃料”来自地球表面。

由于海洋在几何面积上占整个地球表面的 71%, 其热容量要比大气大 1200 倍之多, 这样大的热惯性将使海洋能储存更多的热量, 并在适当的条件下, 以适当的方式向大气提供所储存的部分热量, 以推动大气运动。

同时由于地球-大气系统中相当部分热量是以潜热的形式表现的, 所以需要再分析水分收支情况。据估计, 地球上各种形式的总水量约 1384×10^6 公里³, 其中 97.4% 是海水, 0.5% 是地下水, 0.1% 是河水及湖水, 2.0% 是冻结物, 还有 0.0009% 是大气中的水汽。也就是说, 整个大气所含的水汽量约 1.24×10^{19} 克, 或相当于 24 毫米厚的水层。但是年平均降水量为 3.96×10^{20} 克, 其中 2.97×10^{20} 克降在洋面上, 0.99×10^{20} 克降在陆面上, 总降水量相当于 780 毫米厚的水层。因此, 大气中的水分平均每年要更替 $780/24 \approx 32$ 次, 或平均每隔 11 天就要更替一次。对全球来讲, 为了达到水分平衡, 年蒸发量应与年降水量同量级。据估计, 来自海洋的蒸发量占总蒸发量的 84%, 即约相当 3.34×10^{20} 克, 蒸发量大于降水量。来自陆面的蒸发量仅为 0.66×10^{20} 克, 小于降水量。如果蒸发潜热以 2.4×10^3 焦耳/克计, 则消耗在蒸发上的功率为 3×10^{13} 千瓦, 即 15 倍于大气中动能的制造率。因此, 从水分收支看, 主要的潜热源地也在海洋。

2. 从非绝热加热的时间尺度看

如果把长期天气过程看成是大气这部热机的“输出”, 海洋的加热看成是热机的“输入”, 为了使输入能激发出有意义的输出, 则要求输入信号的频率(或周期)与输出信号接近(至少对线性系统如此)。由前述, 长期天气过程的特征时间至少应为 5×10^5 秒, 现在来分析海洋加热的时间尺度。

海洋中储存的一部分能量将表现在海水温度的增高上。如海表温度的异常值为 T'_s , 由此向大气发射的异常长波辐射量为

$$E' = \frac{\partial E}{\partial T} \cdot T'_s \approx 4\sigma \tilde{T}_s^3 \cdot T'_s$$

式中 σ 为玻茨曼—史蒂芬常数, 设空气中的吸收物质为水汽, 吸收系数为 k (取 6×10^{-6} / 厘米), 则在单位时间单位体积空气中所吸收的辐射量为 kE' , 这部分能量使空气温度增加 $T' \approx T'_s$ 所需要的时间为

$$\tau_r = \rho C_p / 4k\sigma \tilde{T}_s^3$$

其中 ρ 、 C_p 分别为空气的密度和比热, $\tilde{T}_s$ 为平均海表温度。由此算得 $\tau_r \approx 5 \times 10^5$ 秒, 达到长期天气过程的时间尺度。

同样可以对蒸发过程的特征时间作出估计。海水蒸发后要通过形成云的过程而释放潜热, 但个别云块的加热效应不足影响大尺度环流的变化, 潜热对大尺度环流的影响是云团的统计效应, 所以蒸发的作用需要统计地或参数化地加以考虑。一个简单的参数化方法是设海面上空气的温度为 T , 海表温度为 T_s , 单位时间单位面积上蒸发潜热可以参数化地表示成

$$LE' = \rho L C_D |V| (q_s(T_s) - q(T)) \approx \rho L C_D |V| \left| \frac{\partial q_s}{\partial T} \right| \Delta T_s$$

式中 $\Delta T_s = T_s - T$, q_s 为饱和比湿, L 为蒸发潜热, $|V|$ 为风速值, C_D 为曳力系数, 其值取 10^{-3} 。设这部分蒸发热被垂直气流或湍流带到对流层中下部, 如平均取 5 公里高度, 则单位空气体积中因这部分水汽相变而获得的潜热为 $\rho L C_D |V| \left| \frac{\partial q_s}{\partial T} \right| \Delta T_s / D$ ($D = 5$ 公里), 于是使空气温度改变 ΔT_s 的时间为 $\tau_e = C_p D / L C_D |V| \left| \frac{\partial q_s}{\partial T} \right|$, 取 $|V| = 10$ 米/秒, $\left| \frac{\partial q_s}{\partial T} \right| \approx 3 \times 10^{-4} / ^\circ\text{C}$, 则得 $\tau_e \approx 10^6$ 秒, 这接近上述大气中水分的更替时间 11 天。

可见, 无论是以长波辐射或蒸发的形式, 海洋加热对大气的长期变化都是有意义的。

在另一方面, 海洋发生的过程在一定程度上又受大气运动的制约。例如, 由于风对海水的搅拌, 将使表层海水中的湍流加强, 从而影响到表层海洋中热量的分布, 以致又影响到加给大气的热量。如取海洋表面活动层的厚度为 D_s , 则通过混合, 将活动层底部的热量带到海表所需的时间量级为

$$\tau_s = D_s^2 / \kappa_s$$

式中 κ_s 为对热量的湍流交换系数, 如取 $\kappa_s = 10$ 厘米²/秒, D_s 取 30 米, 则有 $\tau_s \approx 9 \times 10^5$ 秒, 这和长期天气过程的特征时间同级, 这表明长期天气变化反过来也可以使海洋过程发生有意义的响应。

以上的分析表明, 在研究长期天气过程时, 不仅需要考虑到海洋的作用, 而且还要进一步考虑到海气之间的相互作用。

二、若干统计事实及在长期预报中的应用

1. 北大西洋地区的海气相互作用

Bjerknes^[6] 在分析了多年的资料后指出, 当冰岛低压加强时, 从冰岛西南到 50°N 间的

海表温度要变冷;或者,当 50° — 60° N 之间西风带强度增强时,相应地海表温度要降低。当然,这种同时期的统计相关,只表明大气环流和海温之间存在相互依存的关系,不能说明两者之间的因果联系。然而, Namias^[7] 曾注意到,从 1958 年开始到 1960 年,北欧上空

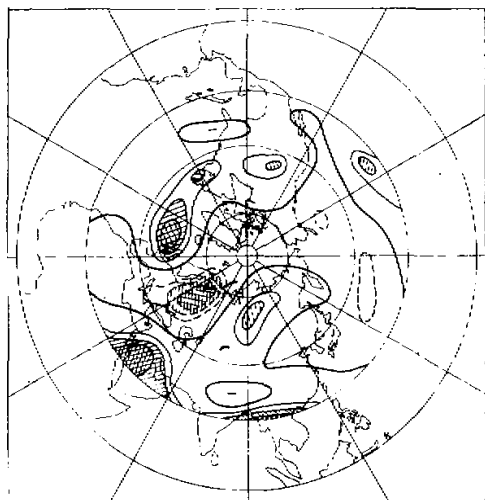


图 1 墨西哥湾流区固定船舶站 D 和 E 10—12 月的海温距平平均累积量与第二年 1 月北半球 500 毫巴高度场的相关分布。粗线线相关零线;实线和其中的单斜线区,双斜线区分别是相关系数等于 0.36 和大于 0.42, 0.54 的区域,它相当于 0.10, 0.05, 0.01 的信度。虚线和其中的各种区是负相关情况。

出现了持续性的阻塞活动,使斯堪的那维亚半岛出现了严重的干旱气候。他认为这是由于北大西洋持续性的东西向海温距平梯度,加强了热成风的南风分量,使得气旋路径比常年偏北的结果。Ratcliffe 和 Murray^[8] 指出,湾流区的海温和欧洲气压形势之间存在时滞相关,当海表温度比平均为冷时,次月在西北欧将有利于阻塞形势的出现,反之,则有利于出现纬向环流。英国气象局已把海气之间的这种时滞相关用于一个月的长期预报业务。

陈列庭^[9]以 1972 年前冬北半球出现大范围的环流异常为例,分析了大西洋海温对环流的影响。他指出这与该区冷水的异常发展有系。进而,他用湾流区固定船舶站 E 从 1651—1972 年 11 月的海表温度与次年 1 月北半球 500 毫巴高度场作了相关计算,相关系数的分布见图 1。这 22 年资料的相关分析除进一步证实 1972 年初异

常环流的出现与大西洋持续存在的冷水有关外,同时表明海洋对大气环流的影响可以向下游传播到很远的地区。

2. 北太平洋地区的海气相互作用

Namias 分析了六十年代北太平洋地区海气相互作用的气候背景^[10],并进一步分析过一些个例。例如他指出,1962—1963 年冬季太平洋地区的天气异常是海气相互作用所造成^[11]。在 1962 年的夏秋两季,在太平洋中部发展出一巨大的暖水区,它引导阿留申低压向南伸展到异于常年的纬度,使得冬季在这一暖水区上出现了比常年低 15 毫巴的地面气压,相应地又使 700 毫巴高度场比常年低达 400 呎。太平洋中部这个长波槽的异常加强,通过能量频散作用,在阿拉斯加和美洲西海岸一线发展起一异常强的长波脊,在其下游美国东海岸附近又发展出另一个长波槽,使得冷空气沿美洲东部的长波槽后南下,造成美国东部大部分地区的严冬天气。类似地,像 1968—1969 年冬,在美国西海岸加利福尼亚地区发生的暴雨也是前期海气相互作用的结果^[12]。另外,从多年统计看如图 2a 所示,沿 50° N 在 160° W 到 130° W 之间,夏季的海表温度和秋季海平面气压场之间存在着负相关的关系(相关系数为 -0.67),这表明在这一地区夏季的暖水将使秋季的海平面气压降低。但

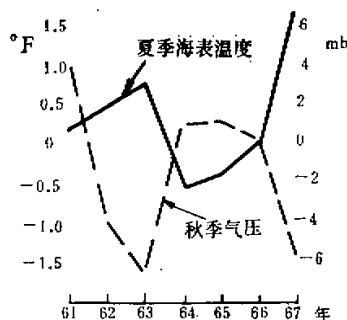


图2a 沿 50°N, 160°—120°W 之间, 夏季海表温度与秋季海平面气压的相关。

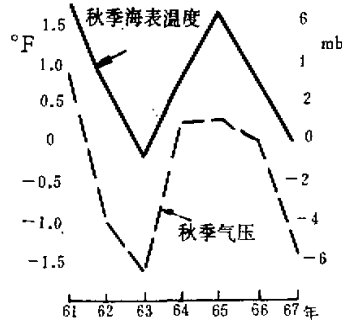


图2b 沿 50°N, 160°—130°W 之间, 秋季海表温度与秋季海平面气压的相关。

又如图 2b 所示, 在海洋对大气的作用过程中, 它本身的温度同时要发生调整, 到了秋季海温距平和同期的气压距平之间已调整到正相关的关系(相关系数达 0.92)。从这一统计事实可以看到, 海气之间的确存在着相互作用和调整的过程。

归佩兰²⁾分析了 1949—1962 年 14 年中北太平洋月平均海表温度的大尺度特征, 发现可以归纳成四个型, 型的持续时间平均约 10 个月, 最长的达 23 个月。相应于不同的海温型, 同时期 700 毫巴月平均高度距平也相对稳定地具有不同形式。一般就大尺度特征来看, 在海表温度正(负)距平上空, 高度距平基本上也是正(负)的。由于分析用的是月平均图, 这一事实说明, 就平均来讲, 或统计地海温场和大气运动之间的大尺度相互适应时间不超过一个月。当然, 就个例来讲, 相互适应的关系要比统计情况复杂得多。

我国的地理位置相对西风带来讲, 位于太平洋上游, 太平洋的热状况能不能对我国的天气产生影响, 这是我国长期预报工作者很关心的问题。林学椿在这方面作了研究^[3], 根据统计分析, 他指出当前冬太平洋中部出现大范围海温正(负)距平时, 其后期东亚地区的环流指数要加大(减小), 同时海温热状况对大气环流的影响除不断向下游传播外, 也将在后期某一段时期内向上游传播一段距离。陈烈庭²⁾进一步指出黑潮热状况除影响本区上空的环流外, 其影响也可波及欧洲地区。

长江流域 6 月份的梅雨天气对我国工农业生产有重要的影响。大气物理研究所长期预报组³⁾取长江中下游的武汉、九江、芜湖、南昌、安庆、屯溪六个站 6 月份的月平均雨量与前期太平洋 1949—1962 年的海温距平作了

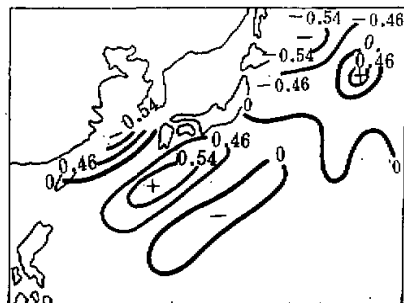


图3 长江中下游 6 月雨量与前期 1 月黑潮海表温度的相关。

- 1) 归佩兰, 北太平洋海表温度特征及相应的大气环流型, 中国科学院大气物理研究所集刊第 6 号, “海气相互作用与旱涝长期天气预报”(以下简称《文集》)。
- 2) 陈烈庭, 1972 年世界性天气异常的环流特征及其与海表水温的联系, 《文集》。
- 3) 大气物理研究所长期预报组, 冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响, 《文集》。

逐月的相关计算。图 3 是与前期 1 月份的相关系数图。由图可见,在黑潮海域出现了一狭长的正相关带,最大系数达 0.77。图 4 给出沿黑潮海域从 20°N、120°E 向东北到 50°N, 165°E 沿线各点的相关系数的逐月变化,可以看到黑潮的影响从秋末开始一直持续到初春,并从低纬开始逐渐向北伸展。

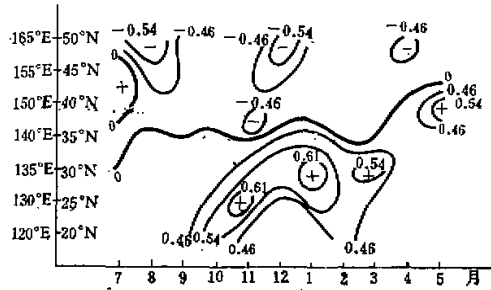


图 4 黑潮冬季海温与长江流域 6 月降水相关系数的逐月变化。

为了进一步了解黑潮的热状况可能对我国那些地区的降水量会有影响,他们又取 1949—1971 年冬季黑潮区的月平均海表温度与后期全国 65 个站(分布在全国各省、自治区)的月平均雨量作了逐月的相关计算。结果表明,冬季黑潮的热状况从 5 月开始对长江流域及江南地区有影响(图 5a),到 6 月,相关场的形势突变(图 5b),除在长江中下游维持一高值相关带外,在 40°N 一带的河北平原也出现另一条高值相系带。7 月,河北平的高值相关带仍维持外,长江中下游的相关带其值已降到信度 0.10 以下(图略)。这种雨带和前

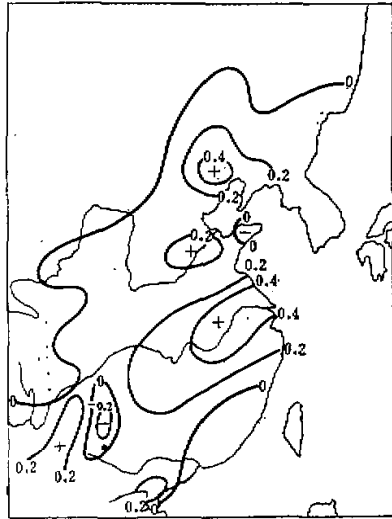


图 5 海温与 5 月降水的相关场

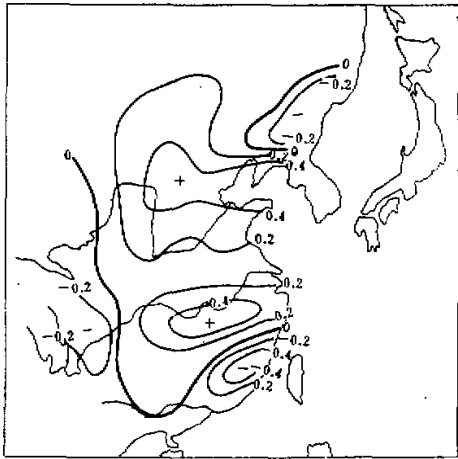


图 5 海温与 6 月降水的相关场

期黑潮海温之间的相关场季节演变的特征,基本上与东亚从春到夏的季节转换过程的分析一致^{[4][15]}。由于雨带在一定程度上是大气环流在各个方面相互制约的结果,因此可以

认为,东亚大气环流的季节性突变和前期太平洋海表温度的异常有相当的连系,至少是制约东亚大气环流演变的一个重要因子。

黑潮海域前冬的热状况为什么能对我国东部汛期的降水发生影响?潘怡航^[45]在计算了黑潮海域海气之间感热和潜热的交换后指出,当冬末到初春在黑潮南端,海洋向大气提供的感热和潜热量较正常值为多时,5月份副热带高压边缘部份西伸的程度也较正常年份为强。而天气学的分析表明,5、6月份两湖盆地和长江中下游的雨量与副高西伸的程度和强弱有密切的关系。长江流域规划办公室预报科^[47]和章淹^[48]等工作也表明,海洋加热是通过影响副高活动再影响梅雨天气的。

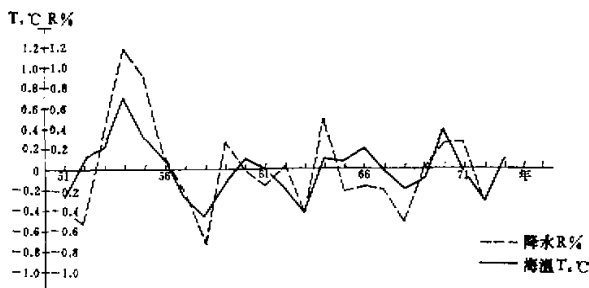


图6 长江中下游6月降水距平和冬季黑潮区海温距平逐年变化曲线。

前冬黑潮区的海表温度距平与长江中下游汛期雨量间的上述时滞相关,可以直接应用于雨量的长期预报。图6是1951—1972年长江中下游6月降水距平和前冬黑潮海温距平的逐年变化曲线,可见这两条曲线的趋势是一致的,特别像1954年的特大洪涝,在前期黑潮的高海温上已有反应。应用这种关系试作了1973—1976年的预报,效果较好。

前期黑潮海域的热状况对华北平原汛期降水的影响^[45]、对华南秋旱的影响^[4]也有了研究,有的工作^[7]还指出鄂霍次克海高压的强弱也与太平洋的热状况有关。此外,西太平洋和青藏高原的热状况对江南地区汛期降水的共同影响也有分析^[49]。

3. 热带地区的海气相互作用

热带是推动大气环流的能量的主要源地,该地区的海气相互作用无疑具有重要的意义。Bjerknes^[20-22]指出,赤道地区海水温度的异常可以影响到中纬度的大气环流。当冬季赤道海表温度高时(如1957—1958年),副热带高压从亚洲到美洲呈东西向分布,轴线也稍向南移,东太平洋中纬度西风带比常年要强。这表明赤道海洋向大气提供较多的热量,加强了哈特莱环流的上升分支,把低纬的角动量大量输送到中纬,从而加强了西风的强度并使阿拉斯加低压发展。反之,当赤道海温低时(如1955—1956年),阿留申低压在堪察加和阿拉斯加分成两个,使定常行星波的波长变短,西风减弱。Bjerknes还指出,在六十年代赤道地区的海水温度有准两年振荡周期。

4) 李鸿洲,海气相互作用对河北平原汛期降水的影响,《文集》。

5) 中央气象台长期天气预报组,我国北方东部地区雨季划分和河北平原雨季降水强度预报;华北地区夏季降水趋势及其环流特征分析,中央气象台长期天气预报技术经验总结,1976年。

6) 陈增强,黑潮海温与华南秋旱,中央气象局气象科学研究所,内部稿,1976年。

7) 黑龙江省气象台,北太平洋海表温度与我省的夏季降水,1975年。

中国科学院地理研究所长期预报组进一步用多年资料分析了热带海洋对副热带高压长期演变的影响^[23]。对这两组时间序列作谱分析后发现,除存在2—3个的振荡周期外,长周期的振荡周期主要是三年半。看来 Bjerknes 指出的准两年周期只在六十年代明显。值得注意的是,像北大西洋湾流区的海表温度、冰岛低压强度等也存在这一周期。图7是1950(51)—1974(75)年热带海表温度距平 ΔT_s (所取范围为 5°N — 10°S , 80°W — 180°) 和副热带高压面积指数 ΔM (以副高单体内 ≥ 588 位势什米内的网格总数表示),这两条曲线已经过六个月滑动平均处理,另外在图中还给出 20° — 50°N , 120° — 160°E 地区300毫巴的环流指数 ΔH^* 。如图示, ΔM 和 ΔT_s 之间具有明显的滞后相关,当海温开始增暖

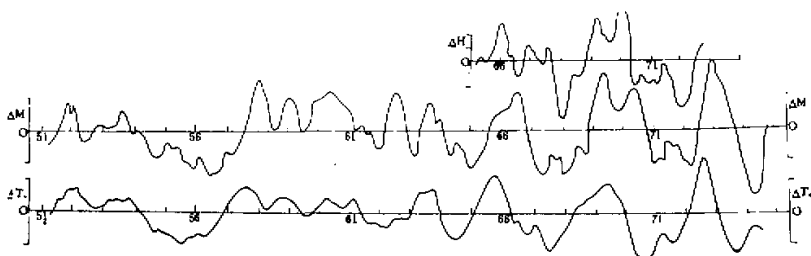


图7 1950(51)—1974(75)年热带海表温度 ΔT_s 、副热带高压面积指数 ΔM 以及环流指数 ΔH 的逐年演变曲线。

约1—2个季度后,副高也开始增强,同时西风环流指数也相应加大。应用这种时滞相关,可以对副高的强弱以及有关地区的汛期雨量作长期预报。统计结果表明,当前一年秋、冬热带海温高时,次年8月分淮河流域雨量偏少,而黄河流域的河套地区雨量将偏多。

在另一方面,在 Bjerknes 的上述研究中,还指出赤道区的海温分布能引起东西向环流的变化。由于大气对海洋的风吹流(漂流)作用,东风将使漂流向赤道南北两侧辐散,这样底层的海水将上翻,使表层海水变冷。所以当东风加强时,将使赤道太平洋东部地区变冷,出现东西向温度差异,这样在东西两端海洋对大气提供的热量将有所不同,于是在西部地区产生上升气流,在东部地区产生下沉气流,这样的东西向环流又将使海平面的东风进一步加强。反之,当东风减弱时,东西向海温差变小,沿赤道的环流变弱,相应地东风就更弱。作为对早年沃克提出的“南方涛动”的一种解释, Bjerknes 称这种东西向环流为沃克环流。

徐群^[24]对冬春沃克环流的强弱对初夏东亚环流和长江中下游入梅迟早的影响作了研究,指出:冬春秘鲁沿海海温剧升(降)——四月南方涛动弱(强)——沃克环流东支退缩(西伸),六月,东亚中纬度槽、西太平洋副高和印缅槽都随之偏东(西),长江中下游入梅推迟(提早)。

三、海气相互作用的理论分析

Габрилин 和 Монин^[25,5] 设计了一个考虑了海气之间有热量交换、云量对洋面所接受

* 这组环流指数资料由大气物理研究所潘怡航提供。

到的太阳辐射量有调节作用,同时云量又受大气运动控制的模式,频率分析表明,在这样一个海气相互作用模式中存在着以月为特征时间的长周期振荡。

Петухов 和 Фейгельсон^[26,27] 进一步分析了云对海气之间热量交换的调节作用,指出由于云型不同造成云对辐射的吸收率和反射率不同,从而对热量交换过程发生影响。虽然他们的模式纯粹是热力学的,没有考虑大气运动及其反馈过程,但在温度场和湿度场上也出现了以月的周期振荡。

在 Pedlosky 所设计的模式中^[28],海气之间只有感热交换,大气运动对海流有反馈影响,但没有考虑对辐射的调节作用。计算表明,通过海气之间有限振幅扰动的相互作用,在海洋环流迴旋整个海洋一圈的时间尺度上,将产生一个正反馈使海表温度加强。

注意到在上面的理论工作中,或者没有考虑大气的运动,或者只考虑了气旋波的作用,即略去了由于 $\beta = df/dy$ (f 为柯里奥利参数)效应而产生的罗斯贝行星波。行星波是大气中一类重要的大尺度运动,在研究大尺度海气相互作用过程时,不考虑它的作用看来未必合适。

长期数值预报研究小组^[29] 设计了一个海气相互作用模式,在热力学的相互作用方面,在海气交界面上海洋除接受到太阳辐射外,并向大气提供蒸发潜热,同时通过湍流向表层以下海水输送热量;在动力学的相互作用方面,由大气中行星波的涡度控制云量,通过云量调节海面所接受到的太阳辐射量。对这个模式中所包含运动的频率分析指出,在大气中将出现两类性质完全不同的运动,一类是两组非绝热行星波,其振荡频率如图 8 所示,图中虚线是正压情况下的绝热行星波频率,可见海气相互作用对这类运动的频率影响不大。但如图 9 所示,这两组非绝热行星波中的一组是发展的,另一组则是阻尼的,对波

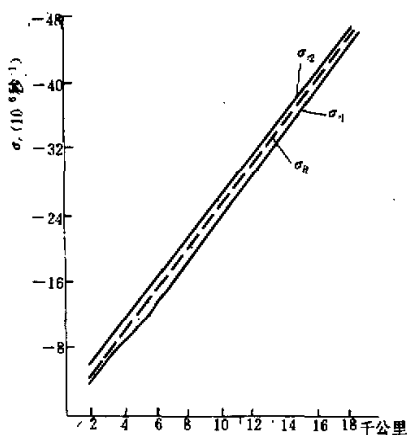


图 8 短期波的振荡频率

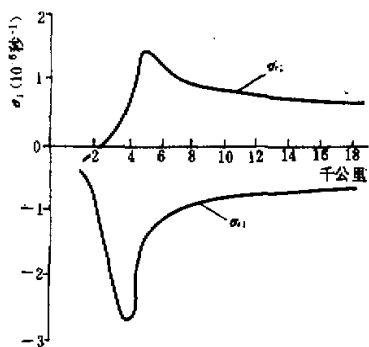


图 9 短期波的增长率

长约六千公里的波,发展波的增长率约一个星期增长到 e 倍。值得注意的是另一类运动,其振荡频率见图 10。当波长为六千公里时,约 0.5×10^{-6} /秒,即相当周期约三个月。这类长周期波,当波长大于五千公里后是发展的(图 11),增长率约一个月增长 e 倍。

1) 参加者有中国科学院地理研究所、大气物理研究所、中央气象局气象科学研究所和北京大学地球物理系有关人员。

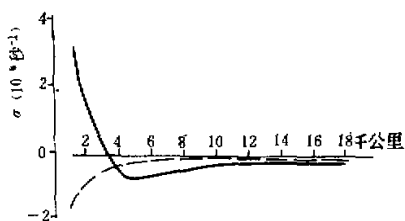


图 10 长期波的振荡频率

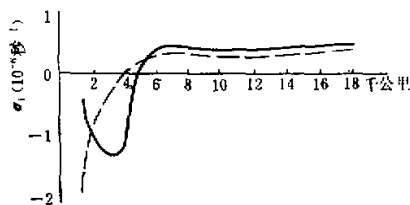


图 11 长期波的增长率

同时上面的计算还表明,至少对特征时间大于行星波周期的长期过程,存在着大气运动向海温适应的阶段,适应时间不到一个月。这说明在大气运动和海洋加热这一对相互制约的矛盾对立体中,对于长期过程来说,海洋加热场在一个阶段中可以是矛盾的主要方面,大气的长周期运动将受海洋加热的制约。

在短期天气的数值预报获得成后,长期天气的数值预报该怎么搞?这是当前动力气象和数值预报工作者正在探索的问题。目前已普遍接受这样的观点,在长期数值预报中需要考虑海洋的加热作用。Adem^[10]曾提出了一种考虑海气有热量交换的热力学模式,用以预报月平均大气和海表的温度。由于模式中没有考虑大气中的动力过程,所以不能预报大气环流的长期演变。通过上面的理论分析,可以看到,在一个海气相互作用的模式中,同时并存着长期和短期过程,而在加热作用下,短期过程的增长率要比长期过程大得多。因此,如果长期数值预报也采用一天天延长预报时效的作法,那么由于短期天气过程和计算误差所造成的虚拟过程的发展,势必把作为预报对象的小振幅的长期过程给掩盖掉。如像目前某些可预测性研究表明的,预报时效不超过两个星期。众所周知,在短期数值预报的发展史中,Richardson 曾遇到过同样的困难。后来 Charney 用一种滤波技术(准地转近似)把运动方程中所包含的声波和重力波过滤掉,使模式中单纯包含有意义的短期天气过程,使短期数值预报获得了成功。长期数值预报研究小组提出,在制作长期数值预报的方法论上,至少在目前对一些过程尚未弄清和计算方法尚不完善的情况下,也可以类似地把行星波为主导的短期天气过程,看成是一种干扰长期天气过程的“噪声”而滤掉它,使模式中单纯只存在长期过程,同时给出了一种过滤行星波的方法。图 10 和图 11 中的虚线分别是滤波后的频率和增长率,可见滤去行星波并没有使长期波受到大的歪曲。初步的数值试验表明,用这样的方案来预报一个月后的月平均 500 毫巴的环流和海表(以及地表)温度,预报结果尚令人满意。当然,这只是一种可行的长期数值预报方案,也可以探索其他的途径。

参 考 资 料

- [1] 吕炯,地理学报,1951,18卷,69—88页。
- [2] J. S. Malkus, Large-Scale interaction, The Sea Editor M. N. Hill, Vol. 1, 1962.
- [3] G. M. Hidy, Bull. Amer. Meteor. Soc., 1972, 53 (11).
- [4] 朝仓一正,海と空,1971,47, (2—3).
- [5] A. C. Мониш, 作为物理问题的数值预报,1967.
- [6] J. Bjerknes, Atlantic air-sea interaction, Adv. in Geophysics, Vol. 10, Ed. By H. E. Landsberg & J. Van Mieghem, 1964.
- [7] J. Namias, Tellus, 1964, 16.
- [8] R. A. S. Ratcliffe & R. Murray, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 1970, 96 (408).

- [9] 陈烈庭, 科学通报, 1974.
- [10] J. Namias, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97** (3).
- [11] J. Namias, *Proc. Inter. Cont. Cloud Phys. Toronto*, 1968, pp. 735—743.
- [12] J. Namias, *J. Physical Oceanography*, 1971, **1** (2).
- [13] 林学椿, 北太平洋海表温度异常及其对东亚大气环流的影响, 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》, (以下简称技术经验交流文集) 127—138 页.
- [14] Yeh, T. C. (叶笃正)等, *The Atmosphere and the sea in motion*, 1959, pp. 249—267.
- [15] 陶诗言等, 气象学报, 1957, **28** (3), 234—247 页.
- [16] 潘怡航, 冬春海洋加热场与两湖盆地汛期降水的初步分析, 《技术经验交流文集》, 1975, 154—163 页.
- [17] 长江流域规划办公室水文处预报科, 西太平洋海表热状况对初夏副高活动的影响及其与长江、洞庭、鄱阳两湖地区汛期降水的关系, 《技术经验交流文集》, 1975, 118—126 页.
- [18] 章淹等, 初夏西太平洋副热带高压活动与梅雨和海温的关系的初步探讨, 《技术经验交流文集》, 1975, 164—177 页.
- [19] 湖南省气象台, 冬半年青藏高原和西太平洋表面热状况与湖南汛期降水的初步分析, 《技术经验交流文集》, 1975, 139—141 页.
- [20] J. Bjerknes, *Tellus*, 1966, **18** (4).
- [21] J. Bjerknes, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97** (3).
- [22] J. Bjerknes, *J. Physical Oceanography*, 1972, **2** (3).
- [23] 中国科学院地理研究所长期预报组, 热带海洋对副热带高压长期变化的影响, 1976, 即将发表.
- [24] 徐群, 冬春南方涛动对初夏东亚环流和长江中下游入梅迟早的影响, 《技术经验交流文集》, 1975, 142—153 页.
- [25] Б. Л. Газрилин, А. С. Мопин. *Дан. Акад. СССР*, 1967, Том 176, No. 4.
- [26] В. К. Перухов, Е. М. Фейгельсон, *ИЗВ. АН СССР. Физика Атмосферы и Океана* 1973, **9** (4).
- [27] В. К. Перухов, *ИЗВ. АН СССР. Физика Атмосферы и Океана*, 1974, **10** (3).
- [28] J. Pedlosky, *J. Atmos. Sci.* 1975, **32** (8), pp. 1501—1514.
- [29] 长期数值天气预报研究小组, 长期数值天气预报的物理基础, 中国科学, 1977, 2 期.
- [30] J. Adem, *Mon. Wea. Rev.*, 1964, **92** (3).