

北太平洋海温场的时空特征分析

李克让 陈永申 司有元 沙万英

(中国科学院地理研究所)

近年来运用海表温度作副热带高压和长期天气预报方面取得了显著效果, 为了进一步探讨海洋对气候和长期天气过程的影响, 必须重视海温场的特征分析。这几年已有一些工作^[1, 3, 7], 从不同侧面对北太平洋海温场进行研究。本文试图从海—气相互作用的角度分析北太平洋海温场的时空分布特征及其年际变动, 进而讨论它们对大气的影晌。

分析结果表明, 北太平洋海温场既受太阳辐射、海—陆分布和大气环流的制约, 存在着随季节变化的自相关性, 许多洋流区存在多频非随机振荡; 同时, 各主要洋流区之间还存在明显的正相或反相耦合振荡。特别值得注意的是秘鲁洋流的作用及其与西风飘流的关系。

一、资料和方法

本文所用北太平洋海表温度资料为1949—1975年, 10°S—50°N, 125°E—80°W范围内5°×5°共286个网格点的逐月平均值。

首先, 对上述各点的海温进行自然正交分解。为此, 我们求出海温场的协方差矩阵A

$$A = \begin{matrix} F' & F \\ n \times n & n \times m & m \times n \end{matrix} \quad (1)$$

从(1)式可知, 由于海温场的空间点数很多(在本文中 $n = 286$, $m = 27$), A阵的阶数很大, 为计算方便, 我们将(1)式作如下变换:

$$\tilde{A} = \begin{matrix} F & F' \\ m \times m & m \times n & n \times m \end{matrix} \quad (2)$$

根据自然正交展开收敛快的性质和上述特点, 在计算时我们进行了时空转换, 通过求 \tilde{A} 阵的特征根和特征向量得到A阵的特征根和特征向量的逼近值, 其整个计算过程可以归结为如下四步:

(一) 计算:

$$\tilde{A} = \begin{matrix} F & F' \\ m \times m & m \times n & n \times m \end{matrix}$$

这里F是海温场的矩阵表达式, 即

$$F = \begin{pmatrix} F_{11} & F_{12} & \cdots & F_{1n} \\ F_{21} & F_{22} & \cdots & F_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ F_{m1} & F_{m2} & \cdots & F_{mn} \end{pmatrix} = TX \quad (3)$$

这里 T 为需要分解出来的时间向量, X 为空间向量, m 为资料的时间序号, n 则为空间点的序号, 在本问题中 $m=27$, $n=286$ 。

(二) 用 Jacob 法求出 \tilde{A} 的特征值 $\tilde{\lambda}$ 和特征向量 \tilde{X} (计算的标准过程参考了有关工作^[4])。

其形式为:

$$\tilde{\lambda}_{m \times m} = \begin{pmatrix} \lambda_1 & & & \\ & \lambda_2 & & 0 \\ & & \ddots & \\ & 0 & & \lambda_m \end{pmatrix} \quad (4)$$

$$\tilde{X}_{m \times m} = \begin{pmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2m} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ x_{m1} & x_{m2} & \cdots & x_{mm} \end{pmatrix} \quad (5)$$

(三) 求出:

$$A^{\frac{1}{2}}_{m \times m} = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & & & 0 \\ & \sqrt{\lambda_2} & & \\ & & \ddots & \\ & 0 & & \sqrt{\lambda_m} \end{pmatrix} \quad (6)$$

和

$$A^{-\frac{1}{2}}_{m \times m} = \begin{pmatrix} \frac{1}{\sqrt{\lambda_1}} & & & 0 \\ & \frac{1}{\sqrt{\lambda_2}} & & \\ & & \ddots & \\ & 0 & & \frac{1}{\sqrt{\lambda_m}} \end{pmatrix} \quad (7)$$

(四) 最后求出空间向量 X 和时间向量 T

$$X_{m \times n} = A^{-\frac{1}{2}}_{m \times m} \tilde{X}_{m \times m} F_{m \times n} \quad (8)$$

$$T = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{m \times m} A^2} \quad (9)$$

考虑到海温的随机性和观测误差,同时为了解北太平洋各洋流区或水团海温的时空分布特征,我们将北太平洋划分为 10 个区(见图 1)并求其平均值。然后对各区的海温和距平值序列进行能谱分析,以显示序列中存在的各种非随机性波动的能量,在谱中“能量”最大的波段表示它在序列中所占有的权重最大,由此可粗略的了解在多频振荡中的振荡周期和主要的振荡频段。此外,为了解各洋流间的相互关系,我们还进行了同期至落后 28 个月的相关分析。在能谱和相关分析中所用序列长度 $N = 324$, 最大落后数为 $N/3 = 108$ 。

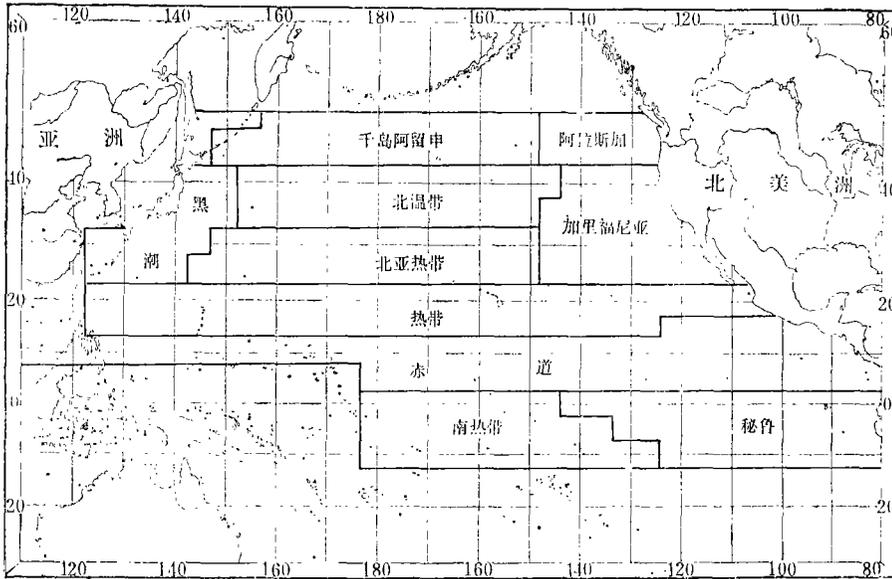


图1 北太平洋分区图

二、北太平洋海温场的时空基本特征

(一) 空间特征

多年平均海表温度场的分析表明,等温线大体与纬圈平行,呈带状分布(见图 2),其分布形式与海面辐射平衡相似,说明海温分布的基本型式主要受太阳辐射制约。此外,随着纬度增高海温逐渐降低,夏季从 10°N 的 27°C 左右向高纬 50°N 的 13°C 左右递减,南北相差 14°C , 平均一个纬距变化 0.35°C 。冬季则以 24°C 向 3°C 递减,南北相差 21°C , 平均一个纬距变化 0.53°C 。其经向分布见图 3。由于冷暖洋流和大陆的作用,经向海温梯度的变化较大,特别在冷暖洋流相汇区,等温线十分密集,如在日本东北部的黑潮暖流与亲潮冷流的交汇区附近, 2 月和 8 月 $35^{\circ}\text{N}-45^{\circ}\text{N}150^{\circ}\text{E}$ 的剖面上, 一个纬距平均

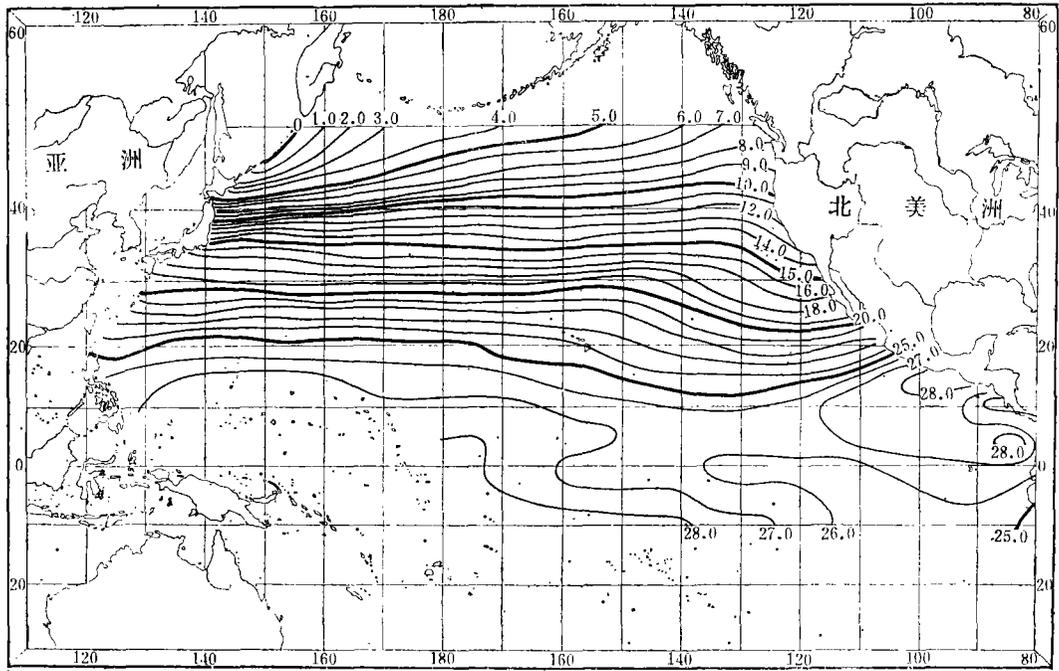


图2a 2月平均海表温度分布

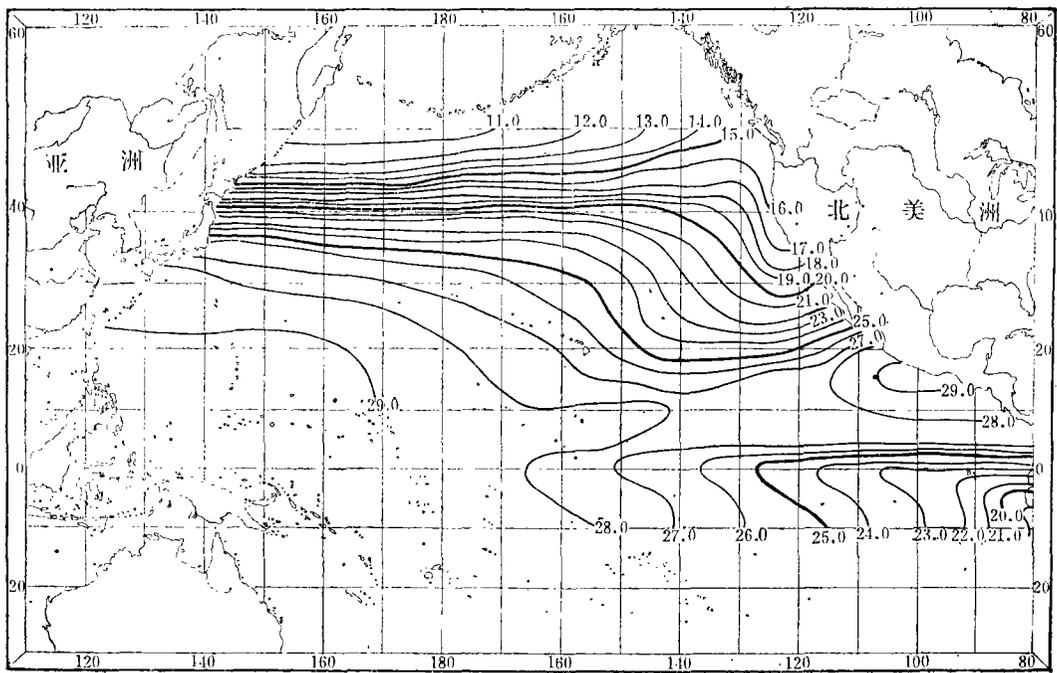


图2b 8月平均海表温度分布

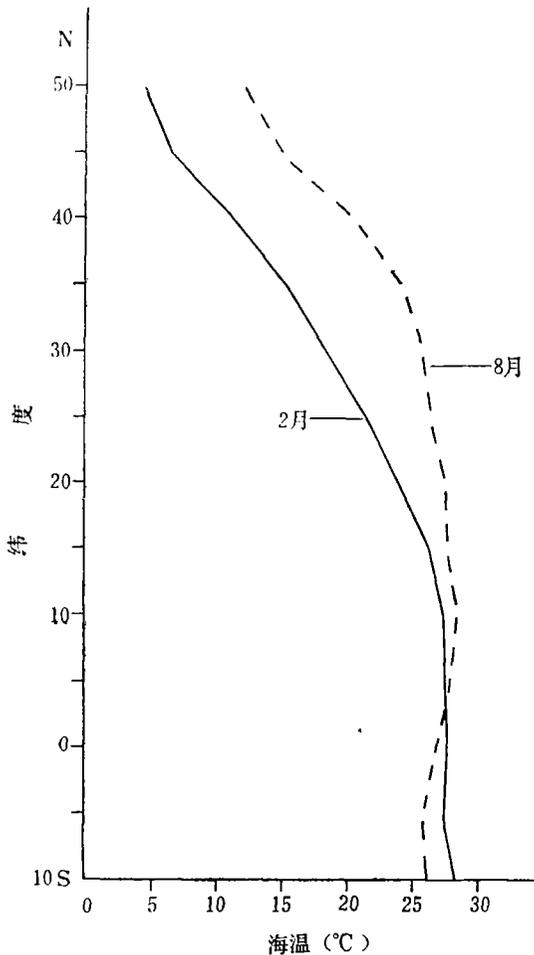


图3 2月和8月多年平均经向海温分布

对本海区，乃至全球的大气环流都有很大影响。

此外，还可看到，在某些特定海区，海温场形成闭合等温线，这可能是由于低空风场产生的应力导致海水上翻或冷水辐合等原因造成。这些现象在千岛群岛附近，以及加利福尼亚洋流区均可发现，而在南美的秘鲁沿岸海区最为明显。

(二) 季节振荡特征

在一般情况下，北太平洋 10°N 以北的海区，海面最高温度出现在 8、9 月，最低温度出现在 2、3 月（见图 4）。秘鲁洋流区地处南半球，变化趋势相反。可见海表温度场对太阳辐射的季节变化的影响应有一滞后。

海温季节变动的振幅随纬度有很大变化，一般随纬度的增高而增大，但最大值并不出现在最北部。从表 1 可见以中纬度的西风漂流区和黑潮区年较差最大，在 10°C 左右。最低值出现在赤道和南热带水团区，年较差仅 1°C 或不到 1°C 。

变化 1.5°C 。这里形成所谓“海洋锋区”，并在其上空出现大气锋区。由于巨大的斜压性，使气旋经常在此出没。洋流可使等温线产生明显的弯曲，如在北亚热带和北温带地区的温度波，从波峰到波谷相距可达 1500 公里—2000 公里左右。

除上述由于太阳辐射和洋流等因素造成的经向海温的基本特征以外，由于海陆分布和洋流的影响使海温在纬向产生很大变化。如在副热带海区，大洋的西部黑潮暖流自南向北流动，而在东部加利福尼亚冷流自北向南流动；在温带海区则相反，西部为向南流动的亲潮冷流，东部则为北流的阿拉斯加暖流。因此，在 40°N 以北的海温分布是西部低而东部高，在 40°N 以南的副热带和热带区的海温东部低西部高。在赤道区，这种东西向的温度差异更加明显，西部印尼附近海区常年高温，东部的冷水区常年低温，这里是世界各大洋同纬度海温最低的海区。如 8 月东西向的温差高达 11°C ，几乎接近 50°N 与赤道区之间的南北温差。正是上述赤道区水平方向的纬向温度差异，在垂直方向形成了著名的沃克环流⁽⁸⁾，它与由于南北向温度差异形成的哈得莱环流圈的相互作用⁽⁶⁾，

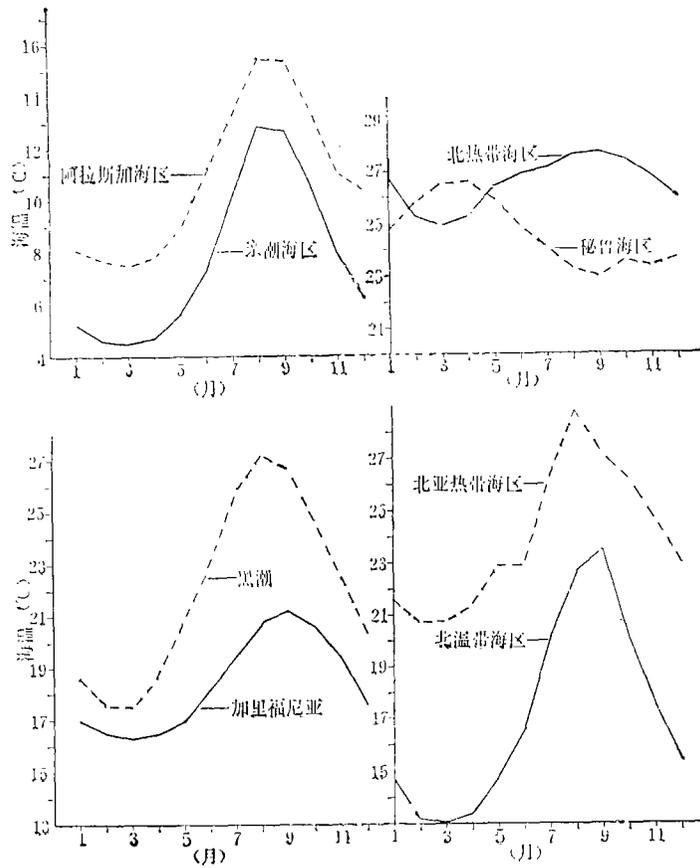


图4 各洋流区月平均海温变化

表 1 各流系平均海温年较差

洋流区	千岛	黑潮	北温带	北亚热带	阿拉斯加	加利福尼亚	北热带	赤道	南热带	秘鲁
年较差(°C)	8.3	9.8	10.5	8.0	7.9	4.9	2.8	1.0	0.7	3.6

通常在北半球的冬季北太平洋的海表温度的经向梯度最大,而夏季纬向海温梯度最大。就地区而言,热带地区的季节变化最小,温带地区的季节变化最大(见图5)。

(三) 海温的年际振荡特征

从正交展开的收敛性指示 G 值(见图6)可以看出,北太平洋海温场有很好的自相关性,且这种自相关性随季节而发生变化,秋冬 G 值大且收敛快,而春夏 G 值较小,而收敛较慢。

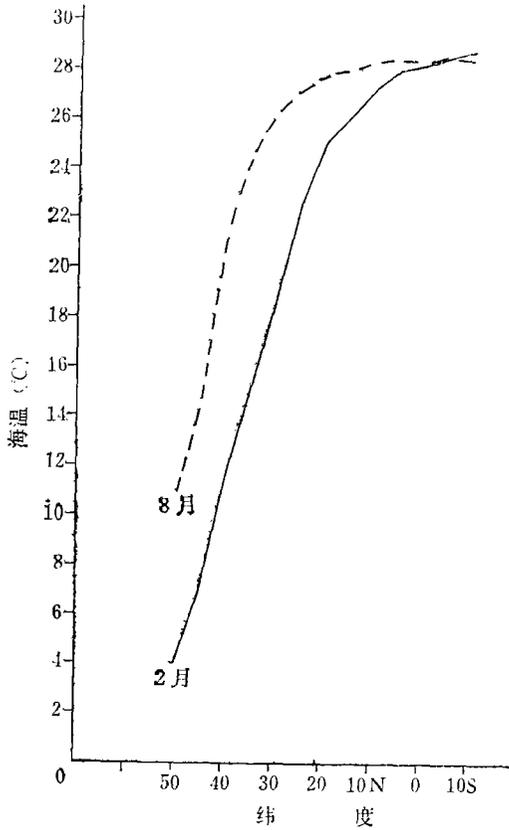


图5 沿 175°W 2月、8月多年月平均海温分布

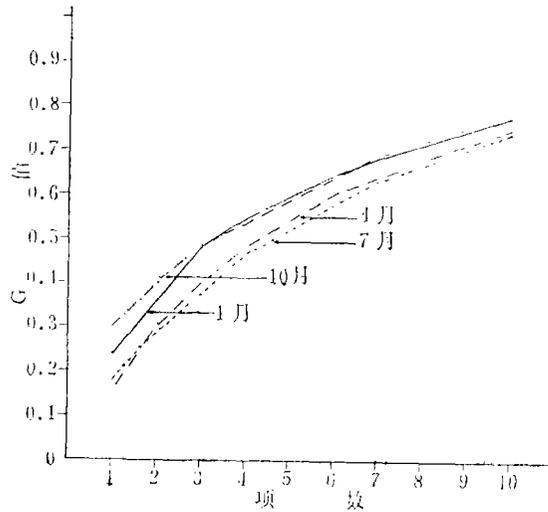


图6 正交展开的收敛性指示 G 的变化

在自然正交分析中，特别值得注意的是前几项特征向量的分布。由第一特征向量的分布可以看出(图7)，在太平洋上，海温场的分布有两个关键区，一是黑潮和西风漂流区，另一则为热带和东太平洋区，它们的年际振荡经常是反相的，这是北太平洋海温场的基本形式。

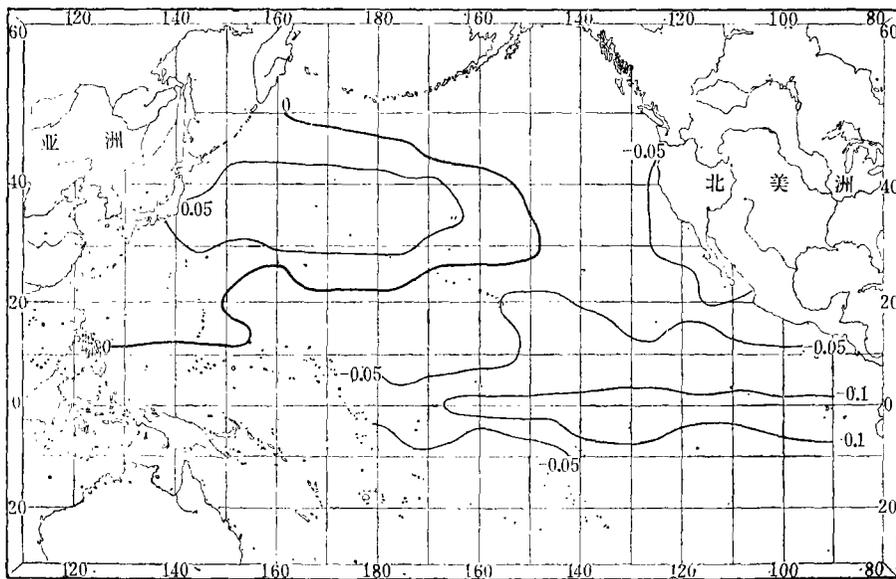


图7a 正交展开第一特征空间的向量场 (10月)

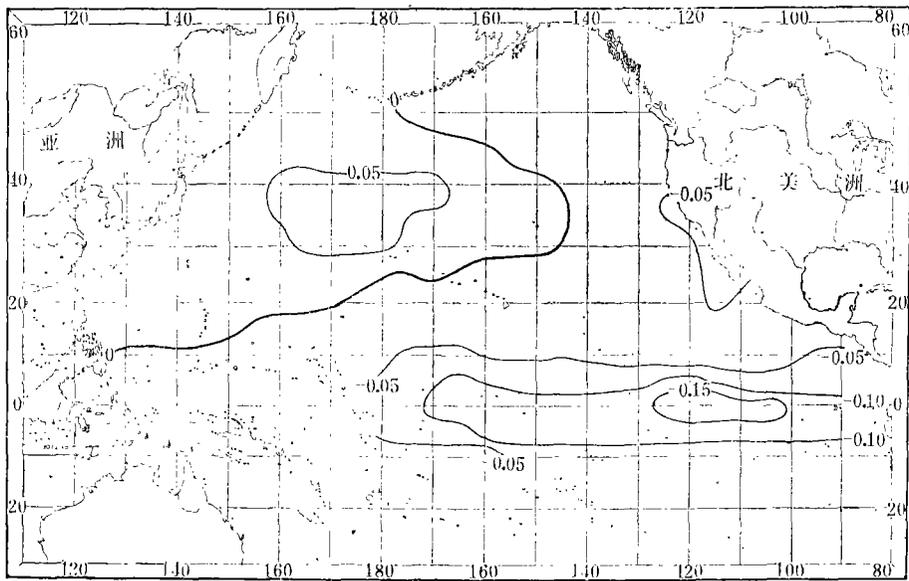


图7b 正交展开第一特征空间向量场 (11月)

从相应于空间向量场 X 的时间序列演变曲线 T (图 8) 可以看到 57—61 年, 68—69 年, 72—73 年以及 63、65 和 69 年均发生了时间长短不等的持续性异常增温过程。正是在此期间, 南美出现了“爱奥尼诺”现象, 说明赤道区的海温与整个北太平洋海区的海温确实存在着内在的密切关系。

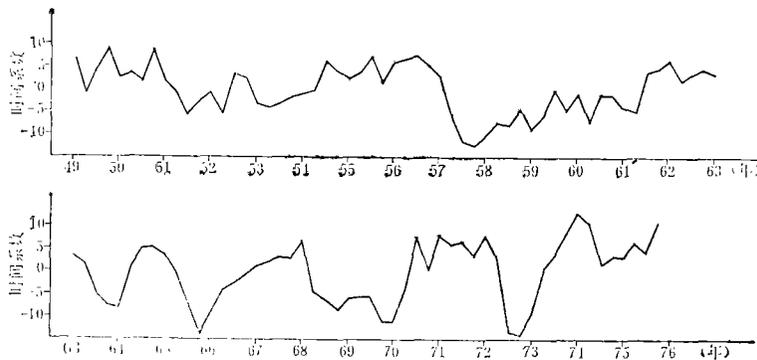


图8 北太平洋海温自然正交展开第一时间系数

三、北太平洋各流系的非随机振荡性质及其相互关系

(一) 振荡周期

能谱分析的结果表明, 用温度资料和距平资料计算的结果不完全一致, 这是由于温度

资料隐含着强烈的季节特征，而距平资料则相当于进行了滤波，极大地削弱了季节特征，从而能较清晰的反映出年际的长期振荡性质。

距平资料的能谱分析指出，各流系的振荡周期差异很大，然而有趣的是，黑潮和加利福尼亚流系均存在准 18 年左右的长期振荡（图 9 a、b）和 2—4 个月的短期振荡，其信度均达 95%。还可看出，在热带地区明显存在 4 年左右的低频振荡，且以秘鲁流系最为突出（图 9c），此外从图 9c、d 对比可以看到，秘鲁流系及西风漂流区的谱态极为相似。

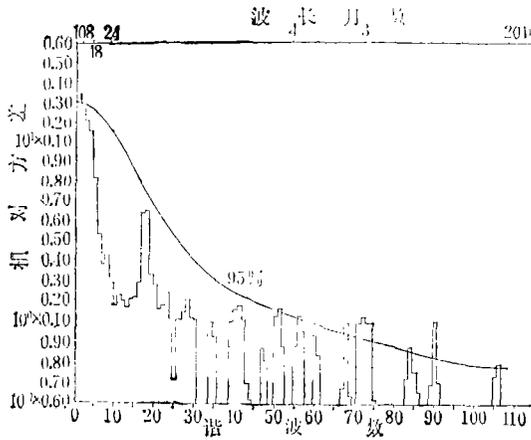


图9a 加利福尼亚流系海温的能谱分析

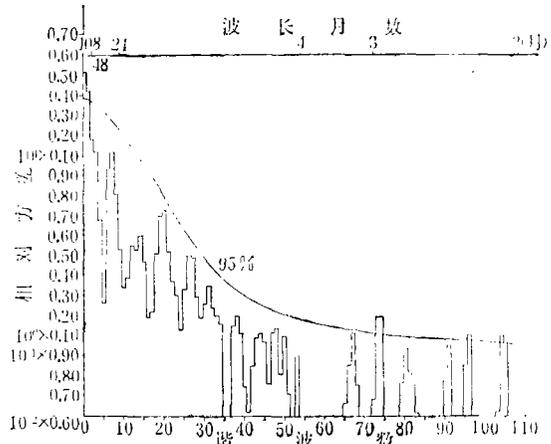


图9b 黑潮流系海温的能谱分析

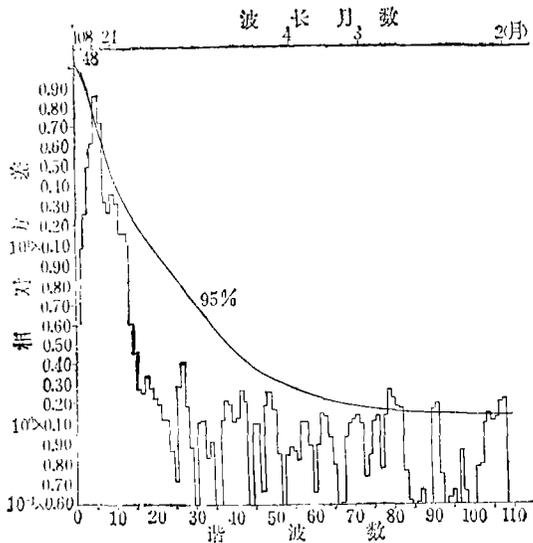


图9c 秘鲁流系海温的能谱分析

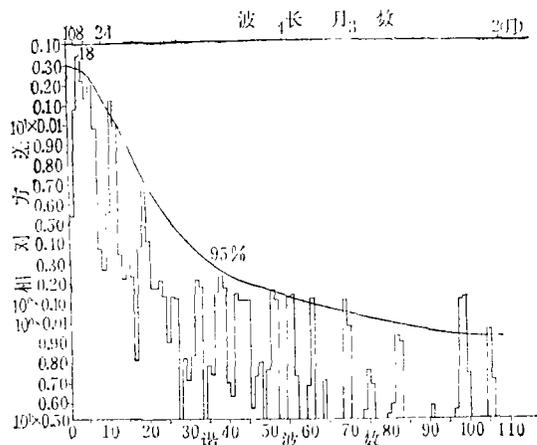


图9d 北温带流系海温的能谱分析

(二) 相互关系

用距平资料进行相关分析表明, 秘鲁流系与南热带和赤道海区的同期相关系数为 0.65, 落后 7 个月左右的相关系数仍可达 0.41 以上。秘鲁流系与北温带流系存在落后 3—5 个月的反相关。此外, 黑潮与北温带的同期正相关系数大于与千岛的相关, 千岛与北温带的同期正相关系数又大于与阿拉斯加的正相关系数。同时, 黑潮与加利福尼亚的同期相关系数高达 0.798, 落后 5—7 个月的反相关系数为 -0.648。

四、讨 论

上面我们概述了北太平洋海表温度场的时空特征和某些主要洋流区的振荡特征及其相互关系, 下面我们将对某些问题作一些初步讨论。

1. 既然北太平洋海表温度的空间特征存在经向和纬向差异, 那么海洋将通过其垂直方向的海—气交界面进行各种通量交换, 迫使贴水层和低层大气的水平温度梯度方向经常与海温场的梯度方向相一致, 由太平洋累年平均的海温和气温场的分布图可以看出这种一致性。然而适应时间到底需要多长, 说法不一, 有人指出^[9]对于发生在贴水层的小扰动, 处于动态平衡的适应时间大约 5—6 个小时即可, 显然, 对于大尺度扰动, 适应时间要长得多, 且跟大气和海洋的层结状态密切相关, 这是一个极其复杂而又值得探讨的问题。

我们曾详细列举了海温经向梯度与副高的相互关系^[5]。这种现象不是偶然的, 既然贴水层或低层大气将向海温场调整, 那么低层大气亦将形成经向和纬向温度梯度, 由位势涡度变化方程可知,

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{\nabla \varepsilon \cdot \omega_a}{\rho} \right) = \frac{\omega_a}{\rho} \cdot \nabla \left(\frac{Q}{T} \right) \quad (7)$$

这里 $\varepsilon = \varepsilon(P, \rho)$ 是一个态函数——熵, $\bar{\omega}_a = 2\Omega + \nabla \Delta \bar{V}$ (绝对涡度), Q 为单位时间中加到单位质量流体中的热量, T 为温度, ρ 为密度, 不均匀的加热, 将使位势涡度发生变化; 水平方向的不均匀的加热将导致垂直环流的产生, 正是这种物理过程, 导致了哈得莱环流和沃克环流圈的形成, 显然, 通过这两种类型的垂直环流使海温场与大气环流产生了联系, 在 25 年的长序列分析中, 我们发现北太平洋海温经向梯度与副热带高压的相关系数高达 0.88, 且副高的变化时间较之海温场的变化时间滞后 3—7 个月。

2. 对于北太平洋各流系的季节振荡我们已指出, 以黑潮和北温带海域的海温的季节变化最大, 这可能与本地区的季风变化有关。如黑潮区, 冬季由于受亚洲大陆强大的反气旋的影响, 寒冷的偏北气流及冷水使海温大幅度下降, 夏季则由于副热带高压加强北进, 暖湿气流和温暖海水随之北上, 致使温度迅速上升。

秘鲁洋流区, 虽然年振幅不算大, 但与同纬度的南热带相比竟高出 3°C, 这是由于东南信风对秘鲁洋流的作用所致。正如 Namias 指出^[10], 秘鲁洋流区冷水舌的自东向西扩展过程, 是由于该地东南信风加强, 使海水大量上翻西移。可是海—气相互作用是一种相

互调整,相互制约的反馈过程。从长期和热力学的观点来看,海洋对大气的作用是本来的,因为作为大气运动最终能源的太阳辐射,主要是通过海洋传输给大气,显然,从短期和动力学的观点来看海洋的运动又是从属于大气,因为海洋对能量的积蓄和释放与大气环流密切相关,大气给海洋以动量,从而导致平流、旋转或上翻,进而使海温场发生调整。因此,这两种过程是不可分割的统一体。

3. 上面我们已经指出,北太平洋海温场存在较好的自相关性,并随季节而变,秋冬最高,春夏较小。这表明,在探讨海-气关系时,秋冬的海温场形势应给予特别重视,因为它有较好的指示性,我们认为它对大气的作用不是孤立的,将作为在某种力场的约束下的特定形态的作用,它对大气的作用将可能导致一种时间长、范围大的过程产生,我们曾指出,秋冬海温场与次年副高有很好的相关。当然,对北太平洋海温场的自相关性及其季节变化的原因,值得深入探讨,这对气候形成和长期天气过程的研究将是有益的。

4. 从上述分析不难看出,“爱奥尼诺”现象具有大尺度的半球间的性质。Wyrski 曾指出^[12]，“爱奥尼诺”现象的产生是由于太平洋东部热带地区暖水平流所致,这种平流是由赤道潜流引起,这些海流与靠近赤道很小的带状风联系在一起。从图 7 和图 8 可以看出,热带东太平洋的扰动与北太平洋西风漂流区的扰动有关。同时这种大尺度扰动在热带地区有自东向西传递和扩展的趋势,而在中纬度则有自西向东传递和扩展的趋势,此外,热带和西风漂流区的距平符号 70% 以上是相反的。这表明,发生在南美秘鲁海域的“爱奥尼诺”现象,可能是以南北半球间海-气相互作用作为气候背景的一种大尺度扰动,它可能是在统一力场的作用下产生的,然而它们之间的动力过程又是不一样的。叶笃正最近指出^[2],东西太平洋上环流的动力结构是不一样的,这从环流上亦反映了这一差异。

5. 对 10 个海区的能谱分析表明,它们均存在非随机振荡,且表现为周期大致为 12 个月和半年的周期振荡和以年为单位的长周期以及几个月的短周期振荡。我们曾分析指出^[4],在热带地区大致存在 3 年半的准周期振荡,从本文来看 3—4 年的振荡主要发生在秘鲁洋流区,信度在 95% 以上。

同时,值得注意的是,黑潮和加利福尼亚洋流区存在等于和大于 18 年的更长周期(由于分析方法所限,不能确切求出大于 18 年的周期)。而北热带和亲潮则存在 9 年左右的准周期,对于这种内在相互关系的原因,目前尚不清楚,有待深入探讨。

6. 在相关分析中发现,秘鲁洋流区和南热带洋流区,均存在同期的密切相关,它与西风漂流区则存在落后 3—5 个月的反相关,即秘鲁洋流变化早 3—5 个月。这是一种很有意义的现象。同时还发现,黑潮与西风漂流区的关系要较之与亲潮的关系更密切,而亲潮与西风漂流的关系又要较之与阿拉斯加洋流区的关系密切。这表明,在西风漂流中黑潮的贡献最大,其次是亲潮。

参 考 文 献

- (1) 中国科学院沈阳计算技术研究所, 电子计算机常用算法, 科学出版社, 1976。
- (2) 叶笃正等, 东亚和太平洋上空平均垂直环流(一)夏季, 大气科学, 1979, 1。
- (3) 归佩兰, 北太平洋海温特征及相应的大气环流型, 中国科学院大气物理所集刊, 6(1975)。
- (4) 地理所长期组, 科学通报, 1977, 7。
- (5) 李克让, 陈永申等, 北太平洋南北海温距平差对副高影响的若干事实, 大气科学, 1979, 2。
- (3) 符淙斌等, 赤道海温异常与大气的垂直环流圈, 大气科学, 1979, 1。
- (7) Barnett, T. P and Davis, R. E., *WMO*, 1975, 421, 439—450。
- (8) Bjerknes, J., *Monthly Weather Review*, 1969, 3。
- (9) Laevastu, D. T., Rabe, M. K. and Hamiltom, C. D., *AD*, 738847(1972)。
- (10) Namias, J., Use of SST in long-range prediction, *WMO Technical Note*, 1969, 103。
- (11) Weare, B. C., Navato, A. R. and Newell, R. E., Empirical orthogonal analysis of Pacific SST, *J. of Physical Ocean.*, 6(1976), 5。
- (12) Wyrтки, K. J., *J. Phys. Oceanography*, 7(1977)。

AN ANALYSIS OF THE SPACE-TIME CHARACTERISTICS OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE FIELD IN THE NORTH PACIFIC OCEAN

Li Kerang, Chen Yongshen, Si Youyuan and Sha Wanying

(Institute of Geography, Academia Sinica)

ABSTRACT

The data used in this study are monthly mean sea temperatures covering the Pacific between 50°N and 10°S during the period 1949—1975. In this paper, empirical orthogonal, correlation and energy spectrum analysis methods were used.

We have analysed the seasonal variations, the geographical distributions and interannual variations of the sea surface temperature and some relationships among the currents in the North Pacific Ocean. The characteristics of the sea temperature anomalies in the North Pacific are shown as follows: the large horizontal extent; the large vertical depth; the strong anomalous magnitude and the significant long-term oscillation.

Finally, the possible effects of the sea temperature anomalies on the general circulation, and the relationship between the sea surface temperature and the North Pacific Subtropical High have also been discussed.