

东亚和西北太平洋地区气候的 准 10 年尺度振荡及其可能机制^{*}

李崇银 廖清海

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

提 要 本文基于对气候、大气环流和海表水温的资料分析以及简单的理想化海-气耦合模式的分析, 研究了东亚和西北太平洋地区气候的准 10 年振荡及其可能机制。研究表明, 东亚和西北太平洋地区的气候(降水和地面气温等)和大气环流(环流指数和副高活动等)的演变都有明显的准 10 年振荡; 同赤道太平洋 SSTA 主要为 ENSO 循环不同, 西北太平洋 SSTA 主要表现为准 10 年尺度的振荡, 且同气候和大气环流的准 10 年变化密切相关; 中纬度海-气相互作用可产生一种甚低频耦合波(10 年左右周期), 它可能是海气系统准 10 年振荡的重要机制之一。

关键词 准 10 年振荡 气候 海-气相互作用

1 引言

随着科学的发展以及社会的要求, 10 年时间尺度的气候变化问题已更加引起人们的关注, 成了气候变化及可预报性 (CLIVAR) 计划的重要内容。但已有的研究主要偏重海洋状况的变化, 例如研究已经发现北大西洋和北太平洋 SST 的变化有 10 年时间尺度特征^[1, 2]; 海洋内部的温盐变化以及海冰也都有 10 年时间尺度的准周期振荡^[3, 4]。实际上大气中的 10 年尺度变化也是很清楚的, 只是这方面的专门研究还比较少。

对于较长时间尺度的气候变化来讲, 除大气环流的变化外, 海洋的作用总是被考虑的; 而热带海-气相互作用已被视为 ENSO 产生的基本机制, 并进一步用以解释 3~4 年时间尺度的气候变化^[5, 6]。除了热带海-气相互作用之外, 中纬度地区海洋的影响也被认为是引起年际气候变化的原因, 例如, 已有的研究表明, 冬季黑潮区域海水温度异常同中国东部地区的汛期降水有密切关系, 特别是华北地区的汛期降水量同前冬黑潮水温异常存在着非常好的正相关^[7]。因此, 中纬度地区长时间的气候变化问题也同样必须考虑海-气相互作用。

本文将基于海-气耦合系统的概念对东亚及西北太平洋地区大气环流和气候的准 10 年振荡进行研究。首先通过历史资料的分析说明大气环流和气候变化都明显地存在 10 多年的准周期变化特征; 进一步分析 SSTA 的变化, 说明西北太平洋也存在准 10 年振荡特征, 并同气候变化密切相联系; 简单的理论分析表明, 中纬度的海-气耦合甚低频波可能是激发海-气系统准 10 年振荡的一种重要机制。

1996-05-11 收到

^{*} “气候动力学和气候预测理论研究”项目及中国科学院共同资助

2 东亚及西北太平洋地区大气环流和气候变化的准 10 年振荡

这里我们首先分析东亚及西北太平洋地区的大气环流和气候历史资料, 揭露该地区大气环流和气候变化的特征。图 1 给出了华北地区 14 个测站(呼和浩特、张家口、北京、天津、太原、隰县、石家庄、保定、邢台、郑州、安阳、德州、济南和菏泽)平均的汛期(6~8 月)降水量距平(%)的时间变化。从 5 年滑动平均曲线可以看到, 虽然由 50 年代到 90 年代华北汛期降水量有随时间减少的趋势, 但其间的起伏也是明显的, 50 年代中到 60 年代初为多雨期, 70 年代中期和 90 年代初降水量也相对偏多; 50 年代初、60 年代末和 80 年代初华北汛期降水量明显偏少。也就是说华北地区大范围平均的汛期降水量存在十几年的准周期变化特征。在上述分析中取大范围(14 个测站)的平均, 一方面是为了消除局地性降水的影响, 同时又考虑了各年降水量距平的分布形势。

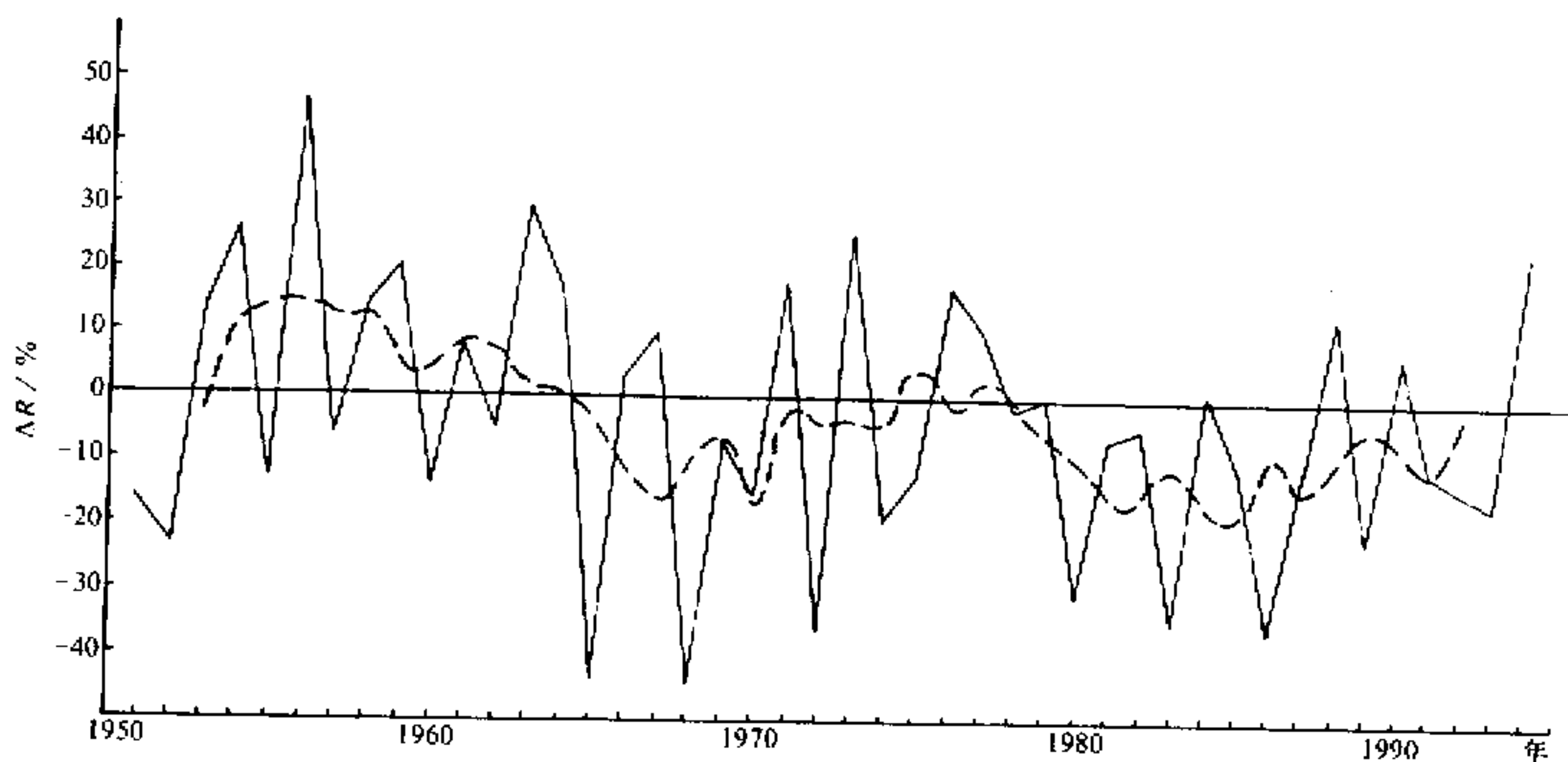


图 1 华北地区汛期(6~8 月)降水量距平(%)的年际变化特征
虚线表示 5 年滑动平均结果

为了更清楚地揭露华北汛期降水的时间变化特征, 最好用更长时间的资料进行分析。但在 1950 年之前许多地方没有完整的观测资料, 这里只能进一步分析有较长时间观测的北京、天津、保定和济南 4 个站的数据。图 2 分别给出了自 1910 年以来上述 4 个站平均的汛期降水量距平(%)的时间演变以及变化的功率谱。很显然, 近 80 多年来华北地区汛期降水量的年际变化同样有十几年的准周期变化特征, 主要周期为 12 年。

同降水量异常的 10 年时间尺度准周期变化相类似, 东亚及西北太平洋地区地面空气温度的异常也存在明显的 10 年时间尺度的准周期变化。图 3 给出的是北京、青岛和南京 1911~1994 年间冬季(12~2 月)温度距平的年际变化及其功率谱, 15 年左右是其变化的主要谱峰。西北太平洋中名瀨(28°23'N, 129°30'E)和石垣(24°20'N, 124°10'E)两个岛上冬季温度距平的年际变化(1897~1985)及其功率谱如图 4 所示, 也有明显的 10 年时间尺度的准周期变化特征, 主要谱峰在周期为 16 年左右的位置。

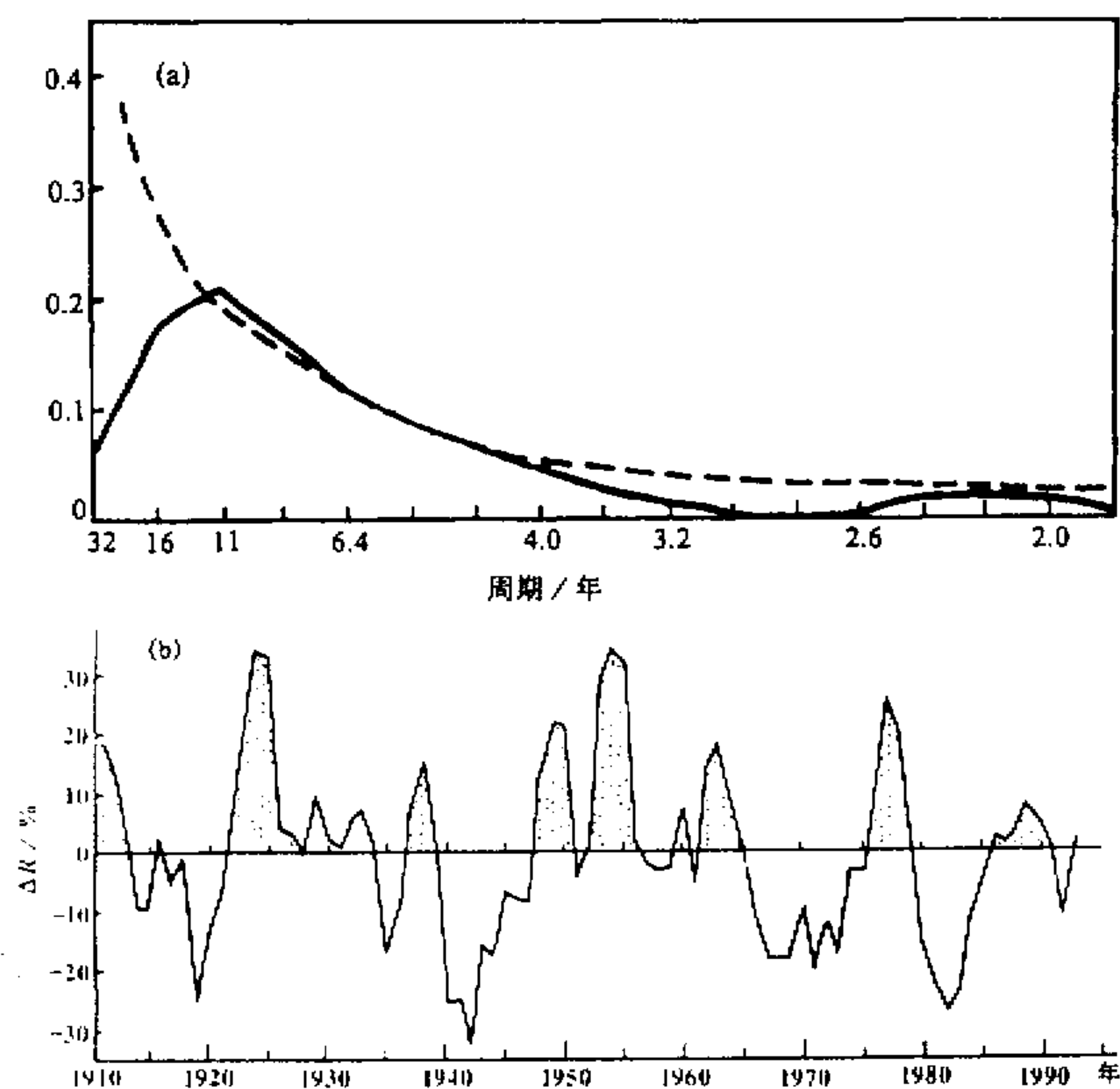


图2 北京、天津、保定和济南4站平均的汛期降水量距平(%)的年际变化(b)及其功率谱(a)

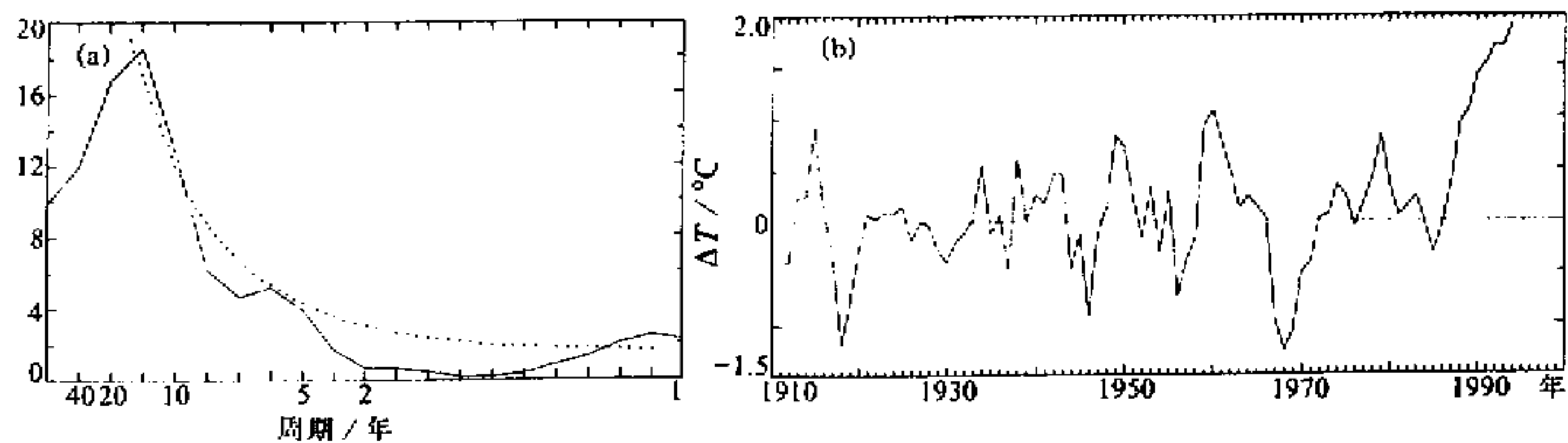


图3 北京、青岛和南京平均的冬季(12~2月)温度距平的年际变化(b)及其功率谱(a)

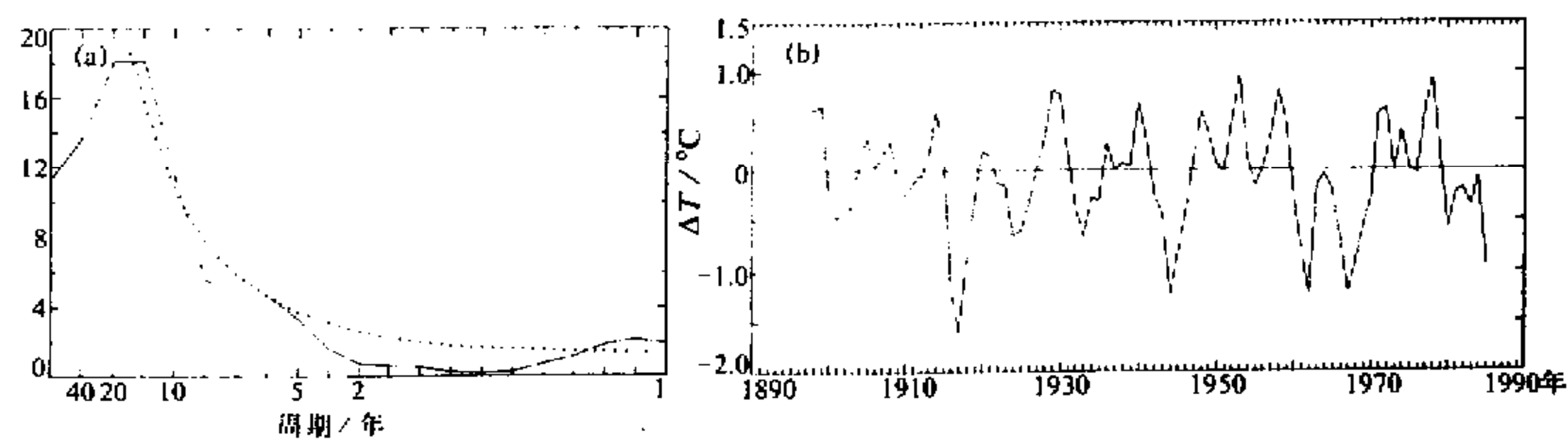


图4 名滩和石垣平均的冬季(12~2月)温度距平的年际变化(b)及其功率谱(a)

比较图 3 和图 4 的年际变化曲线, 其主要的冷暖期大致相同; 而将它们与图 2b 相比较可以发现, 中国东部汛期降水量的正距平期 (负距平期) 比较好地对应着东亚及西北太平洋地区的偏暖 (冷) 期。例如, 1913~1922 年、40 年代, 60 年代中期至 70 年代中期以及 70 年代末至 80 年代中期华北比较偏旱, 与此对应, 在东亚和西北太平洋地区气温则偏低; 华北汛期多雨却往往与偏暖的气温相配合。

气候异常一般都同一定的大气环流形势有关, 上面已指出东亚及西北太平洋地区的气候变化存在准 10 年尺度的周期振荡现象, 这一地区的大气环流的演变是否也有 10 年时间尺度的振荡呢? 首先, 我们分析中纬度东亚地区 500 hPa 环流指数的变化。图 5 是 (40~66°N, 90~170°E) 地区 6~8 月平均的 500 hPa 环流指数的时间演变。不必用功率谱分析也可以发现, 高指数环流和低指数环流间明显存在 10 多年的相互转换现象。副热带高压是西北太平洋地区的大气环流系统, 它的变化和异常对东亚和西北太平洋地区的气候有重要影响。我们用西北太平洋 (20~30°N, 120~150°E) 地区区域平均的 500 hPa 高度与 (20~30°N) 纬带平均 500 hPa 高度之差的距平值来描写西北太平洋副热带高压活动的异常。图 6 给出的就是西太平洋副高异常的时间 (1948~1989) 演变及其功率谱。很显然, 西太平洋副高活动的长期变化主要有两个周期带, 其一是周期为 3.5 年左右的频谱带, 反映了同 ENSO 有关的变化特征; 另一个是周期为 10~15 年的频谱带, 反映了准 10 年振荡特征。

图 5 和图 6 不仅显示了东亚和西北太平洋地区的大气环流也存在清楚的 10 多年时间尺度的准周期变化特征, 而且同本文前面的图相比较还可以发现大气环流在这个时间

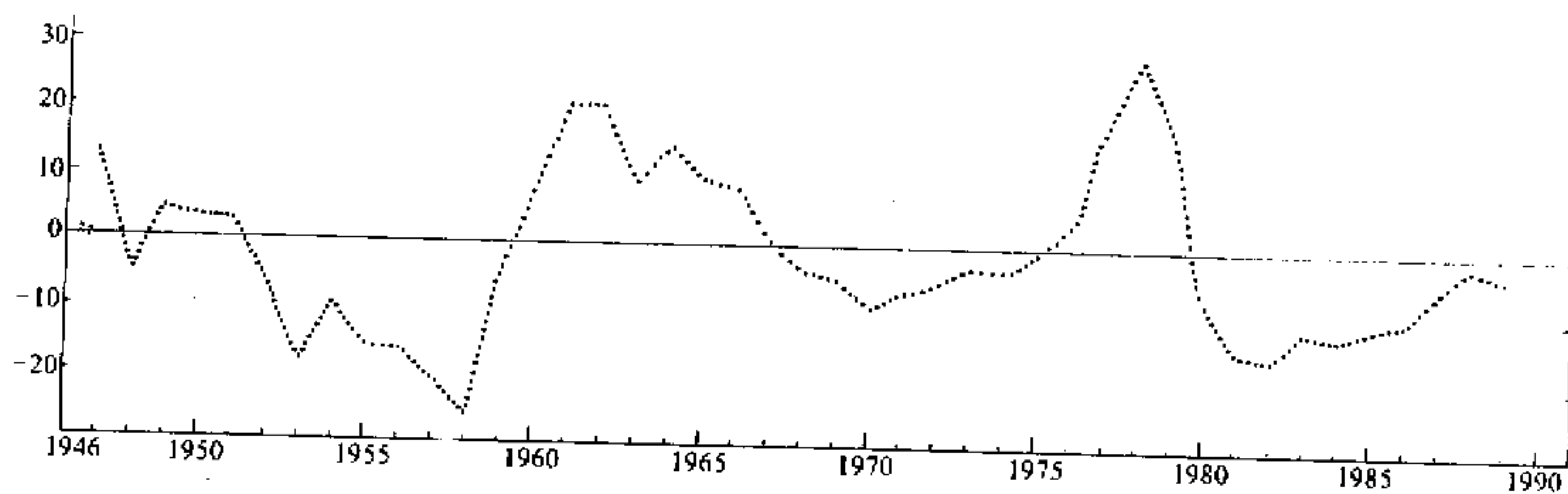


图 5 (40~60°N, 90~170°E) 地区 6~8 月平均 500 hPa 环流指数的年际变化

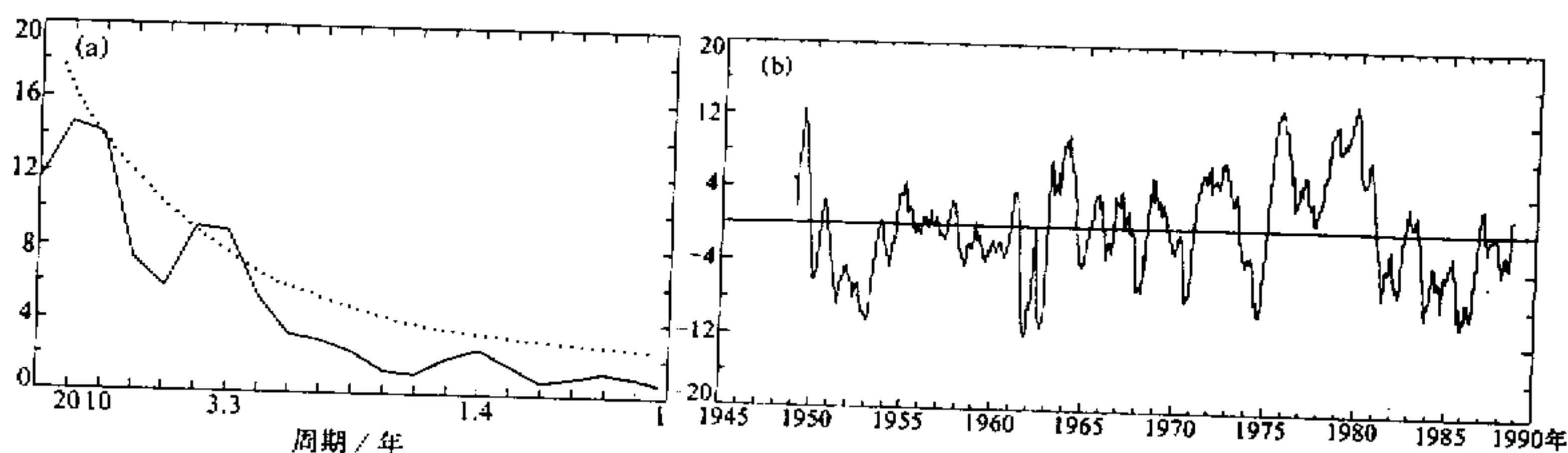


图 6 西太平洋副热带高压相对强度 (区域平均 500 hPa 相对高度距平) 的时间变化 (b) 及其功率谱 (a)

尺度的变化与相应时间尺度的气候异常有密切的关系。例如,图5的3个高指数环流期(40年后期至50年代初,60年代初至60年代中,70年代后期)在图2中都对应着华北降水偏多;而3个低指数环流期却对应着华北汛期降水偏少。

以上的分析清楚地表明,无论是东亚和西北太平洋地区的大气环流还是其气候的变化都明显地存在周期为十几年的准周期振荡特征。

3 西北太平洋海温异常的准10年振荡

大气和海洋都是气候系统的主要成员,气候变化的准10年时间尺度振荡已表明在大气环流变化中有类似现象,海洋状况的变化也应有反映。下面我们将通过分析海表水温(SST)的异常情况,揭露西北太平洋SSTA的准10年振荡特征。

有关El Nino及其影响的一系列研究表明,赤道太平洋SSTA的变化主要表现为平均周期为3.7年的年际特征,现在常以ENSO循环表示。作为一个例子,图7给出了Nino3($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$)区域平均的SSTA的时间变化及其功率谱,ENSO循环特征表现得极为清楚。

同赤道太平洋SSTA的年际变化特征明显不同,西北太平洋SSTA的年际变化却主要表现为准10年时间尺度的振荡。图8为($17.5^{\circ}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$, $122.5^{\circ}\sim 152.5^{\circ}\text{E}$)区域平均的SSTA的时间变化及其功率谱,10多年(最大为17年左右)是主要振荡周期,显示了准10年时间尺度振荡的基本特征。西北太平洋SSTA有比赤道太平洋SSTA大得多的时间尺度变化,可能表明中纬度海洋与赤道海洋的不同特性,因为北太平洋($37.5^{\circ}\sim 47.5^{\circ}\text{N}$, $152.5^{\circ}\text{E}\sim 142.5^{\circ}\text{W}$)平均的SSTA年际变化的主要周期(8年左右)也比赤

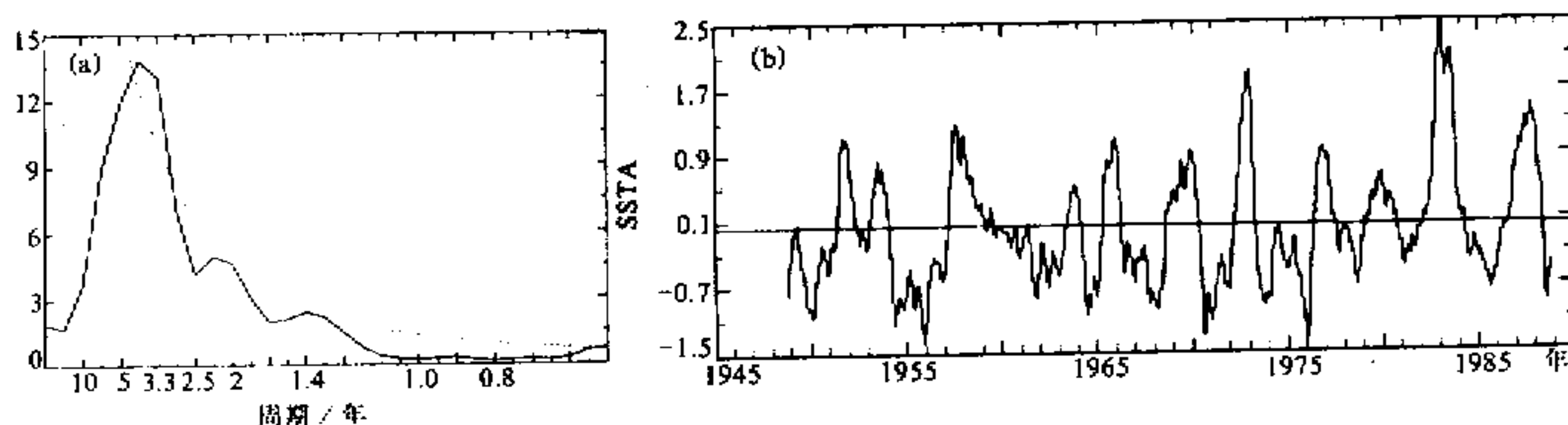


图7 Nino3区域平均SSTA的时间变化(b)及其功率谱(a)

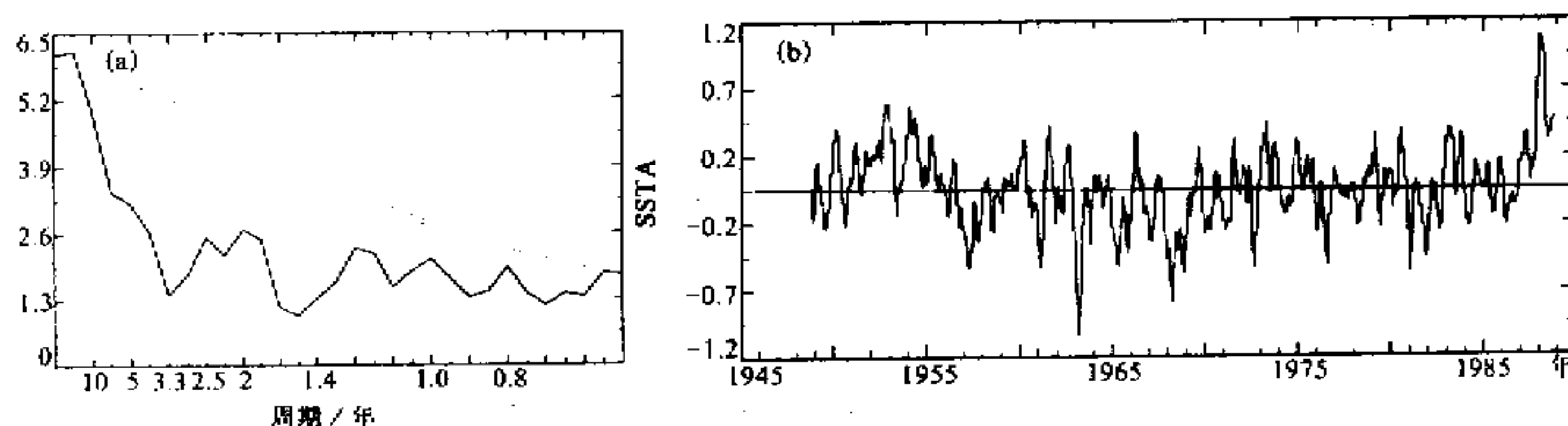


图8 西北太平洋($17.5^{\circ}\sim 32.5^{\circ}\text{N}$, $122.5^{\circ}\sim 152.5^{\circ}\text{E}$)区域平均SSTA的时间变化(b)及其功率谱(a)

道海洋 SSTA 的年际变化时间尺度长得多 (图略)。西北太平洋和北太平洋 SSTA 年际变化有不同的时间尺度则还可能与其他不同过程的影响, 例如深层海洋过程的不同作用。

4 可能机制的探讨

大气和海洋同为地球流体, 热带大气和海洋的耦合相互作用已被认为是激发产生 ENSO 循环的重要动力学机制。我们上面的分析表明东亚和西北太平洋地区的气候 (大气环流) 和 SST 都有明显的 10 年时间尺度的准周期变化, 对于这类气候系统的准 10 年变化的机制, 也会自然地想到海-气相互作用。尽管热带海-气相互作用与中纬度海-气相互作用可能有某些不同, 但大气对海洋的影响主要是风应力的动力作用, 而海洋对大气的影响主要是热力作用, 无论在热带还是中纬度都是相同的。因此, 为了简便, 在理论上我们可以只考虑风应力的作用和海洋对大气的加热作用, 揭露中纬度海-气相互作用的基本特征。另外, 海洋本是有边界的, 某些海洋现象本身还直接与边界有关, 但对于不专门讨论边界影响的大尺度海-气相互作用问题来讲, 在理论研究上可以将中纬度海洋理想化为同大气一样有无限的水平尺度。

这样, 对于中纬度地区的大气运动, 我们简单地用一层正压大气表示, 其浅水方程可写成

$$\frac{\partial u_a}{\partial t} - f v_a = -\frac{\partial \phi_a}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v_a}{\partial t} + f u_a = -\frac{\partial \phi_a}{\partial y}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \phi_a}{\partial t} + c_a \left(\frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} \right) = -\eta \phi_0, \quad (3)$$

这里 u_a 和 v_a 分别是纬向和经向风速; f 是科里奥利参数; $c_a = \sqrt{gH_a}$, H_a 是大气等效厚度; ϕ_a 和 ϕ_0 分别是大气和海洋的厚度扰动; (3) 式右端是海洋对大气热力作用的参数化表示, 其加热假定与海洋厚度变化有关。

对于海洋的运动, 简单地可用海洋混合层来表示, 但为了描写深层海洋的影响, 我们在方程中引入了深层海洋影响项。海洋混合层模式可写成

$$\frac{\partial u_0}{\partial t} - f v_0 = -\frac{\partial \phi_0}{\partial x} + \alpha u_a, \quad (4)$$

$$\frac{\partial v_0}{\partial t} - f u_0 = -\frac{\partial \phi_0}{\partial y} + \alpha v_a, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \phi_0}{\partial t} + c_0^2 \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} \right) = F, \quad (6)$$

其中 u_0 和 v_0 是纬向和经向海流分量; $c_0 = \sqrt{gH_0}$, H_0 是海洋等效厚度; (4) 和 (5) 式右端第二项表示大气风应力对海洋的动力作用; F 表示深层海洋对混合层的影响, 若不考虑深层海洋的影响 ($F=0$), 则 (4) ~ (6) 可认为是一般的海洋混合层模式。在

有深层海洋影响的情况下, 类似大气边界层的情形, 无论是深层海洋的动力或热力作用都会在海洋混合层中引起垂直运动, 因此, 为简便起见, 可以用混合层的散度来参数化表示深层海洋的作用, 即将 F 写成

$$F = \mu^2 \left(\frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} \right), \quad (7)$$

其中 μ^2 是一个参数。

对于中纬度地区大尺度海-气相互作用, 可引入准地转近似, 即取

$$(u, v) = - \left(-\frac{1}{f} \frac{\partial \varphi}{\partial y}, \frac{1}{f} \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right), \quad (8)$$

这样, 由 (1) ~ (6) 式可得到一个描写中纬度大尺度海-气相互作用的耦合方程

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 - \lambda_\mu^2) + \beta \frac{\partial}{\partial x} \right] \left[\frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 - \lambda_a^2) + \beta \frac{\partial}{\partial x} \right] \varphi_0 = \lambda_a^2 \alpha \eta \nabla^2 \varphi_0, \quad (9)$$

在中纬度地区, $f = f_0 \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$; 而 $\lambda_a = f_0 / c_a$, $\lambda_o = f_0 / c_o$, λ_a^{-1} 和 λ_o^{-1} 分别表示大气和海洋的 Rossby 变型半径; $\lambda_\mu = \lambda_o^2 + \lambda_a^2 = f_0^2 / (c_o^2 - \mu^2)$ 。

若方程 (9) 有如下形式谐波解:

$$\varphi = \Phi e^{i(kx + ly - \omega t)}, \quad (10)$$

由方程 (9) 可有频率关系式

$$[\omega(k^2 + \lambda_\mu^2) + \beta k][\omega(k^2 + \lambda_a^2) + \beta k] = \lambda_a^2 \alpha \eta K^2, \quad (11)$$

其中 K 是全波数, $K^2 = k^2 + l^2$ 。

在没有海-气相互作用情况下, $\alpha = \eta = 0$, 则由 (11) 式可得到

$$\begin{cases} \omega_a = -\frac{\beta k}{K^2 + \lambda_a^2}, \\ \omega_o = -\frac{\beta k}{K^2 + \lambda_\mu^2}. \end{cases} \quad (12)$$

它们分别表示大气和海洋中 Rossby 波的频率。一般有 $\beta = 1.6 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, $c_a = 15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $c_o = 1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这样, 对于行星尺度运动情况, 可取 $L_x = L_y \approx 10^6 \text{ m}$, 大气中的 Rossby 波的周期 $T_a \approx 12.6 \text{ d}$; 海洋中的 Rossby 波的周期 $T_o \approx 8.9 \text{ a}$ 。由于扰动的经向尺度一般比纬向尺度小, 可取 $L_x = 2L_y \approx 10^6 \text{ m}$, 对于这样的 Rossby 波则有 $T_a \approx 0.5 \text{ a}$; $T_o \approx 9.1 \text{ a}$ 。若存在深层海洋的影响, 其海洋的 Rossby 变形半径将增大, 例如增加 $1/3$, 这时海洋 Rossby 波 ($L_x = 2L_y \approx 10^6 \text{ m}$) 的周期可达到 12.1 a 。

上述分析表明, 在没有海-气耦合相互作用的情况下, 大气 Rossby 波的周期可以达到 0.5 a , 接近准半年振荡; 海洋 Rossby 波的周期可达 9.1 a (无深层海洋影响) 或 12.1 a (有深层海洋影响)。

在有海-气耦合相互作用的情况下, 将产生海-气耦合波, 其频率公式为

$$\omega_c = \frac{(\omega_a + \omega_o) \pm \sqrt{(\omega_a - \omega_o)^2 + 4S}}{2}, \quad (13)$$

这里,

$$S \equiv \frac{\lambda_a^2 \alpha \eta K^2}{(K^2 + \lambda_\mu^2)(K^2 + \lambda_a^2)}, \quad (14)$$

显然, 在上面的简单模式中可产生两个海-气耦合模, 其一是快速东移模, 其二是缓慢西移模。在有深层海洋影响的情况下, S 对快速东移模影响很小, 深层海洋对快速东移的耦合模作用很小; 而深海过程使 S 减小, 从而将使缓慢西传模的频率变低, 周期变得 longer。

图 9 给出了在不同强度深层海洋作用下, 纬向波长为 2000 km 的耦合模的周期随海-气耦合强度的变化情况。图中虚线表示快速东移耦合模的情况, 其周期约为 13 d, 海-气耦合强度及深海过程对它影响都很小, 主要反映大气运动的特征。图中实线表示缓慢西移耦合模的情况, 海-气耦合强度和深海过程对其有明显影响, 深海影响及海-气耦合强度的增加都会使它的周期增加。在一般的海-气耦合强度和深层海洋影响下, 这种甚低频耦合模的周期基本处于 10~20 a 之间。换句话说, 中纬度海-气系统通过耦合作用常利于产生周期为十几年的甚低频海-气耦合波。在深海过程影响下, 这种甚低频耦合波的周期还会略有增加。

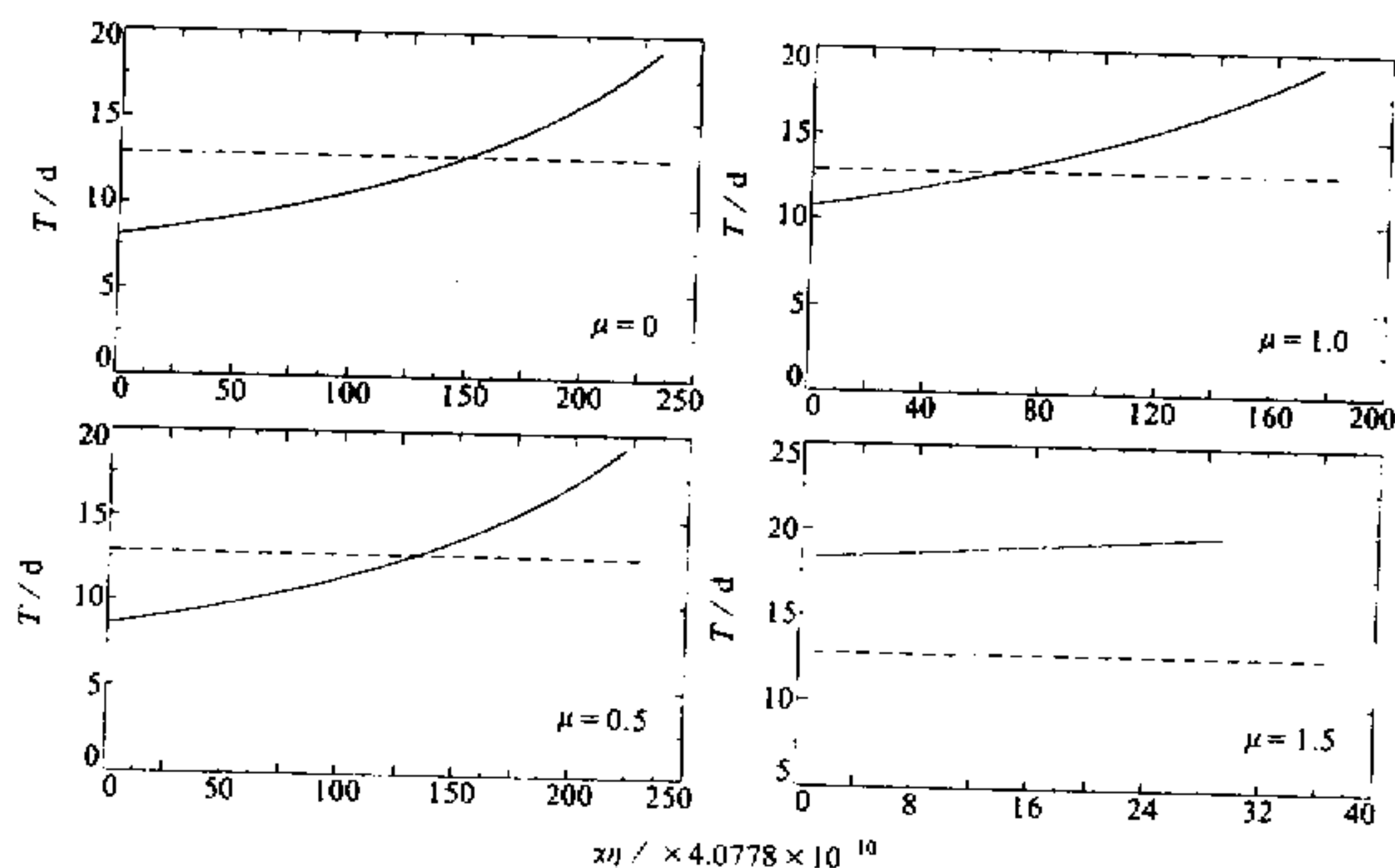


图 9 在不同强度的深海过程影响下, 纬向尺度为 2000 km 的海-气耦合波的周期随耦合强度 ($\alpha\eta$) 的变化。虚线和实线分别表示不同的耦合波

一方面, 东亚和西北太平洋地区的大气和海洋系统中都明显地存在 10 年时间尺度的准周期振荡; 另一方面, 有关 ENSO 循环的研究已清楚地表明, 海-气耦合相互作用是导致 ENSO 时间尺度海-气系统变化的主要机制。因此, 根据上面的讨论, 可以初步认为, 东亚及西北太平洋地区海-气系统的 10 年时间尺度振荡主要是由于中纬度海-气耦合相互作用及深层海洋过程影响造成的。或者说, 中纬度海-气耦合甚低频波是产生

东亚及西北太平洋地区 10 年时间尺度准周期振荡的重要机制之一。

5 结论

本文基于对大气环流、气候和海表水温的资料分析以及对理想化海-气耦合模式的讨论,可以得到如下几点有意义的结论:

(1) 东亚和西北太平洋地区的气候(降水、温度等)都存在极明显的 10 年时间尺度的准周期振荡现象,其周期为 11~16 a。东亚和西北太平洋地区的大气环流演变(环流指数和副热带高压强度等)也有明显的 10 年时间尺度准周期振荡,其周期为 12~18 a。

(2) 西北太平洋的海表水温异常(SSTA)也存在清楚的 10 年时间尺度的准周期振荡现象,其周期为 16 a 左右。这与赤道太平洋(Nino 3) SSTA 的变化主要表现为周期为 3.5~4.0 a 的 ENSO 循环十分不同。一个十分有意思的现象是处于中纬度的北太平洋地区 SSTA 也有比热带地区周期长得多的振荡(主周期在 8 a 左右),而在处于副热带的西太平洋, SSTA 也存在甚低频振荡,但表现为两个周期,其一为 3.4 a 左右的振荡,其二为 8 a 左右准周期性振荡。由赤道经中纬度,太平洋海表水温异常都存在甚低频振荡现象,赤道附近地区主要表现为 ENSO 循环特征,主要周期为 3.5~4.0 a 左右;随着纬度的增加,准周期振荡的频率就越低,中纬度地区主要表现为 10 年时间尺度的振荡特征。

(3) 各种要素的准 10 年时间尺度变化存在着规律性的关系,东亚和西北太平洋地区偏暖期基本上对应着多雨期,同时也对应着大气环流的高指数环流期和较强西太平洋副高期。西北太平洋的高海温期又基本上对应着强副热带高压活动,以及有偏暖的气温和较多的降水。

(4) 一个理想化的简单耦合模式结果表明中纬度海-气耦合相互作用可以产生一种甚低频耦合波,其周期为 10 a 左右,而且随耦合强度的增加和在深层海洋的作用下其周期还略有增长。因此,可以初步认为,中纬度海-气耦合产生的甚低频耦合波以及深层海洋的影响是中纬度海-气耦合系统 10 年时间尺度振荡的可能机制之一,亦可以用来解释东亚和西北太平洋地区气候的 10 年尺度变化。

参 考 文 献

- 1 Deser, C. and M.L. Blackmon, 1993, Surface climate variations over the North Atlantic ocean during winter: 1900~1989, *J. Climate*, 6, 1743~1753.
- 2 Trenberth, K.E. and J.W. Hurrelle, 1994, Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, *Climate Dynamics*, 9, 303~319.
- 3 Read, J.F. and W.J. Gould, 1992, Cooling and freshening of subpolar North Atlantic ocean since the 1960s, *Nature*, 360, 55~57.
- 4 Mysak, L.A., D.K. Manak and R.F. Marrsden, 1990, Sea-ice anomalies observed in the Green land and Labrador Seas during 1901~1984 and their relation to and interdecadal Arctic climate cycle, *Climate Dynamics*, 5, 11~113.
- 5 Namias, J. and D.R. Cayan, 1981, Large-scale air-sea interactions and short-period climate fluctuations, *Science*, 214, 868~876.

- 6 Rasusson, E.M. and J.M. Wallace, 1983, Meteorological aspects of El Nino / Southern Oscillation, *Science*, **222**, 1195~1202.
- 7 大气物理研究所长期天气预报组, 1978, 冬季太平洋海水温度异常对我国汛期降水的影响, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第 6 号, 1~12, 科学出版社.

Quasi-Decadal Oscillation of Climate in East Asia / Northwestern Pacific Region and Possible Mechanism

Li Chongyin and Liao Qinghai

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080*)

Abstract Based on the data analyses in climate, atmospheric circulation and sea surface temperature (SST) and the theoretic analysis in a simple air-sea coupled model, the quasi-decadal oscillation of the climate in East Asia / Northwestern Pacific and the possible mechanism are studied. The results show that the evolutions of climate (precipitation and temperature) and atmospheric circulation (circulation index and the activity of subtropic high) in East Asia / Northwestern Pacific region all have clear quasi-decadal oscillation. The SSTA in the northwestern Pacific also shows quasi-decadal oscillation, differing from SSTA in the equatorial Pacific which shows the ENSO cycle mainly, and this oscillation associates with quasi-decadal variation of climate and atmospheric circulation. The air-sea coupled interaction in the middle latitude can excite a very low-frequency mode (about 10 years period) and it is a possible mechanism to drive quasi-decadal oscillation of the air-sea system in the middle latitude.

Key words quasi-decadal oscillation climate air-sea interaction