

中国降水准 2 年主振荡模态与全球 500 hPa 环流联系的年代际变化

杨秋明

江苏省气象台, 南京 210008

摘 要 用近 51 年 (1951~2001 年) 观测资料, 研究太平洋年代际振荡 (PDO) 冷暖位相中国降水量准 2 年主振荡型传播特征的差异, 并讨论对应的全球 500 hPa 环流低频波列传播途径的变化及可能原因。同时提出年际振荡强度不稳定指数, 讨论了中国降水和全球 500 hPa 高度准 2 年周期振荡 (QBO) 强度时间不稳定的空间分布。通过主振荡型分析 (POP) 发现, 在 PDO 冷位相 (1951~1976 年), 准 2 年时间尺度的中国降水 POP1 的主要活动区域在长江中游地区, 对应的 500 hPa 低频场是大西洋欧亚波列 (AEU) 和西大西洋遥相关型 (WA) 以及南太平洋副热带波列 (SSP); 在 PDO 暖位相 (1977~2001 年), POP1 的活动区域迅速北移并扩大到整个长江和淮河流域, 对应的 500 hPa 低频场变为欧亚太平洋-南印度洋-南北大西洋波列 (EUP-SI-SNA)。因此, PDO 冷暖位相中影响中国降水准 2 年主振荡模态的低频波列的传播途径和强度存在显著差异, PDO 对中国降水量准 2 年主振荡型主要模态 (POP1) 及其伴随的全球 500 hPa 环流低频波列活动区域的时间变化有重要调制作用, 与两个半球中纬度西风气流强度的年代际变化密切相关。由振荡强度时间变化指数分析表明, 中国降水 QBO 强度不稳定区域位于长江中游、长江下游、浙江东部、广东东部、华北地区和青藏高原东北侧附近地区, 这些地区降水 QBO 的强度随 PDO 位相转变而发生显著的年代际突变。对于全球 500 hPa 高度, 其 QBO 强度不稳定区域在南太平洋中高纬度、副热带南北大西洋地区和亚洲、北太平洋、北美大陆中高纬度地区、北半球副热带西太平洋地区以及南北半球热带和副热带东太平洋地区, 表现为对于赤道的非对称空间分布, 特别是南北太平洋热带和副热带地区 500 hPa 环流 QBO 强度在年代际时间尺度上呈现正负反向变化的空间结构, 而且南北极附近地区的 QBO 强度在 PDO 暖位相显著增强, 反映了全球大气环流 QBO 强度与 PDO 相互作用的空间特征。

关键词 中国降水 准 2 年周期振荡 全球 500 hPa 环流 低频振荡强度 年代际变化

文章编号 1006-9895(2006)01-0131-15

中图分类号 P461

文献标识码 A

Interdecadal Variations of Connections Between the Principal Biennial Oscillation Pattern of Rain in China and Global 500 hPa Circulation

YANG Qiu-Ming

Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing 210008

Abstract Based on the observed data during the period of 1951-2001, the different characteristics of the propagation of the principal biennial oscillation pattern of the rain in China are analyzed for the cool (1951-1976) and warm (1977-2001) phase of the Pacific Decadal Oscillation (PDO), and the difference and cause of the propagation of the low frequency wavetrains at 500 hPa associated with the biennial oscillation of the rain in China are also investigated. An interannual oscillation instability index is introduced, and the spatial distributions of the nonstationary intensity for quasi-biennial oscillation (QBO) of the China rain and global 500 hPa height are discussed. The principal modes of the biennial oscillation for China rain are identified by means of the Principal Oscillation Pattern analysis (POP)

for the different phase of PDO. It is found that the main active region of the biennial oscillation is in the middle reaches of the Yangtze River, which is connected with wavetrain of 500 hPa from East Asia through Eurasian continent into Northern Atlantic (AEU) and Western Atlantic teleconnection pattern (WA) and subtropical southern Pacific wavetrain (SSP), for the PDO cool phase. While the active region shifts northward and extends toward the whole region of the Yangtze River and the Huaihe River valleys, which is linked to Eurasian Pacific wavetrain and southern Indian Ocean and South-North Atlantic wavetrain (EUP-SI-SNA), for the PDO warm phase. Hence, there are significant differences for the propagation paths and intensity of low frequency waves associated with principal biennial oscillation modes of China rain between cool and warm phase of PDO, and the paths of propagation for the principal mode of China rain (POP1) and the active regions associated with low frequency wave are regulated significantly by PDO. It is closely related to the interdecadal variations of the intensity for westerly wind in middle latitude of the Northern and Southern hemispheres. By analyzing the interannual oscillation instability index, it is found that the instable regions are in the middle and lower reaches of the Yangtze River, the eastern regions of Zhejiang and Guangdong provinces, the northern part of China and near the northeast side of Tibetan Plateau for QBO intensity of China rain, implying that an interdecadal abrupt change of QBO intensity related to the phase transition of PDO is significant. For the global 500 hPa height, nonstationary biennial oscillations are identified in the mid- and high-latitude regions of the southern Pacific, subtropical regions of the southern and northern Atlantic, the mid- and high-latitude regions of Asian and northern American continent and northern Pacific, subtropical western Pacific in the Northern Hemisphere and the tropical and subtropical eastern Pacific in the Southern and Northern hemispheres, which exhibits an asymmetry structure to the equator. In particular, there is a seesawlike fluctuation in the southern tropical and northern subtropical Pacific for the intensity of QBO in decadal timescales, while there is the enhancing in Arctic and Antarctic for the PDO warm phase, which reflects the spatial features of interaction between the intensity of QBO for the global general circulations and PDO.

Key words rain in China, biennial oscillation, global 500 hPa circulation, intensity of the oscillation, interdecadal variation

1 引言

准 2 年周期振荡 (QBO) 是大气环流和气候要素变化进程中的一种极其重要的变化规律, 从平流层的风向变化到对流层中的环流变化及大气活动中心变化中存在的这种准 2 年周期振荡现象已被一一发现并用多种方法加以研究^[1~13]。对于准 2 年周期振荡在中国降水变化中的表现, 文献^[4]用功率谱、交叉谱、主成分分析以及复主成分分析方法分别对我国 35 个站的月降水序列进行详细分析, 发现 1951~1980 年期间准 2 年周期振荡在我国大部分地区降水变化中的表现是十分明显的, 尤其是在华北和长江中下游地区, 准 2 年周期在空间的波动特点是一行波, 传播方向呈东 (东北) 至西 (西南) 走向。气候系统变化的另一个特点是存在显著的年代际变化模态, 过去的研究^[14~22]表明, 从 20 世纪 70 年代末以来, 全球大气和海洋系统发生了一次明显的年代际变化, 东亚季风明显减弱, 两半球中纬度西风持续增强, ENSO 的强度和频率也受到明显调

节。这种年代际变化在海洋中最显著, 表现为 1977 年以来热带中东太平洋海表温度 (SST) 出现年代际异常增暖, 而在北太平洋中纬度地区 SST 异常变冷, 对应的大气则表现为北太平洋地区海平面气压 (SLP) 和 500 hPa 高度场明显降低, 阿留申低压异常加深、东移并偏南。它是太平洋 SST 年代际变化的主要模态之一, 称为太平洋年代际振荡 (PDO), 是一种具有长生命史的太平洋气候变率。Nitta 和 Yamada^[14] 及 Trenberth^[15] 开创性地用北太平洋冬季海平面气压平均状态的阶梯式变化 (step-like shift) 来描述 1976/1977 年太平洋气候变化; Miller 等^[16] 第一次对这种气候变化进行了详细描述, 把 1976/1977 年的太平洋事件命名为北太平洋气候迁移 (regime shift)。观测资料的分析表明, 北太平洋 SST 经验正交函数 (EOF) 分解的第一模态是年代际时间尺度的, 第二模态是对应于 ENSO 的年际变化。PDO 指数是 20°N 以北的北太平洋 SST 的 EOF 的第一主分量^[18]; 其空间分布是北太平洋中部海面温度异常增暖 (冷却) 时, 赤道以北的热带

太平洋中部和东部以及北美沿岸常同时伴随有同等幅度的异常冷却(增暖)。在过去有较多纪录的一个多世纪里, PDO 活动在 15~25 年和 50~70 年两个周期上是活跃的^[20]。Miller 等^[22]已从随机大气强迫、大气遥相关、中纬度海气相互作用、热带-副热带相互作用、海洋遥相关和内在海洋变化等 6 个方面讨论了影响 PDO 的因素及变化机制。以上对 PDO 研究的总体特征是限制在热带和北半球的副热带, 尤其是北太平洋自身范围内的(主信号在北太平洋中纬度地区)。然而, 近年来有研究表明 PDO 并非仅起源于北太平洋或限制在北半球, PDO 的形成与南半球热带和中纬度地区海气系统异常有关^[23], 类似于 PDO 的 SST 变化的分布型在整个太平洋范围内延伸且大致关于赤道对称^[24]。另外, 在南太平洋有一个和北太平洋阿留申低压区相似的冷异常^[25], 因此 PDO 变化可能起源于热带并且是整个太平洋海盆尺度现象的一部分。Barlow 等^[26]用旋转主成分分析(RPCA)研究 1945~1995 年期间 20°S 以北的太平洋 SST 年平均距平的空间分布型, 得到了一个年际变化模态[ENSO 模态(RPC1)]和两个年代际变化模态[PDO 模态(太平洋年代振荡, RPC2)和 NP 模态(北太平洋年代际模态, RPC3)], 其中, PDO (RPC2) 模态中南北太平洋热带地区各存在一个大值区域大致关于赤道对称的空间分布。以上研究结果表明, PDO 是一种沿赤道南北对称的太平洋海盆尺度的现象, 其循环过程对南北半球的热带和中高纬度大气环流年代际变化和年际变化(包括 QBO 和 ENSO 信号)均有重要影响, 特别是对东亚太平洋和北美地区带来显著的天气气候异常。由于过去的 PDO 指数仅反映北太平洋地区(20°N 以北)海温变化信息^[18], 不能较好地反映整个太平洋地区的 PDO 循环过程, 因而具有局限性。为了更客观地分析太平洋海温年际和年代际变化特征, 对近 51 年(1951~2001 年)太平洋海温(35°S 以北)年平均距平进行旋转主成分分析(RPCA), 得到与文献^[26]类似的结果, 其第二旋转空间模态(RPC2)表示 PDO 的空间特征(图略), 对应的时间系数在 1951~1976 年期间负值占优势, 南北太平洋热带地区变冷, 北太平洋中纬度增暖(冷位相), 而在 1977~2001 年期间时间系数以正值变化为主, 南北太平洋热带地区显著增暖, 北太平洋中纬度变冷(暖位相)。因此, 太平洋海温

年平均距平的 RPC2 的时间稳定性较好, 能更好地反映整个太平洋地区 PDO 的时空变化。

已有的研究^[27]表明, PDO 除了在年代际时间尺度上与东亚季风变化关系密切外, 对中国长江中下游地区降水和热带太平洋地区海温准 2 年时间尺度的相互作用也有明显影响(通过西太平洋副热带高压脊年代际异常的作用), 不同的 PDO 位相中年际相关的时空分布不同。显然, PDO 对东亚季风降水的准 2 年振荡特性的改变有重要作用。但是, 以前研究得到的中国降水准 2 年振荡空间传播特征主要对应 PDO 冷位相(1951~1976 年期间), 而 1977 年以来 PDO 年代际转折变为暖位相后, 中国降水准 2 年振荡空间传播特征以及与冷位相中振荡是否存在差异, 振荡强度时间变化的显著性和空间分布的变化还不清楚。另外, 热带地区季风经圈环流的存在引起南北半球环流之间的相互作用, 从而使得东亚季风降水与南半球环流年际变化存在遥相关联系, 然而在年际时间尺度上, 有关中国降水与南半球环流联系的详细研究仍然较少, 在准 2 年时间尺度上这种联系的空间分布随年代的变化尚未有人研究。由于对流层降水和环流的准 2 年振荡及其变化特性是除了 ENSO 信号(时间尺度是 3~5 年)之外中国短期气候预测的另一个显著信号, 所以详细揭示它的主要特性(传播途径和振荡强度)演变及其与全球大尺度环流联系的年代际变化对于提高气候年际预测准确率有重要意义。本文将使用 1951~2001 年中国降水资料, 对 PDO 冷位相(1951~1976 年)和暖位相(1977~2001 年)分别进行主振荡型分析(POP)^[28~29], 研究中国降水准 2 年主振荡模态空间波传播的年代际变化特征, 分析了对应的全球 500 hPa 环流准 2 年低频波列传播的年代际差异, 同时提出度量年际振荡强度时间变化的不稳定指数, 揭示了中国降水和全球 500 hPa 高度 QBO 强度的年代际突变的空间分布特征, 并讨论了可能的物理机制。

2 资料和方法

本文分析的主要数据资料是: 由中国气象局提供的中国 160 站月降水量资料, 时间跨度为 1951~2001 年; 全球月平均 500 hPa 位势高度格点资料采用 NCEP/NCAR 再分析资料, 其时间跨度为 1951~2001 年, 分辨率为 2.5°×2.5°。以上资料均采用季

平均距平值, 从 1951 年春季 (3~5 月)~2001 年秋季 (9~11 月) 共 203 个季。

主要采用主振荡型分析 POP (Principal Oscillation Pattern)、伴随相关型分析 ACP (Associated Correlation Pattern analysis)^[28, 29]、非整数功率谱分析^[30]、带通滤波^[31]等方法。

为了定量揭示对应于 PDO 冷暖位相两个时段中 QBO 强度变化的差异, 文中定义了振荡强度变化指数 A , 分析不同气候背景状态下 QBO 强度空间结构的变化, 具体方法如下:

设 $\bar{R}_l(i)$ 是站点 i 的降水准 2 年带通滤波序列 ($t=1, 2, \dots, 203$, 分别对应于 1951 年春季, 夏季, $\dots$, 2001 年秋季; $i=1, 2, \dots, 160$), $s_l(i)$ 是 $\bar{R}_l(i)$ 的窗口长度为 80 季 (20 年) 的滑动均方差序列, 它表示准 2 年振荡强度, 其中 $t=1, 2, \dots, 124$ 季, 分别对应于 1951 年春季~1970 年冬季, 1951 年夏季~1971 年春季, $\dots$, 1981 年冬季~2001 年秋季。定义振荡强度 $s_l(i)$ 的时间变化指数,

$$A(i) = \begin{cases} \bar{s}_1(i) - \bar{s}_2(i) & \bar{s}_1 \geq s_0 \text{ 或 } \bar{s}_2 \geq s_0, \\ 0, & \max(\bar{s}_1, \bar{s}_2) < s_0, \end{cases}$$

其中,

$$\bar{s}_l(i) = \frac{1}{n_l} \sum_{k=1}^{n_l} s_k(i),$$

s_l 、 n_l ($l=1, 2$) 分别对应于 1951~1976 年和 1977~2001 年两个时段中 s_l 的平均值、样本长度; 第一时段中, $t=1, 2, \dots, 64$, 对应于 1951 年春季~1970 年冬季, $\dots$, 1966 年冬季~1985 年秋季 ($n_1=64$); 第二时段中, $t=65, 66, \dots, 124$, 对应于 1967 年春季~1986 年冬季, $\dots$, 1981 年冬季~2001 年秋季 ($n_2=60$)。 $s_0 = k\sigma_i$, σ_i 是第 i 个站点原始序列的均方差, k 一般取 0.10~0.30 之间 (本文中 $k=0.15$), s_0 表示 QBO 变化在整个序列变化中的相对强度。由 t 分布检验滑动均方差 s_l 在这两个时段中平均值差值 $A(i)$ 的显著性, 对应的统计量

$$T = \frac{\bar{s}_1 - \bar{s}_2}{\sigma(1/n_1 + 1/n_2)^{1/2}},$$

其中,

$$\sigma^2 = \frac{(n_1 - 1)\sigma_1^2 + (n_2 - 1)\sigma_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

是两个子序列的联合方差, T 服从 $t(n_1 + n_2 - 2)$ 分布。当 $|T| \geq 2.00$ 时, 显著性水平达到 0.05, 同时

满足 $\max(\bar{s}_1, \bar{s}_2) \geq s_0$, 则站点 i 的 QBO 强度发生年代际突变 [$A > 0$ ($A < 0$) 对应于 QBO 强度显著减弱 (增强)]。因此, 当两个时期中任一个时期内的滑动均方差 (QBO 强度) 的平均值较大 (本文取 $s_0 = 0.15\sigma_i$) 时, 且这两个时段中平均滑动均方差的差值 (平均强度的变化) 也较大时, 该站点降水的 QBO 强度的时间不稳定性较显著。反之, QBO 稳定 ($A \rightarrow 0$)。另外, 两个时段中的平均滑动均方差均较小时 [$\max(\bar{s}_1, \bar{s}_2) < s_0$], QBO 不存在 ($A=0$)。

3 结果分析

将中国月降水和全球 500 hPa 月平均高度资料合并为季平均降水和高度资料, 用一阶 Butterworth 滤波器^[31]对资料进行 7~10 季带通滤波, 得到降水和高度距平准 2 年低频场。图 1 给出了中国降水和全球 500 hPa 高度准 2 年滤波序列与原始序

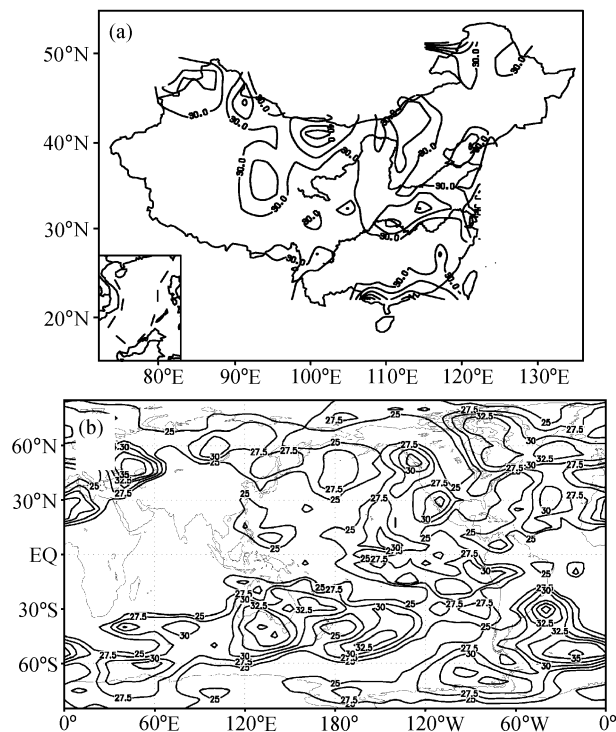


图 1 中国降水和全球 500 hPa 高度距平准 2 年滤波序列与原始序列的标准差比值的空间分布 (图中数值已乘以 100): (a) 中国降水, 等值线间隔为 5%; (b) 500 hPa 高度, 等值线间隔为 2.5%
Fig. 1 Spatial distribution of ratio of the standard deviation of the biennial signal to the total interannual variability for (a) China rainfall (contour interval is 5%) and (b) global 500 hPa height anomalies (contour interval is 2.5%), and the values are multiplied by 100

列的标准差比值的空间分布, 图中清楚地表明中国降水在长江和淮河中下游以及黄河中上游到青藏高原东北侧存在大值区域, 中心最大值达到 40% 以上 (图 1a)。另外, 华南南部和东北北部地区还各有一个大值区。而 500 hPa 高度大值区域分别位于欧亚、北美大陆的中高纬地区、南半球海洋的中高纬地区、热带西太平洋和中东太平洋地区以及北大西洋副热带地区 (图 1b), 最大值中心在澳大利亚南部的西南太平洋沿岸地区、南大西洋中高纬度地区和欧洲东部地区 (中心数值均在 35% 以上)。因此, 中国降水和全球环流存在较显著的 QBO 的活动, 它是全球海陆气系统年际变化的主要分量之一。

下面研究中国降水 QBO 传播途径和振荡强度的年代际变化特征及其与全球 500 hPa 环流 QBO 联系的时间变化。将中国降水准 2 年时间尺度低频场分为 1951~1976 年 (26 年) 和 1977~2001 年 (25 年) 两个时期 (对应于 PDO 冷暖位相), 分别进

行主振荡型分析 (POP), 得到这两个时期的准 2 年时间尺度的中国降水显著主振荡型空间分布的实部 p_r 和虚部 p_i 以及对应的时间系数实部 $Z_r(t)$ 和虚部 $Z_i(t)$ (图 2、3、4 和 6、7、8), 解释方差分别是 31.8% 和 43.1%, 空间波传播周期分别是 8.47 和 8.84 季 (2 年左右), 衰减时间分别是 14.68 和 9.71 季。同时, 对全球 500 hPa 高度准 2 年低频场分别与 PDO 冷暖位相中国降水准 2 年主振荡型进行伴随相关型分析 (ACP), 得到伴随相关型的空间分布的实部 h_r 和虚部 h_i , 结果见图 5 和图 9。主振荡型和伴随相关型的循环过程分别是

$$\cdots \rightarrow p_i \rightarrow p_r \rightarrow -p_i \rightarrow -p_r \rightarrow p_i \rightarrow \cdots$$

和

$$\cdots \rightarrow h_i \rightarrow h_r \rightarrow -h_i \rightarrow -h_r \rightarrow h_i \rightarrow \cdots$$

在 1951~1976 年期间, 中国降水准 2 年主振荡模态 (图 2a~c) 的实部 (p_r) 中黄河中上游和长江以南地区分别是正负值区 (图 2a), 而虚部 (p_i) 中江淮中游和华南西部地区表现为正负反向变化的空间

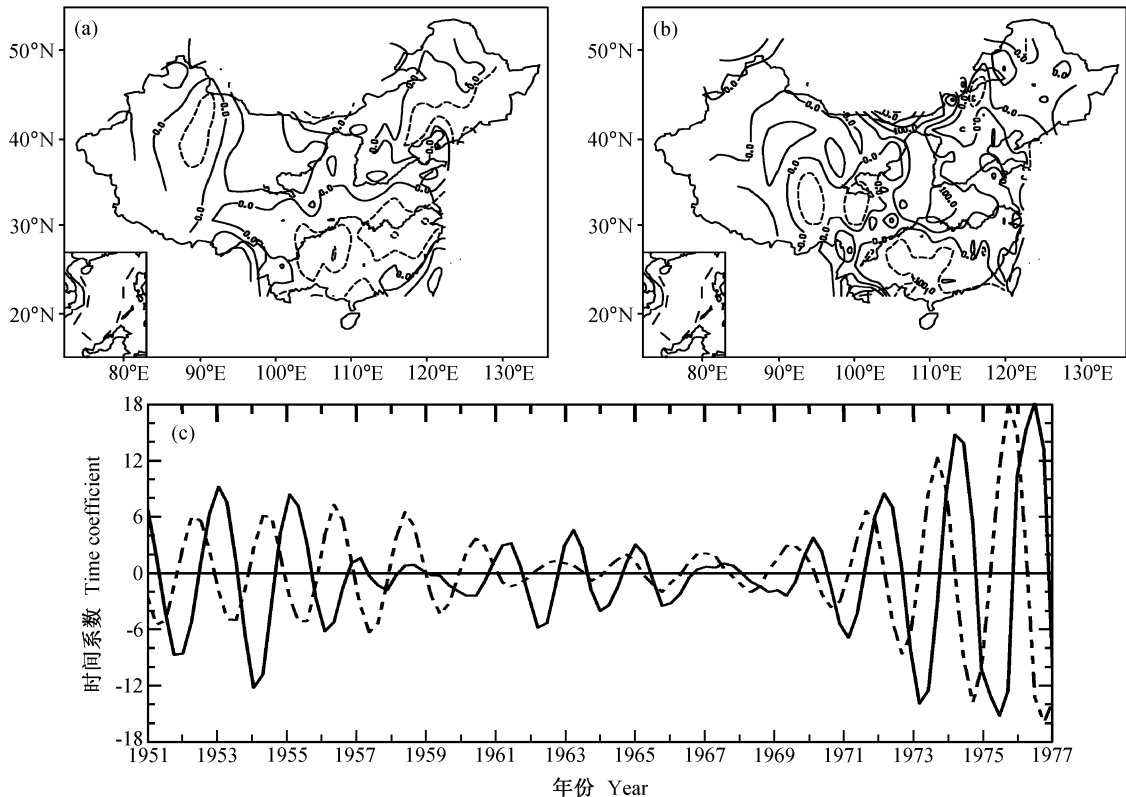


图 2 1951~1976 年期间中国降水准 2 年主振荡型的时空分布: (a) p_r (实部); (b) p_i (虚部); (c) 时间系数 [实线: Z_r ; 虚线: Z_i ; Z_i 超前 Z_r 四分之一周期 (半年)]。 (a)、(b) 中数值已乘以 1000, 等值线间隔是 50, 虚线表示负值

Fig. 2 The spatial and temporal distribution of principal biennial oscillation pattern for China rainfall during the period of 1951~1976: (a) p_r (real part); (b) p_i (imaginary part); (c) time coefficients [Solid line: Z_r ; dashed line: Z_i ; Z_i leads Z_r about 0.5 years]. Values in (a) and (b) are multiplied by 1000, the contour interval is 50, and dashed lines indicate negative values

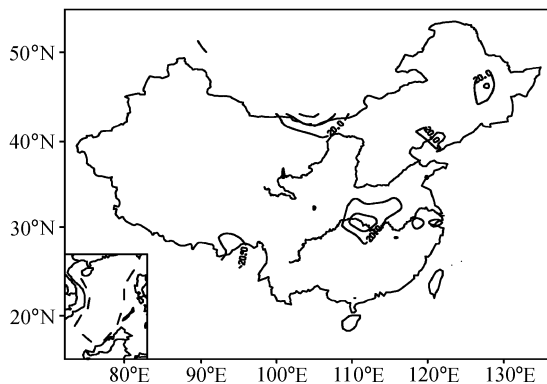


图3 1951~1976年期间中国降水准2年主振荡型解释方差的空间分布, 图中数值已乘以100, 仅给出大于20%的等值线, 等值线间隔为10%

Fig. 3 The spatial distribution of explained variances to the total interannual variability for China rain quasi-biennial oscillation (QBO) during the period of 1951–1976. The contour interval is 10 and values are multiplied by 100. Only contours more than 20% are given.

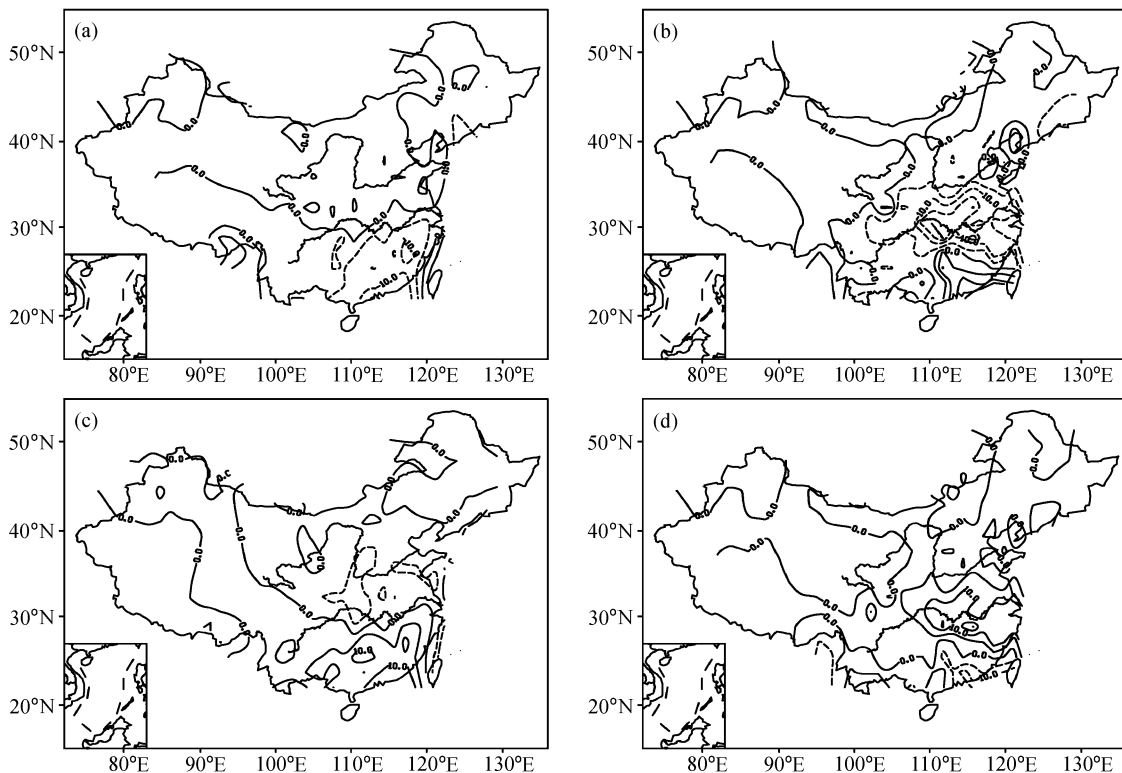


图4 1951~1976年期间中国降水准2年主振荡型4个振荡位相的合成图: (a) $\theta_1 \in \left(\frac{3}{8}\pi, \frac{5}{8}\pi\right)$; (b) $\theta_3 \in \left(-\frac{1}{8}\pi, \frac{1}{8}\pi\right)$; (c) $\theta_5 \in \left(-\frac{5}{8}\pi, -\frac{3}{8}\pi\right)$; (d) $\theta_7 \in \left(-\frac{9}{8}\pi, -\frac{7}{8}\pi\right)$ 。等值线间隔: 5 mm; 虚线表示负值, 循环的次序: $\cdots \rightarrow \theta_1 \rightarrow \theta_3 \rightarrow \theta_5 \rightarrow \theta_7 \rightarrow \theta_1 \rightarrow \cdots$

Fig. 4 The composite maps of the four phases for China rain QBO during the period of 1951–1976: (a) $\theta_1 \in \left(\frac{3}{8}\pi, \frac{5}{8}\pi\right)$; (b) $\theta_3 \in \left(-\frac{1}{8}\pi, \frac{1}{8}\pi\right)$; (c) $\theta_5 \in \left(-\frac{5}{8}\pi, -\frac{3}{8}\pi\right)$; (d) $\theta_7 \in \left(-\frac{9}{8}\pi, -\frac{7}{8}\pi\right)$. Contours interval: 5 mm; dashed lines: negative values; the consecutive order: $\cdots \rightarrow \theta_1 \rightarrow \theta_3 \rightarrow \theta_5 \rightarrow \theta_7 \rightarrow \theta_1 \rightarrow \cdots$

分布(图2b), 这对空间分布型反映了准2年时间尺度的中国低频降水场某种距平空间分布的峰值状态和中间状态, 其振幅随时间不均匀变化, 1960年以前和1970年以后振幅较大, 处于活跃阶段。而1961~1969年振幅突然变小, 是相对平静阶段(图2c)。从解释方差的空间分布(图3, 相对于未滤波的降水资料)可清楚地表明仅长江中游地区存在较小的响应区, 但解释方差达30%左右。它的主要特点是长江以南地区某种降水距平(正或负)建立以后在四分之一周期内(2季)向北移动并加强, 然后在其后的四分之一周期内北移到黄河上游地区减弱消失。循环过程中振荡的四个位相的合成图中也可清楚地显示出这种准2年空间波的移动特征(图4a~d)。对于500 hPa高度距平低频响应场(图5a~c), 主要响应区在热带太平洋地区、南海附近和欧洲北部地区(图5c, 相对于未滤波的高度距平资料的解释方差), 其中南海和热带中太平洋附近达

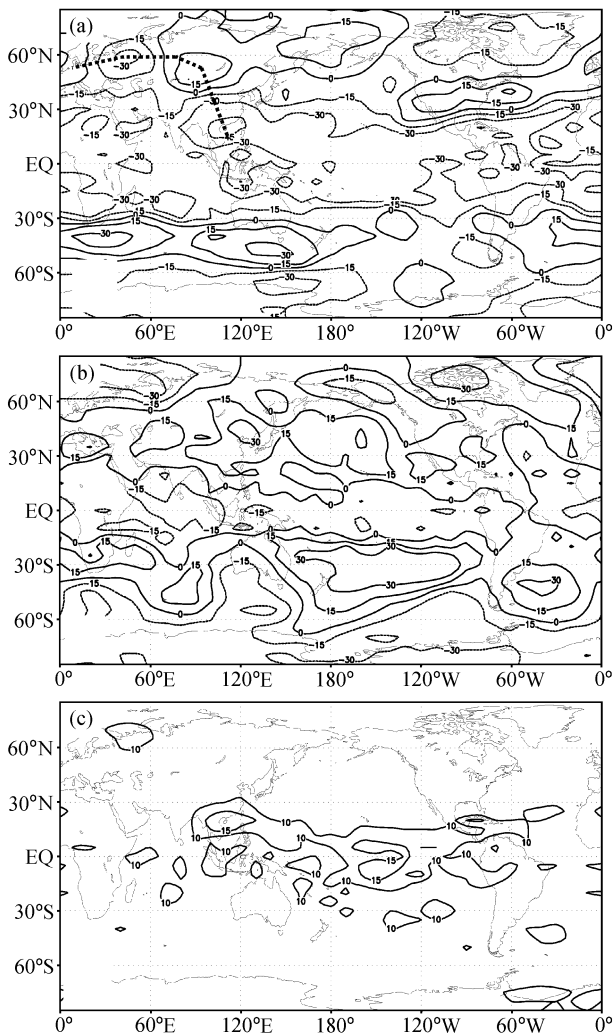


图 5 1951~1976 年期间全球 500 hPa 准 2 年低频高度伴随相关型: (a) h_r (实部); (b) h_i (虚部); (c) 解释方差, 等值线间隔为 5% (图中数值已乘以 100, 仅给出大于 10% 的等值线)。(a)、(b) 中等值线间隔为 15 (图中数值已乘以 1000)

Fig. 5 The associated correlation pattern of global 500 hPa height field during the period of 1951–1976: (a) h_r (real part); (b) h_i (imaginary part); (c) explained deviation (contour interval is 5%, values are multiplied by 100, and only contours more than 10% are given). Contour interval in (a) and (b) is 15 (values are multiplied by 1000)

15% 左右。从其实部 (h_r) 可以看出, 热带太平洋地区是主要负值带, 在北美东岸存在西大西洋型 (WA) 的遥相关的空间分布 (图 5a), 欧亚大陆中西部呈现从东亚低纬度地区 (南海附近) 经过亚洲中西部到欧洲和北大西洋地区的欧亚大西洋波列结构 (AEU), 南印度洋和南大西洋是显著正值带; 而虚部 (h_i) 中, 从东亚经北太平洋中纬度地区到热

带东太平洋是较显著的正值分布带, 最显著的正值分布区在南太平洋副热带地区, 在欧洲到北极附近还存在较弱的一支波列 (图 5b), 这两个空间分布型反映了 PDO 冷位相中 500 hPa 高度准 2 年低频场某种距平响应分布的峰值状态和初始状态, 这个循环过程中表现为准 2 年时间尺度的从东亚低纬度向西亚到欧洲和大西洋地区传播的 AEU 型波列和 WA 型驻波涛动, 以及热带太平洋向南太平洋副热带地区移动的带状波列 (SSP), 其中 AEU 型波列和中国北移的降水波列之间存在很强的耦合, 它反映了 PDO 冷位相中东亚低纬度地区热源异常激发的向欧亚大陆西部传播的准 2 年低频波对中国降水年际变化的影响。

在 1977~2001 年期间, 中国降水准 2 年主振荡模态 (图 6a~c) 的实部 (p_r) 中黄河中上游和华南地区分别是负正值分布区 (图 6a), 虚部 (p_i) 中江淮流域是大范围正异常区 (图 6b), 它们反映了中国低频降水场另一种距平空间分布的初始状态和峰值状态。其振幅也随时间不均匀变化, 1995 年以后振幅迅速增大发生突变, 处于活跃阶段。1977~1990 年之间振幅基本稳定 (图 6c), 1990~1995 年期间振幅较小。解释方差的空间分布 (图 7) 可以清楚地表明黄河中上游、江淮流域和华南南部存在强响应区, 最大解释方差大于 40%。它的空间传播的主要特点是黄河中上游地区某种降水距平 (正或负) 建立以后在四分之一周期内 (2 季) 向南移动并加强扩展到整个江淮流域达到峰值状态, 然后在其后的四分之一周期内继续南移到华南沿海地区减弱消失 (图 8a~d)。对于 500 hPa 高度距平低频响应场 (图 9a~c), 主要响应区在欧亚大陆中纬度地区、东北太平洋中纬度地区、东南印度洋中纬度地区和南北大西洋中高纬度地区 (图 9c), 这些地区的解释方差均在 15% 以上 (相对于未滤波的高度距平场), 最大解释方差区域在南大西洋中纬度地区, 达 25%。实部 (h_r) 主要表现为从东亚副热带经热带西太平洋、澳大利亚、南印度洋中高纬、南大西洋中纬度, 到热带大西洋和北大西洋中纬度地区的正负相间的环状波列 (图 9a), 而虚部 (h_i) 则呈现从北大西洋中纬度经欧亚大陆中部向东亚太平洋副热带地区传播的波列 (图 9b), 因此, 在循环过程中呈现显著的欧亚太平洋波列 (EUP)、南印度洋波列 (SI) 和南北大西洋波列 (SNA) 的传播,

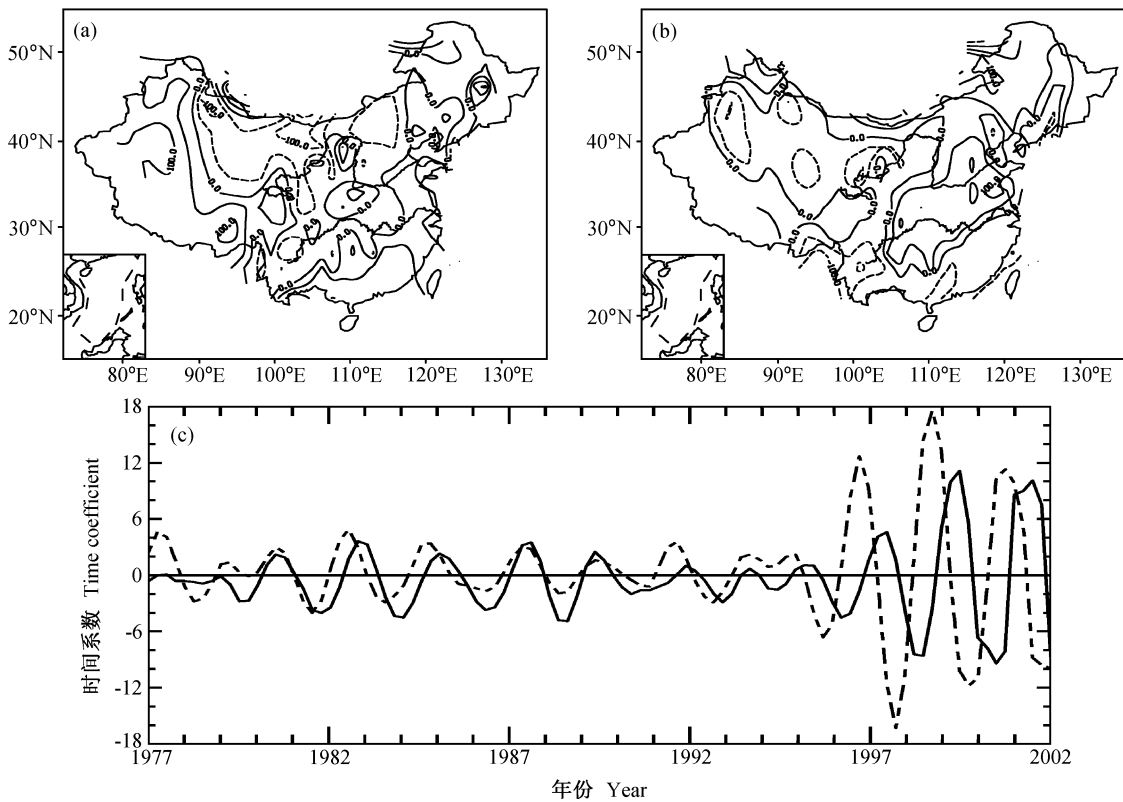


图 6 1977~2001 年期间中国降水准 2 年主振荡型的时空分布: (a) p_r (实部); (b) p_i (虚部); (c) 时间系数。其他同图 2
Fig. 6 Same as in Fig. 2, but for the period of 1977–2001

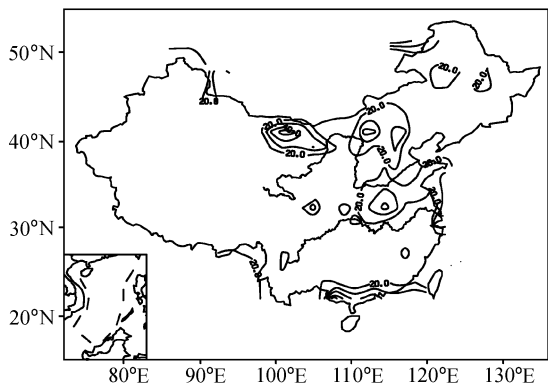


图 7 1977~2001 年期间中国降水准 2 年主振荡型是解释方差的空间分布, 其他同图 3

Fig. 7 Same as in Fig. 3, but for the period of 1977–2001

这三个波列从北大西洋中高纬和欧洲北部和欧亚大陆到西太平洋地区, 经过澳大利亚中部和南印度洋中高纬地区, 并穿过南大西洋中纬度和热带大西洋以及北大西洋中纬度地区构成闭合的环状准 2 年时间尺度的全球大气低频遥相关波列, 称为欧亚太平洋-南印度洋-南北大西洋波列(EUP-SI-SNA)。

在实部 (h_r) 中, EUP 处于过渡状态, SI 和 SNA 处于峰值状态 (图 9a); 而在虚部 (h_i) 中 EUP 处于峰值状态, SI 和 SNA 处于过渡状态 (图 9b)。另外, 在实部中北太平洋中低纬度还存在 WP 遥相关结构, 在北太平洋中纬度和赤道以北的热带中东太平洋地区各有一个正负值中心。这个循环过程中表现为准 2 年时间尺度的从欧洲经过西伯利亚向东亚太平洋传播的 EUP 型波列, 西太平洋向澳大利亚中部、南印度洋中高纬传播的 SI 波列, 以及南大西洋高纬度经过南大西洋中低纬度向北大西洋中高纬传播的 SNA 波列, 其中 EUP 型波列和中国南移的降水波列之间的耦合很强, 它反映了 PDO 暖位相中欧亚大陆中高纬度陆气相互作用激发的向太平洋中低纬地区传播的准 2 年低频波 (通过大气内部动力过程) 对中国降水年际变化的影响。

进一步用 t 检验分析 PDO 冷暖位相中降水主振荡型的解释方差空间分布 (图 3、图 7) 之间差异的显著性, 计算公式是 $t = \sqrt{n-1} \bar{z} / s$ ($\bar{z}$ 是 PDO 冷

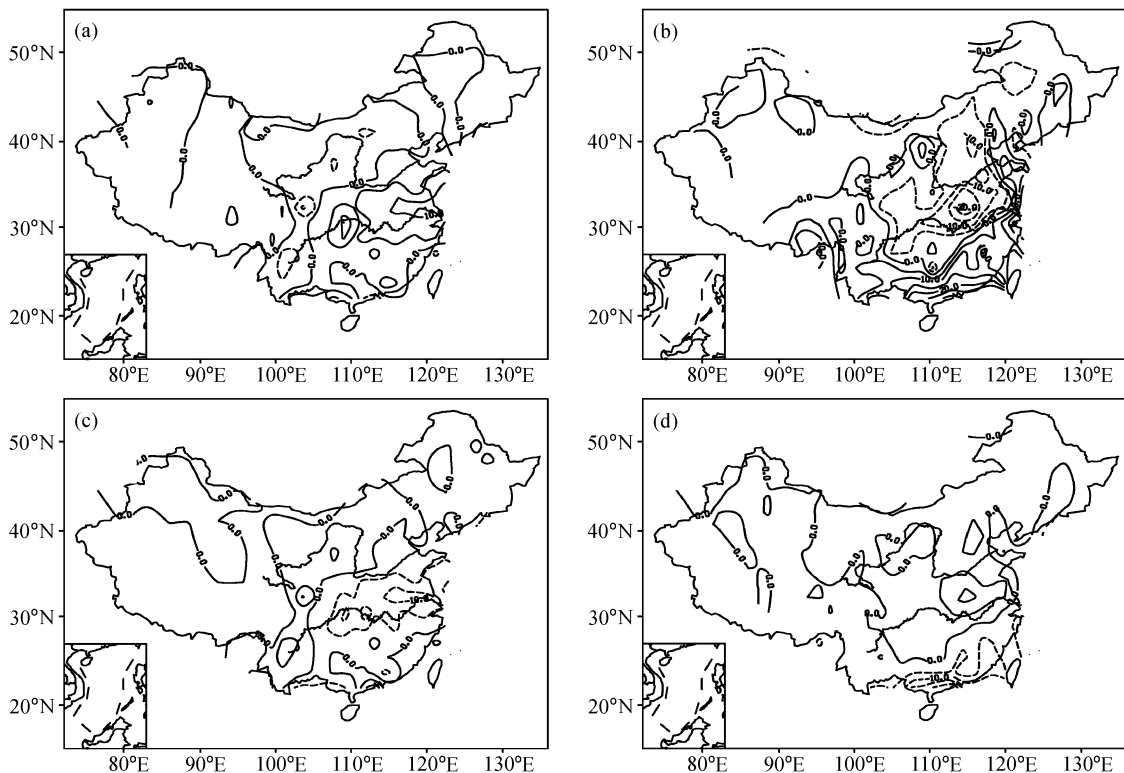


图 8 1977~2001 年期间中国降水准 2 年主振荡型 4 个振荡位相的合成图, 其他同图 4

Fig. 8 Same as in Fig. 4, but for the period of 1977 - 2001

暖位相中站点解释方差之差值的平均, s 代表差值的标准差, n 为样本容量, 即站点数 160), 取信度 $\alpha = 0.05$ 和 $\alpha = 0.01$, 得知 $t_{0.05} = 1.98$ 和 $t_{0.01} = 2.62$. 计算得到 $|t| = 5.18 > 2.62$, 显著性水平达到 0.01. 因此, PDO 对中国降水 QBO 的空间波变化存在极显著的调节作用, 从冷位相到暖位相, 主要传播方向由北移变为南移, 活动区域由长江中游地区向北移动并扩展到整个江淮流域。显然, 暖位相中国降水准 2 年主振荡模态强度增强, 但稳定性有所减小 (衰减时间由 14.68 季缩短为 9.71 季)。同样, 还用 t 检验分析 PDO 冷暖位相中全球 500 hPa 高度伴随相关型的解释方差空间分布 (图 5c、图 9c) 之间差异的显著性, 计算得到 $|t| = 2.79$, 显著性水平也达到 0.01, 它表明 PDO 冷暖位相转换过程中与中国降水 QBO 联系的准 2 年时间尺度的大气低频波的传播途径发生了显著的变化 (空间不稳定), 因而其遥相关过程也完全不同, 同时伴随着 QBO (降水和环流) 强度空间分布的年代际改变 (时间不稳定)。

图 10a 是中国降水 QBO 强度年代际变化指数

A 对应的统计量 T 的空间分布, 图中清楚地表明长江中游、长江下游、浙江东部、广东东部、华北地区和青藏高原东北侧是降水 QBO 强度显著不稳定区 (达 99.9% 的信度以上), 其中长江中游 (图 11a 虚线)、浙江东部、广东东部、华北地区 (图 11a 点线) 在 PDO 暖位相 QBO 强度迅速减小 (A 为较大正值), 而长江下游地区 (图 11a 实线) 突然显著增强 (A 为较大负值) 发展为近似完全的 QBO, 它与上述主要 QBO 传播途径的改变具有很好的对应关系, 其中华北地区降水 QBO 在近二十年来迅速减弱 (与文献 [32] 的结果相同)。图 10b 给出了全球 500 hPa 高度距平 QBO 强度年代际变化指数 A 对应的统计量 T 的空间分布, 从图中可以发现高度距平 QBO 强度在南太平洋中高纬度、副热带南大西洋地区和亚洲、北太平洋、北美中高纬度地区、热带中东太平洋地区以及副热带北大西洋地区呈现显著的减弱趋势 ($A > 0$), 其中最显著的不稳定区域在澳大利亚南部的西南太平洋沿岸地区, 图 11b 点线对应的是高度距平 QBO 强度时间变化曲线, 图中清楚地表明澳大利亚南部的西南太平洋沿岸地区

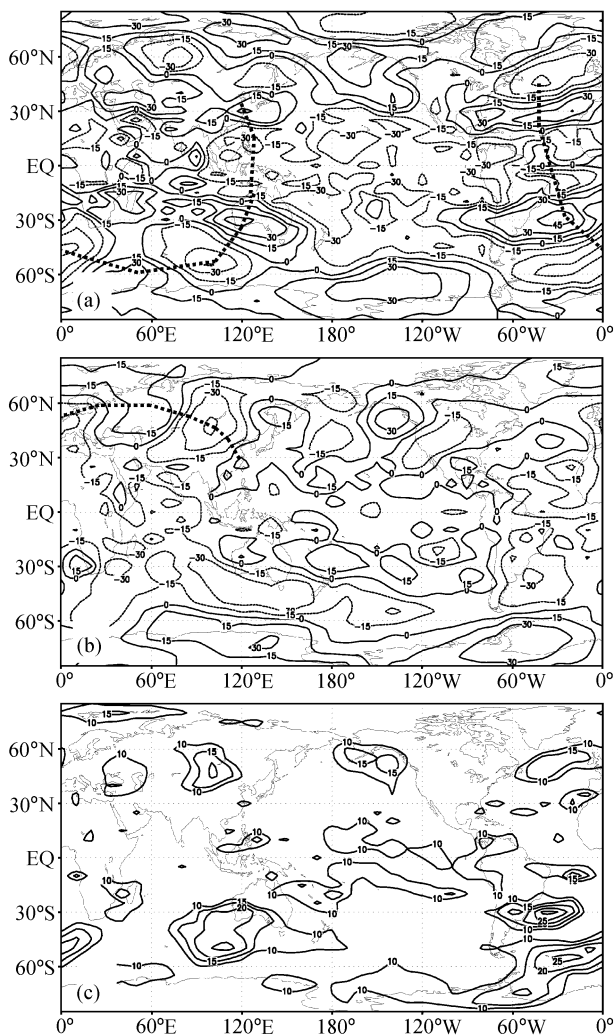


图9 1977~2001年期间全球500 hPa准2年低频高度伴随相关型,其他同图5

Fig. 9 Same as in Fig. 5, but for the period of 1977-2001

500 hPa 高度距平 QBO 强度在 1977 年以后几乎减弱了 30%。而仅在北半球副热带西太平洋和东太平洋地区以及南极和北极附近地区, QBO 呈明显的年代际增强趋势($A < 0$),其中西太平洋副热带地区环流 QBO 强度在近二十年来大约增加了 25% (图 11b 实线)。上述高度距平 QBO 强度的不稳定区域表现为对于赤道的非对称空间分布,特别是南北太平洋热带和副热带地区 500 hPa 环流 QBO 强度在年代际时间尺度上呈现正负反向变化的空间结构,它体现了与两半球不同的海陆分布伴随的非均匀加热异常有关的海陆气系统年际时间尺度相互作用特性对 PDO 位相改变引起的外部热源年代际强迫响应的差异,反映了全球 500 hPa 环流 QBO 强度

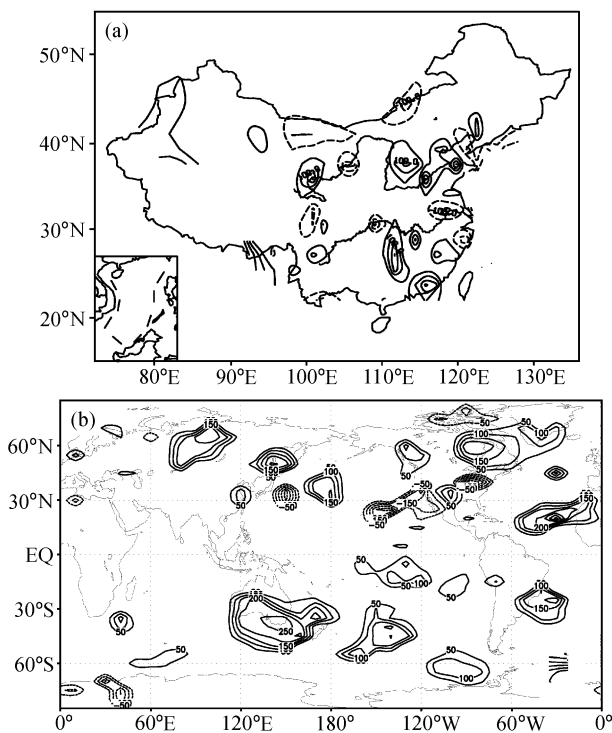


图10 QBO强度年代际变化指数A对应的统计量T的空间分布:(a)中国降水量;(b)全球500 hPa高度距平。图中数值已乘以10,等值线间隔是50(仅给出大于50的等值线);当 $|T| = 2.00$ 时,达95%的信度,当 $|T| = 2.65$ 时,达99%的信度

Fig. 10 The spatial distributions of the statistical parameter T corresponding to nonstationary intensity index A of QBO: (a) China rainfall; (b) global 500 hPa height anomalies. The values have been multiplied by 10, the contour interval is 50 (only values above 50 are given); significant levels are 95% and 99% for $|T| = 2.00$ and 2.65, respectively

与 PDO 相互作用的空间特征。1977 年以来,北半球副热带西太平洋和东太平洋地区环流的 QBO 表现为显著的增强趋势($A < 0$),与北太平洋地区的 PDO 活动区域一致,这表明 PDO 暖位相北太平洋热带地区持续增暖伴随的海气相互作用的增强直接引起北太平洋副热带高压年际振荡强度的增加,振荡频率增加,主要周期缩短, QBO 也显著增强。值得注意的是与江淮地区降水 QBO 强度年代际增强区域($A < 0$, 图 10a、图 11a 中实线)对应的长江下游地区 500 hPa 高度 QBO 强度表现为年代际减弱($A > 0$, 图 10b、图 11b 中虚线),而在西北太平洋副热带区域 ($27.5^{\circ}\text{N} \sim 35^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{E}$) 存在极显著的 500 hPa 高度 QBO 强度年代际增强区(图 10b、图 11b 中实线,其显著性水

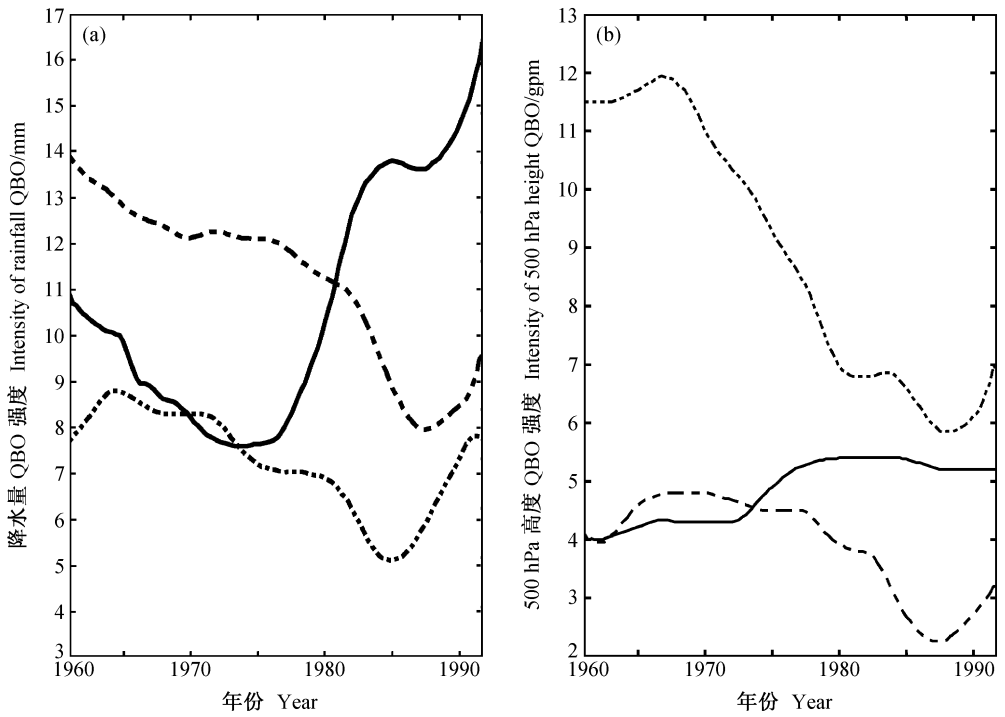


图 11 QBO 强度 s_t 时间变化：(a) 中国降水(单位：mm)，实线：江淮地区 ($29^{\circ}\text{N}\sim34^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim125^{\circ}\text{E}$)，虚线：长江中游地区 ($27^{\circ}\text{N}\sim30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim117^{\circ}\text{E}$)，点线：华北地区 ($38^{\circ}\text{N}\sim41^{\circ}\text{N}$, $113^{\circ}\text{E}\sim117^{\circ}\text{E}$)；(b) 500 hPa 高度(单位：gpm)，实线：西北太平洋副热带地区 ($27.5^{\circ}\text{N}\sim35^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim160^{\circ}\text{E}$)，虚线：长江下游地区 ($30^{\circ}\text{N}\sim32.5^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim122.5^{\circ}\text{E}$)，点线：西南太平洋地区 ($32.5^{\circ}\text{S}\sim37.5^{\circ}\text{S}$, $130^{\circ}\text{E}\sim150^{\circ}\text{E}$)

Fig. 11 The intensity of QBO (s_t , 20 years sliding standard deviation) during the period of 1961–1991: (a) China rainfall (units: mm), the solid, dashed and dotted lines are s_t in the Yangtze River and the Huaihe River valleys ($29^{\circ}\text{N}\sim34^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim125^{\circ}\text{E}$), the middle reaches of the Yangtze River ($27^{\circ}\text{N}\sim30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim117^{\circ}\text{E}$) and the northern part of China ($38^{\circ}\text{N}\sim41^{\circ}\text{N}$, $113^{\circ}\text{E}\sim117^{\circ}\text{E}$); (b) 500 hPa height (units: gpm), the solid, dashed and dotted lines are s_t over the subtropical northwestern Pacific ($27.5^{\circ}\text{N}\sim35^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim160^{\circ}\text{E}$), the lower reaches of the Yangtze River ($30^{\circ}\text{N}\sim32.5^{\circ}\text{N}$, $117.5^{\circ}\text{E}\sim122.5^{\circ}\text{E}$) and the southwestern Pacific ($32.5^{\circ}\text{S}\sim37.5^{\circ}\text{S}$, $130^{\circ}\text{E}\sim150^{\circ}\text{E}$)

平达到 0.01)，即江淮地区降水和高度的准 2 年耦合减弱，与西太平洋副热带高压的准 2 年耦合迅速增强，这种东亚季风降水和西太平洋副热带高压相互作用强度的增加与 PDO 暖位相中欧亚太平洋波列 (EUP) 显著增强、从欧亚中高纬度向西太平洋副热带和热带地区的年际低频扰动能量输送增加有关。

图 12a、b 分别给出 1951~2002 年期间夏季江淮地区 ($29^{\circ}\text{N}\sim34^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim125^{\circ}\text{E}$)、长江中游地区 ($27^{\circ}\text{N}\sim30^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\text{E}\sim117^{\circ}\text{E}$) 雨量变化，以及 PDO 冷暖位相中主要年际振荡周期 (由非整数功率谱分析^[30]计算) 的变化 (图 12c、d)。图 12 清楚地显示出 PDO 冷暖位相中这两个地区夏季降水的主要年际振荡周期发生了显著的年代际改变，江淮地区降水从 7~8 年周期缩短为极显著的准 2 年

振荡 (达 99% 的信度，图 12c)，观测的江淮地区夏季雨量变化表现为几乎完全的 QBO；而长江中游地区降水由准 2 年周期延长为 3~4 年周期，QBO 强度减弱 (图 12d)，与上述中国降水 QBO 活动区域的年代际变化一致。

以上分析结果表明，中国降水和全球 500 hPa 环流 QBO 的特性 (传播途径和振荡强度) 以及它们之间联系的时空分布受到 PDO 的明显调节，主要由年际变化物理过程的年代际差异引起。冷位相中是受热带太平洋地区海气相互作用引起 AEU 波列的影响 (低频能量由热带西太平洋向欧亚大陆西部和北大西洋地区传播)，而暖位相中变为欧亚大陆中高纬度陆气系统相互作用激发的 EUP 波列与中国降水 QBO 的耦合 (低频能量由欧亚中高纬大陆向热带西太平洋和南印度洋地区传播)，且耦合强

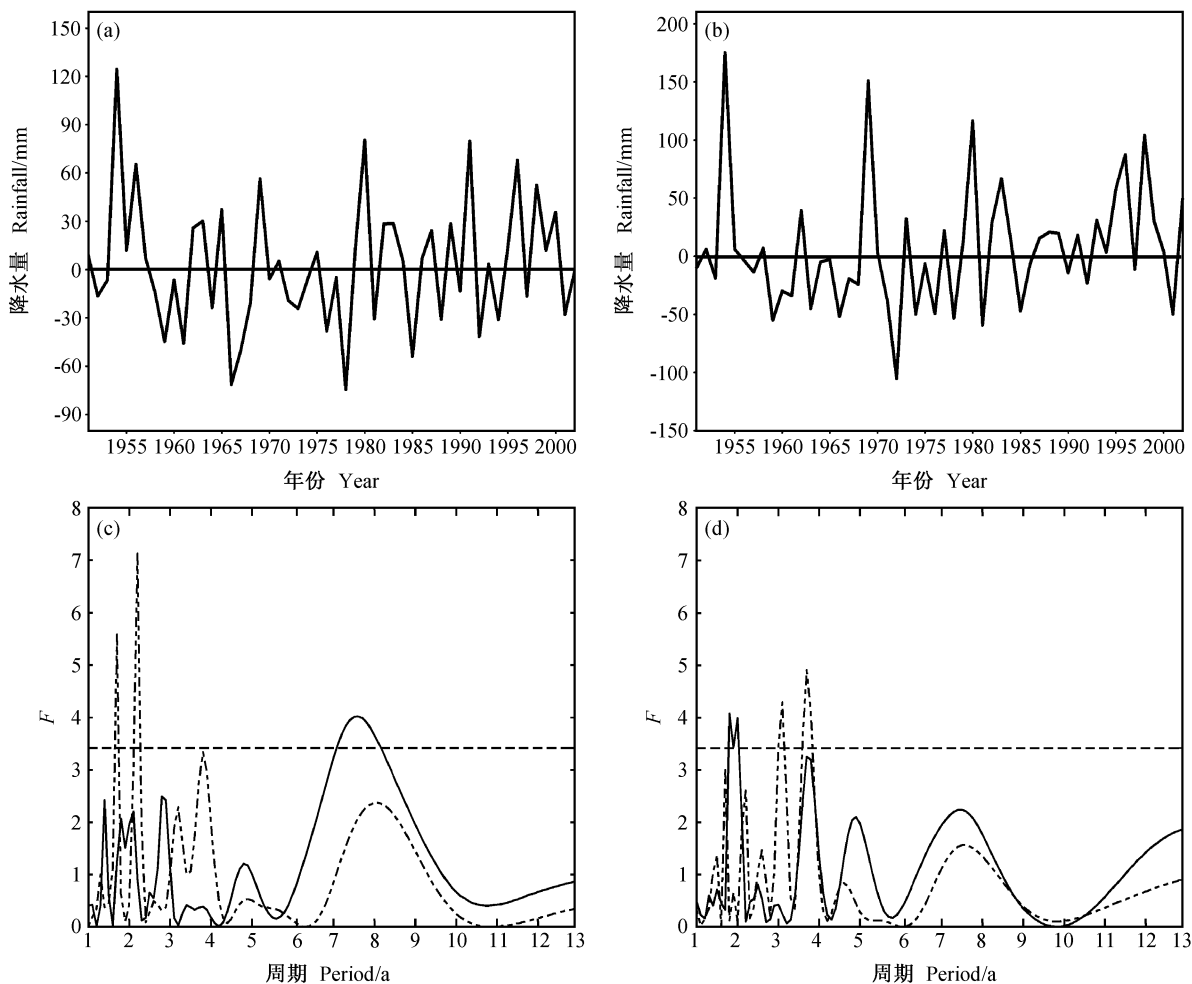


图 12 1951~2002 年期间夏季江淮地区和长江中游地区雨量变化 (单位: mm) 以及主要周期的年代际变化: (a) 江淮地区雨量变化; (b) 长江中游地区雨量变化; (c) 江淮地区雨量非整数功率谱分析对应统计量 F 值; (d) 长江中游地区雨量非整数功率谱分析对应统计量 F 值。(c)、(d) 中的实线和虚线分别对应于 1951~1976 年期间 (PDO 冷位相) 和 1977~2002 年期间 (PDO 暖位相); $F=3.42$, 达 95% 的信度 (图中水平虚线); $F=5.66$, 达 99% 的信度

Fig. 12 The interannual variations of summer rainfall in the Yangtze River and the Huaihe River valleys (a) and the middle reaches of the Yangtze River (b) (units: mm), and the interdecadal variations of the dominant interannual periods for rainfall in the Yangtze River and the Huaihe River valleys (c) and the middle reaches of the Yangtze River (d). In (c) and (d), the statistical parameter F for the non-integral power spectral analysis [significant levels are 95% (horizontal dashed line) and 99% for $F=3.42$ and 5.66] is represented by solid (dashed) line during the period of 1951–1976 (1977–2002)

度明显增加,可能与近二十年来欧亚地区西风气流持续增强^[33]导致年际时间尺度的陆气相互作用加强有关。在 PDO 暖位相,全球热带地区 500 hPa 高度升高,而南北半球中高纬高度持续下降,导致两半球中纬度西风气流明显加强,引起欧亚大陆陆气相互作用和南印度洋中高纬海气相互作用迅速增强,通过大气内部非线性相互作用,激发出起主导作用的准 2 年时间尺度的 EUP–SI–SNA 闭合的环状全球低频遥相关波列,因而对应

的中国降水 QBO 的主要空间模态发生显著调整。所以,准 2 年时间尺度的低频波列与中国降水波列的耦合区域和强度具有时变特性,随不同年代际背景状态的变化选择传播途径,它表明中国降水和环流耦合型的 QBO 与年代际振荡存在时空上的非线性关系。通过以上分析,不同气候背景状态(对应于 PDO 冷暖位相)中国降水和 500 hPa 环流低频场的准 2 年振荡的循环过程可用图 13 来归纳。

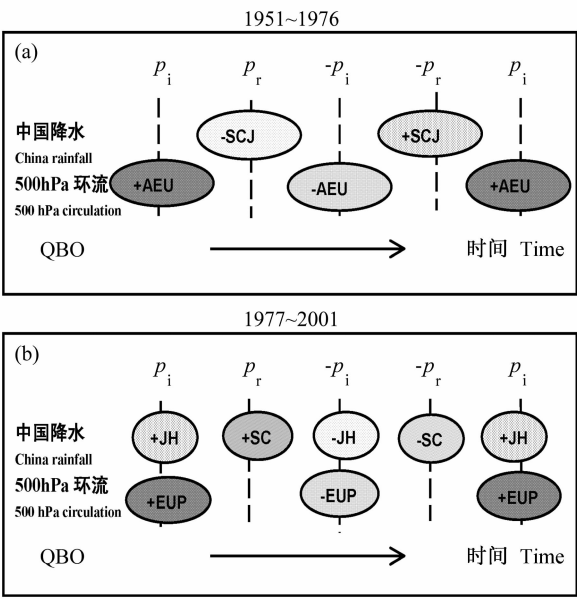


图 13 不同年代中国降水和环流 QBO 过程示意图(+、- 表示峰值状态): (a) 1951~1976 年, SCJ: 中国长江以南地区降水型, AEU: 欧亚大西洋波列, 振荡传播周期 $T=8.47$ 季; (b) 1977~2001 年, JH: 中国江淮地区降水型, SC: 中国南部降水型, EUP: 欧亚-太平洋波列, 振荡传播周期 $T=8.84$ 季

Fig. 13 The schematic maps of the QBO of the China rainfall and circulations for different periods(the peak phases are represented by + and -): (a) During the period of 1951~1976 (SCJ: pattern of the rainfall in the southern part of the Yangtze River valley in China, AEU: Atlantic Eurasia wavetrain, $T=8.47$ seasons); (b) during the period of 1977~2001 (JH: pattern of the rainfall in the Yangtze River and the Huaihe River valleys in China, SC: pattern of the rainfall in southern China, EUP: Eurasia Pacific wavetrain, $T=8.84$ seasons)

4 结论

(1) 通过主振荡型分析 (POP) 和伴随相关型分析 (ACP), 发现太平洋年代际振荡 (PDO) 冷暖位相中国降水量准 2 年主振荡模态 (POP1) 的特性及其伴随的全球 500 hPa 环流低频波列活动区域存在显著差异。在 PDO 冷位相 (1951~1976 年), POP1 表现为北移的降水波列, 其主要活动区域在长江中游地区, 对应的 500 hPa 低频场是大西洋欧亚波列 (AEU) 和西大西洋遥相关型 (WA) 以及南太平洋副热带波列 (SSP); 在 PDO 暖位相 (1977~2001 年), POP1 中降水波列主要传播方向由向北移动变为向南移动, 其活动区域迅速北移并扩大到整个长江和淮河流域, 对应的 500 hPa 低频场变

为欧亚太平洋-南印度洋-南北大西洋 (EUP-SI-SNA) 闭合的环状全球低频遥相关波列。由振荡强度时间变化指数 A 分析表明, 中国降水 QBO 强度不稳定区域位于长江中游、长江下游、浙江东部、广东东部、华北地区和青藏高原东北侧附近地区, 这些地区降水 QBO 的强度随 PDO 位相转变而发生显著的年代际突变。对于全球 500 hPa 高度, 其 QBO 强度不稳定区域在南太平洋中高纬度、副热带南北大西洋地区和亚洲、北太平洋、北美大陆中高纬度地区以及北半球副热带西太平洋和南北半球热带和副热带东太平洋地区, 表现为对于赤道的非对称空间分布, 特别是南北太平洋热带和副热带地区 500 hPa 环流 QBO 强度在年代际时间尺度上呈现正负反向变化的空间结构, 而且南北极附近地区的 QBO 强度在 PDO 暖位相显著增强, 反映了全球大气环流 QBO 强度与 PDO 相互作用的空间特征。

(2) PDO 暖位相中国降水准 2 年主振荡模态强度增强, 但稳定性有所减小, 主要受到欧亚太平洋-南印度洋-南北大西洋波列 (EUP-SI-SNA) 的直接作用, 且 500 hPa 环流的主要作用区域在欧亚和南印度洋和南北大西洋的中纬度地区, 与热带中东太平洋地区环流准 2 年振荡无明显联系; 但在 PDO 冷位相中, 降水准 2 年主振荡模态与 AEU 低频波列和太平洋热带地区环流准 2 年振荡 (SSP) 有密切联系。因此, PDO 对不同年代伴随中国降水主要 QBO 模态的全球 500 hPa 环流准 2 年低频波列的传播途径的变化有显著调节作用。冷位相中低频能量从热带西太平洋向欧亚大陆西部和北大西洋地区传播, 由热带太平洋地区海气相互作用引起; 而暖位相中变为欧亚大陆中高纬度陆气系统相互作用占主导地位, 从欧亚中高纬度向西太平洋地区的年际低频扰动能量输送增加, 使得东亚季风降水和西太平洋副热带高压在准 2 年时间尺度上的耦合明显加强, 同时南半球中高纬地区还存在极显著的从南印度洋中高纬向南大西洋中低纬度传播的波列, 它与两个半球中纬度地区西风气流强度年代际变化密切相关。这种年际变化的主要物理过程的差异是引起中国降水准 2 年主振荡模态特性年代际变化的主要原因, 它表明中国降水 QBO 与年代际振荡存在时间和空间上的非线性关系。

(3) 本文定义的振荡强度时间变化指数 A 能客观定量地表征年际振荡强度随年代变化的差异及其

显著性,较好地分析年际扰动强度年代际变化的空间分布特征。

参考文献 (References)

- [1] Wang Shaowu, Zhao Zongci. Droughts and floods in China, 1470–1979. *Climate and History*. Wigley, et al, Eds. Cambridge University Press, 1981
- [2] Barnett T P. Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales, Part 1: the equatorial zone. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**: 756–773
- [3] Trenberth K E, Shin W-T K. Quasi-biennial fluctuations in sea level pressures over the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 1984, **112**: 761–777
- [4] 黄嘉佑. 准两年周期振荡在我国月降水量中的表现. 大气科学, 1988, **12**(3): 267–273
Huang Jiayou. The representations of the quasi-biennial periodic oscillation in precipitation over China. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1988, **12**(3): 267–273
- [5] 李崇银, 龙振夏. 准两年振荡及其对东亚大气环流和气候的影响. 大气科学, 1992, **16**(2): 167–176
Li Chongyin, Long Zhenxia. QBO and its influence on the general atmospheric circulation and the climate in East Asia. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1992, **16**(2): 167–176
- [6] Meehl G A. A coupled air–sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: Role of the ocean. *J. Climate*, 1993, **6**: 31–41
- [7] 王绍武. 近百年气候变化与变率的诊断研究. 气象学报, 1994, **52**(3): 261–273
Wang Shaowu. Diagnostic studies on the climate change and variability for the period of 1880–1990. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1994, **52**(3): 261–273
- [8] Ogasawara N, Kitoh A, Yasunari T, et al. Tropospheric biennial oscillation of the ENSO–monsoon system in the MRI coupled GCM. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1999, **77**: 1247–1270
- [9] Chang C P, Li T. A theory for the tropical tropospheric biennial oscillation. *J. Atmos. Sci.*, 2000, **57**: 2209–2224
- [10] Li T, Tham C W, Chang C P. A coupled air–sea–monsoon oscillator for the tropospheric biennial oscillation. *J. Climate*, 2001, **14**: 752–764
- [11] Meehl G A, Arblaster J M. The tropospheric biennial oscillation and Asian–Australian monsoon rainfall. *J. Climate*, 2002, **15**: 722–744
- [12] Wu Renguang, Kirtman B P. The tropospheric biennial oscillation of the monsoon ENSO system in an interactive ensemble coupled GCM. *J. Climate*, 2004, **17**(8): 1623–1640
- [13] Tomita T, Yoshikane T, Yasunari T. Biennial and lower-frequency variability observed in the early summer climate in the western North Pacific. *J. Climate*, 2004, **17**(21): 4254–4266
- [14] Nitta T, Yamada S. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1989, **67**: 375–383
- [15] Trenberth K E. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1990, **71**: 988–993
- [16] Miller A J, Cayan D R, Barnett T P, et al. The 1976–77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, 1994, **7**: 21–26
- [17] Graham N E. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. *Climate Dyn.*, 1994, **10**: 135–162
- [18] Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**: 1069–1079
- [19] Zhang Y, Wallace J M, Battisti D S. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *J. Climate*, 1997, **10**: 1004–1020
- [20] Minobe S. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts. *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**: 855–858
- [21] 王绍武, 朱锦红. 国外关于年代际气候变率的研究. 气象学报, 1999, **57**(3): 376–383
Wang Shaowu, Zhu Jinhong. A review of overseas study on interdecadal variability. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57**(3): 376–383
- [22] Miller A J, Schneider N. Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: Theories, observations and ecosystem impacts. *Prog. Oceanogr.*, 2000, **47**: 355–379
- [23] Garreaud R D, Battisti D S. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *J. Climate*, 1999, **12**: 2113–2123
- [24] Evans M N, Cane M A, Schrag D P, et al. Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**: 3689–3692
- [25] Gedalof Z, Mantua N J, Peterson D L. A multi-century perspective of variability in the Pacific Decadal Oscillation: New insights from tree rings and coral. *Geophys. Res. Lett.*, 2002, **29**(24): 2204, doi:10.1029/2002GL015824
- [26] Barlow M, Nigam S, Berbery E H. ENSO, Pacific decadal variability, and U. S. summertime precipitation, drought, and stream flow. *J. Climate*, 2001, **14**(9): 2105–2128
- [27] Chang C-P, Zhang Y, Li T. Interannual and interdecadal variations of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. Part I: Roles of the subtropical ridge. *J. Climate*, 2000, **13**(24): 4310–4325
- [28] Hasselmann K. PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interaction and oscillation

oatterns. *J. Geophys. Res.* , 1988, **93**: 11015~11021

[29] von Storch H , B rger G, Schunr R, et al. Principal oscillation pattern: A review. *J. Climate*, 1995, **8**: 377~400

[30] Schickedanz P T, Bowen E G. The computation of climatological power spectra. *J. Appl. Meteor.* , 1977, **16**: 359~367

[31] Murakami M. Large-scale aspects of deep convective activity over the GATE area. *Mon. Wea. Rev.* , 1979, **107**: 994~1013

[32] Dai Xingang, Wang Ping, Zhang Peiqun, et al. Rainfall spectrum change in North China and its possible mechanism. *Progress in Nature Science* , 2004, **14** (7): 598~604

[33] 朱锦红, 王绍武, 张向东, 等. 全球气候变暖背景下的大气环流基本模态. 自然科学进展, 2003, **13** (4): 417~421

Zhu Jinhong, Wang Shaowu, Zhang Xiangdong, et al. Basic modes of the general circulations under the global warming. *Progress in Nature Science* (in Chinese), 2003, **13** (4): 417~421