

东亚-北太平洋偶极型气压场及其与 东亚季风年际变化的关系

赵 平 张人禾

中国气象科学研究院 100081

摘 要 利用美国 NCEP/NCAR 的月平均再分析资料,研究东亚-太平洋地区地面气压的耦合模态与东亚副热带季风异常的关系,结果表明:在亚洲大陆和北半球太平洋之间气压场的偶极子模态主要反映了东亚地区东西向气压梯度的异常。从 20 世纪 60 年代到 70 年代中期,东亚-太平洋的这种偶极子表现为蒙古地区气压偏低和太平洋地区气压偏高的特征,而从 20 世纪 70 年代后期到 90 年代,则表现为蒙古地区气压偏高和太平洋地区气压偏低的特征。在偶极子指数值较高的年份,冬季(或夏季)蒙古高压(或蒙古低压)和太平洋阿留申低压(或太平洋副热带高压)较强(或弱),此时东亚和西太平洋副热带和中纬度地区盛行异常北风,对应着强(或弱)的东亚副热带冬(或夏)季风。因此,东亚-太平洋偶极子模态实际上是一种东亚副热带季风模。

关键词 东亚-太平洋偶极子 东亚副热带季风 年际变率

文章编号 1006-9895(2006)02-0307-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

Relationship of Interannual Variation Between an Eastern Asia - Pacific Dipole Pressure Pattern and East Asian Monsoon

ZHAO Ping and ZHANG Ren-He

Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Using the monthly mean reanalysis datasets from the NCAR/NCEP, relationships of the interannual variation between an eastern Asia - Pacific dipole (APD) mode and the East Asian subtropical monsoon are studied. It is found that a remarkable zonal pressure gradient in the lower troposphere over East Asia and the western Pacific corresponds to this seesaw phenomenon between the East Asian land and the subtropical Pacific and an anomaly of the APD mode can lead to a variation of the pressure gradient in the west-east direction. Thereby the APD mode can be used to indicate variations of the lower-troposphere meridional wind (namely East Asian monsoon) over East Asia and the western Pacific.

It can be seen from the time series of the APD mode that the APD mode shows a remarkable variation on the decadal scale. From the 1960s to the middle 1970s the APD mode is characterized by the anomalous low pressure around the Mongolian region and by the anomalous high pressure in the Pacific. This corresponds to a stronger southerly wind or a weaker northerly wind in the lower troposphere over East Asia and western Pacific. From the later 1970s to the 1990s the mode shows the anomalous high pressure around the Mongolian region and the anomalous low pressure in the Pacific, which corresponds to a stronger northerly wind or weaker southerly wind in the lower troposphere over East Asia and the western Pacific.

收稿日期 2005-01-08, 2005-03-16 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2004CB418302, 国家科技基础条件平台项目 2003DIB3J120, 以及中国气象局科技推广项目 CMATG2005M04

作者简介 赵平,男,1963年出生,博士,研究员,研究方向:东亚季风。E-mail: zhaoping@cma.gov.cn

After removing the linear trend of the time series of the APD mode, the APD mode also shows a remarkable variability on the interannual scale. The variability can also indicate variations of the summer and winter monsoons in the subtropical regions of East Asia and the western Pacific. The composite analyses show that when the winter mean APD index is high, there is a stronger high pressure around the Mongolian region and a stronger low pressure around the Aleutian Islands during winter, accompanied by the northerly wind anomalies in the lower troposphere over the subtropics and middle latitudes of East Asia and the western Pacific. This corresponds to a stronger East Asian winter monsoon. Under the circumstances, more frequent cold air activities occur in the middle latitudes of East Asia, which leads to a stronger quasi-stationary front in South China. When the summer mean APD index is high, there is a weaker low pressure around the Mongolian region and a weaker high pressure in the subtropical Pacific during summer. Under the conditions, the northerly wind anomalies occur in the lower troposphere over the subtropics and the mid-latitudes of East Asia and the western Pacific, which corresponds to a weaker East Asian subtropical summer monsoon and is accompanied by a stronger quasi-stationary front along the middle and lower valleys of the Yangtze River. It is evident that the APD mode reflects the variability of the subtropical East Asian monsoon during winter and summer. Therefore, this mode can be called the East Asian subtropical monsoon mode.

Key words Asia - Pacific dipole, East Asian subtropical monsoon, interannual variability

1 引言

东亚季风包括南海的热带季风以及在东亚和西太平洋地区的副热带季风,它们的年际变化直接影响着我国气温异常和雨带变动^[1]。因此,定量描述东亚季风强度和揭示它的活动规律一直是大气科学重点关注的课题。许多作者都通过定义季风指数来定量描述东亚季风的强度变化。郭琪蕴^[2]认为东亚大陆的季风是由纬向海陆热力差异所形成的,并用东亚和西太平洋特定地区的海平面气压差来表示东亚夏季风的强度,此后,施能等^[3]和祝从文等^[4]先后改进了文献^[2]的指数。李崇银等^[5]用对流层高低层的散度差异来定义南海夏季风指数。Wu 等^[6]则用东亚地区的 OLR 资料定义夏季东亚热带季风指数。孙秀荣等^[7]利用东亚和西太平洋 5°N~35°N 之间的海表和地表温度之差定义了夏季风指数。此外,周兵等^[8]、张庆云等^[9]从风场上定义了东亚夏季风指数。与此同时,关于东亚冬季风的相关研究也在进行^[10]。孙柏民和孙淑清^[11]用(30°N~45°N, 125°E~145°E)区域平均的 500 hPa 位势高度值表示东亚冬季风强度。王会军等^[12]根据在(25°N~50°N, 115°E~145°E)区域内平均的冬季 850 hPa 风速来定义东亚冬季风指数。Jhun 等^[13]根据 300 hPa 东亚中高纬度地区高低层纬向风差异定义了东亚冬季风指数,并且发现:东亚冬季风指数与北极涛动(AO)指数、北大西洋涛动(NAO)指数、北太平洋涛动(PDO)指数以及 ENSO 没有显著相

关。

由于东亚季风的季节性变化表现为冬季北风和夏季南风的交替,一些学者试图根据存在于冬、夏季中的相同物理过程,定义适合于东亚冬季风和夏季风的统一季风指数。例如:施能等用他们改进的季风指数^[3]讨论了东亚冬季风指数及其所反映的大气环流特征^[14]。Lu 等^[15]用南海及其附近地区高低层的经向风差异定义了南海热带季风的统一指数,并且指出该指数的季节性变化可以反映南海冬季风和夏季风的转换。一些学者用自然正交函数 EOF 方法对一定区域的某物理量进行分析,找出该物理量的主要模态和耦合关系,并在此基础上进一步定义统一的指数,例如:印度洋海温偶极子指数^[16, 17]、北太平洋涛动指数^[18]和北半球环形模指数^[19]等。

然而,关于东亚和太平洋地区大气环流耦合关系的研究还较少,因此,本文试图利用 1961 年 1 月~1999 年 12 月美国 NCEP/NCAR 的水平分辨率为 2.5°的月平均常规气象要素再分析资料^[20],对亚洲-太平洋地区的地面气压进行 EOF 分析,找出东亚-太平洋地区的耦合模态;并用合成分析方法研究这种耦合模态与东亚冬季和夏季大气环流年际变率的关系。

2 东亚-太平洋偶极子模态及其物理意义

首先,我们对 1961 年 1 月~1999 年 12 月的

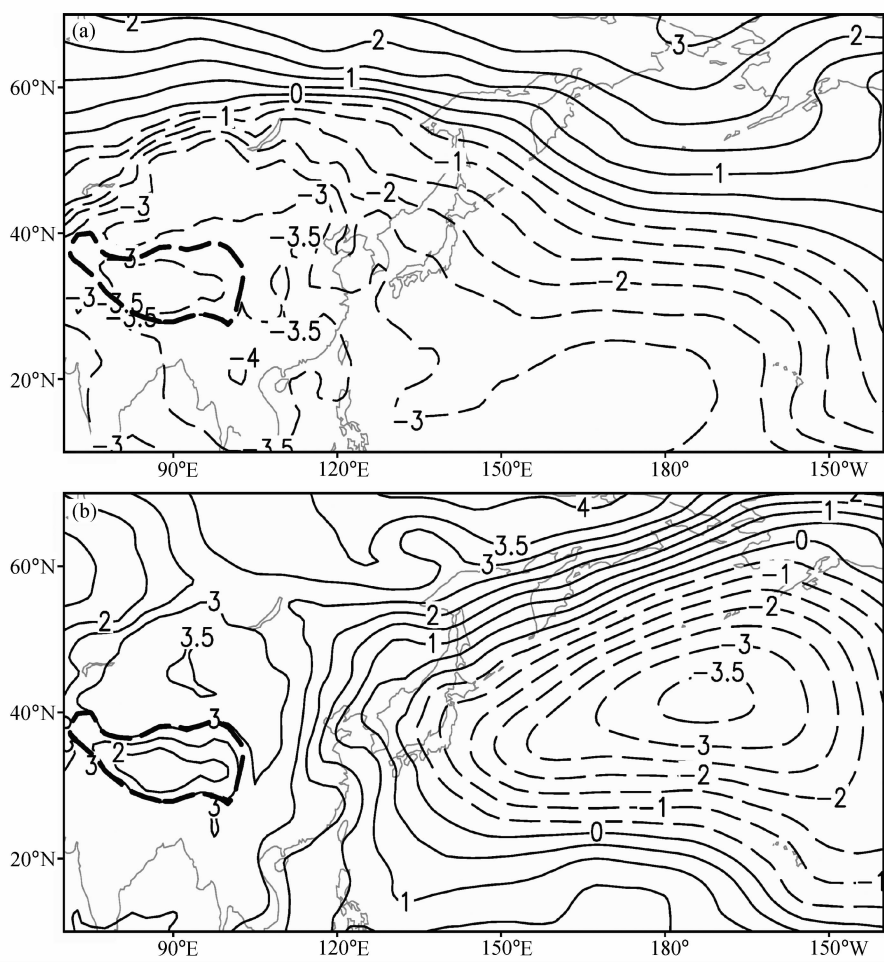


图 1 1961 年 1 月~1999 年 12 月区域(10°N~80°N, 70°E~140°W)标准化地面气压的 EOF 模态($\times 0.01$): (a)第一模态; (b)第二模态。粗虚线表示青藏高原区域

Fig. 1 EOF modes ($\times 0.01$) over the region (10°N~80°N, 70°E~140°W) based on the normalized monthly mean surface pressure anomaly from Jan 1961 to Dec 1999 (the thick dashed line shows the Tibetan Plateau): (a) The first EOF mode; (b) the second EOF mode

NCEP/NCAR 月平均地面气压进行标准化, 然后对区域(10°N~80°N, 70°E~140°W)的亚洲-太平洋区域进行了 EOF 分析, 图 1a 给出它的第一模态特征, 该模态占表面气压总方差的 19%, 表现为以南北向的差异为主, 主要反映了大气环流的纬向特征; 并且高、低纬度之间为反位相关系, 正值出现在北半球的高纬度, 而负值出现在较低纬度。图 1b 给出 EOF 第二模态的特征, 该模态占总方差的 14%, 与第一模态所占的比重比较接近, 说明第二模态也很重要。从图 1b 可见, 第二模态在亚洲蒙古附近和太平洋中纬度分别表现为正中心和负中心, 它们的中心值分别为+3.5 和-3.5, 在它们之间的中纬度和副热带地区为明显的东西向气压梯度。这说明亚洲大陆和太平洋之间的气压场除了具

有以南北向差异为主的带状特征外, 还存在以东西向差异为主的经向分布特征, 并且后者表现为在东亚大陆和太平洋之间气压场上的反位相关系, 即存在一对偶极子。在这对东西向偶极子之间是很明显的东西向的水平气压梯度。为了讨论方便, 本文称该偶极子为东亚-太平洋偶极子(eastern Asia - Pacific dipole, 即 APD), 并把所对应的时间系数称为 APD 指数。

下面, 将通过亚洲和太平洋地区气压场的多年平均状况来分析 APD 的物理意义。图 2 给出了 1961~1999 年冬季(12 月和 1~2 月)和夏季(6~7 月)平均的海平面气压分布。在冬季(图 2a), 东亚大陆受蒙古高压[中心在(45°N, 100°E)附近]影响, 而在太平洋中纬度和副热带地区受北太平洋阿留申

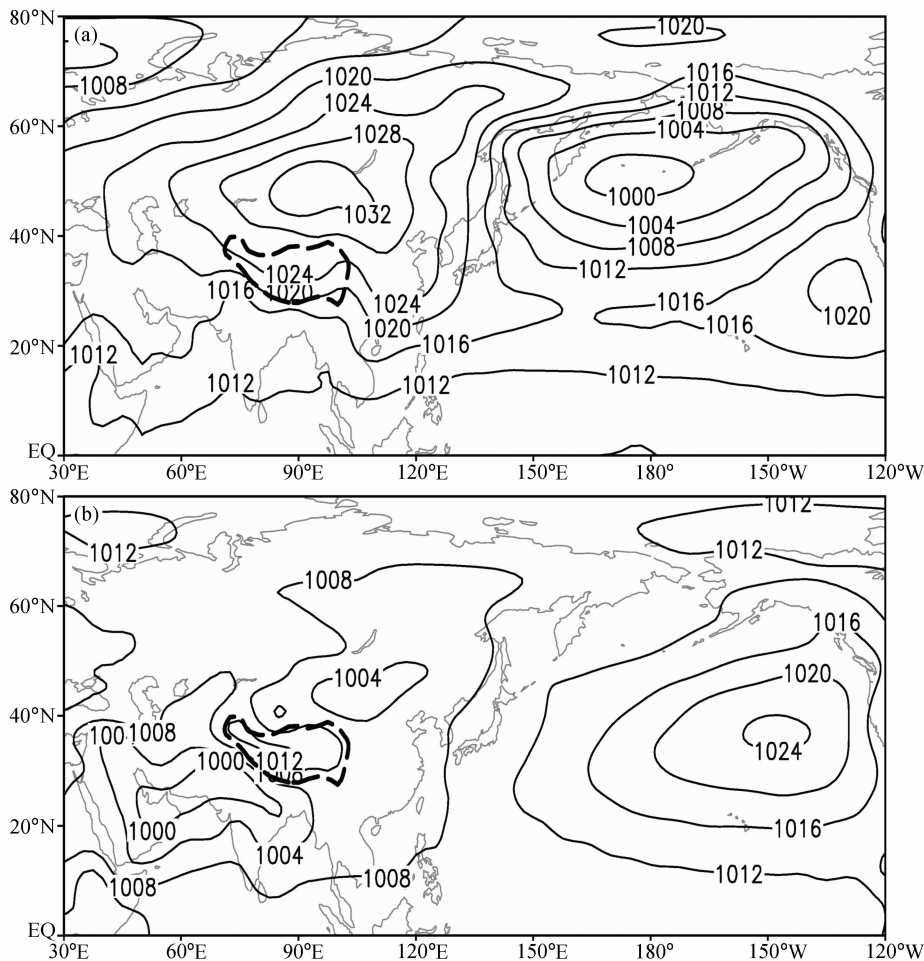


图2 1961~1999 年的海平面气压(单位: hPa)的气候平均分布: (a)冬季; (b)夏季。粗虚线表示青藏高原区域

Fig. 2 Distribution of climatological mean sea level pressure (units: hPa) from 1961 to 1999 (the thick dashed line shows the Tibetan Plateau): (a) Winter; (b) summer

低压[中心位于(50°N, 180°)附近]影响, 这时东亚-太平洋偶极子的高值和低值中心分别位于蒙古高压区和阿留申低压区内。在夏季(图 2b), 亚洲和太平洋地区的海平面气压呈现出与冬季大致相反的特征, 此时东亚大陆受蒙古低压影响, 而太平洋受副热带高压影响, 此时偶极子的高值和低值中心分别位于蒙古低气压区和太平洋副热带高压区内。因此, APD 模态在冬季主要反映蒙古高压和阿留申低压之间的耦合关系, 而在夏季则主要反映亚洲大陆低压和太平洋副热带高压之间的耦合关系。

3 东亚-太平洋偶极子与东亚副热带季风年际变化的关系

研究表明, 东西向的气压梯度力异常, 可以导

致经向风的变化, 从而改变季风的强度^[21]。同样, 由东亚-太平洋偶极子所反映的在东亚和太平洋之间的气压差异也可以造成东亚副热带季风的异常变化。

图 3a 给出了 1961 年 1 月~1999 年 12 月 468 个月 APD 指数与 850 hPa 经向风距平值的同期相关, 从图中可见 APD 指数与东亚和西太平洋中纬度和副热带地区的经向风存在显著负相关, 其中最大负相关超过 0.5。我们进一步计算了区域(30°N~50°N, 105°E~160°E)平均的 850 hPa 经向风值。图 3b 中该区域平均经向风距平与 APD 指数的时间曲线之间的反位相关系也十分明显, 相关系数为-0.65。另外, 从图 3b 中还可以看出, 从 20 世纪 60 年代到 70 年代中期 APD 以负位相为主, 即蒙古地区气压为负距平、太平洋地区气压为

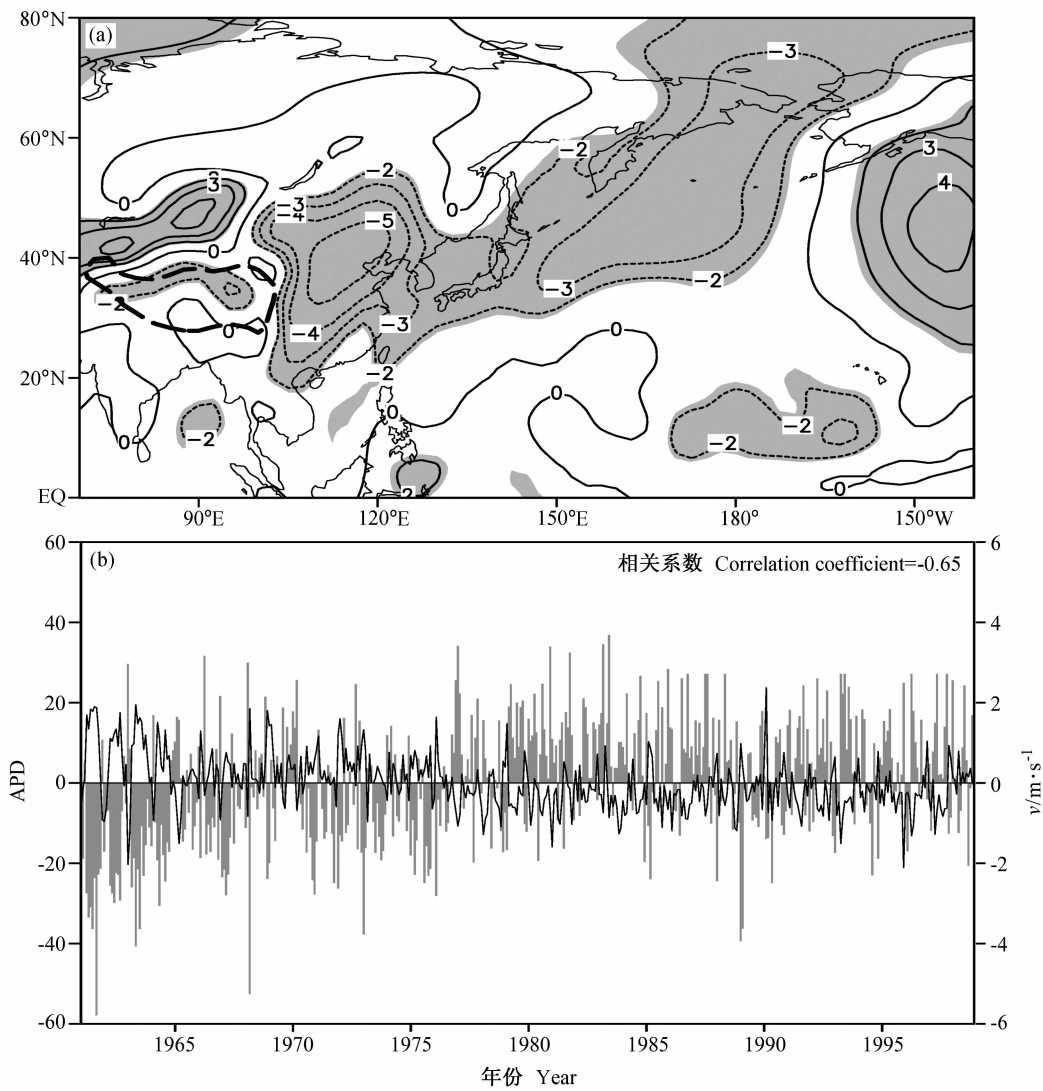


图 3 (a)1961 年 1 月~1999 年 12 月 APD 指数与 850 hPa 经向风距平值的同期相关 ($\times 0.1$), 阴影区表示相关系数超过 90% 置信度, 粗虚线表示青藏高原区域; (b) 1961~1999 年 APD 指数的时间曲线 (灰色) 以及区域 ($30^{\circ}N \sim 50^{\circ}N, 105^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$) 平均的 850 hPa 经向风距平的时间曲线 (黑线)

Fig. 3 (a) Correlation coefficient ($\times 0.1$) between the anomalies of the eastern Asia - Pacific dipole (APD) index and the simultaneous v anomalies at 850 hPa from Jan 1961 to Dec 1999 (the shaded area shows the 90% level; the thick dashed line shows the Tibetan Plateau); (b) the monthly mean APD index (grey) and the regional mean of the 850-hPa v (black) over the region ($30^{\circ}N \sim 50^{\circ}N, 105^{\circ}E \sim 160^{\circ}E$) from Jan 1961 to Dec 1998

正距平, 这对应于东亚和西太平洋地区低层的经向风正异常, 即南风偏强或北风偏弱; 而从 20 世纪 70 年代后期到 90 年代该偶极子以正位相为主, 即蒙古地区气压为正距平、太平洋地区气压为负距平, 这对应于东亚和西太平洋地区低层较强的北风或较弱的南风。

图 4 进一步给出了冬季和夏季平均的 APD 指数的时间变化特征, 从图中可以看到冬季的 APD 指数没有表现出明显的线性趋势, 在 20 世纪 90 年

代 APD 指数变化幅度较小, 总体上呈现出一种比较正常的状况; 而夏季平均的 APD 指数呈现出显著的线性变化趋势, 即从 20 世纪 60 年代初开始一直到 90 年代末指数呈现出一种增加趋势, 其中在 60 时代和 70 年代中期 APD 指数以负值为主, 此后一直到 90 年代末以正值为主。为了用合成分析方法研究冬季和夏季东亚-太平洋偶极子的强度变化与东亚冬季风和夏季风的关系, 我们根据图 4 所给出的冬季平均 APD 指数选择 7 个最高和最低的 APD

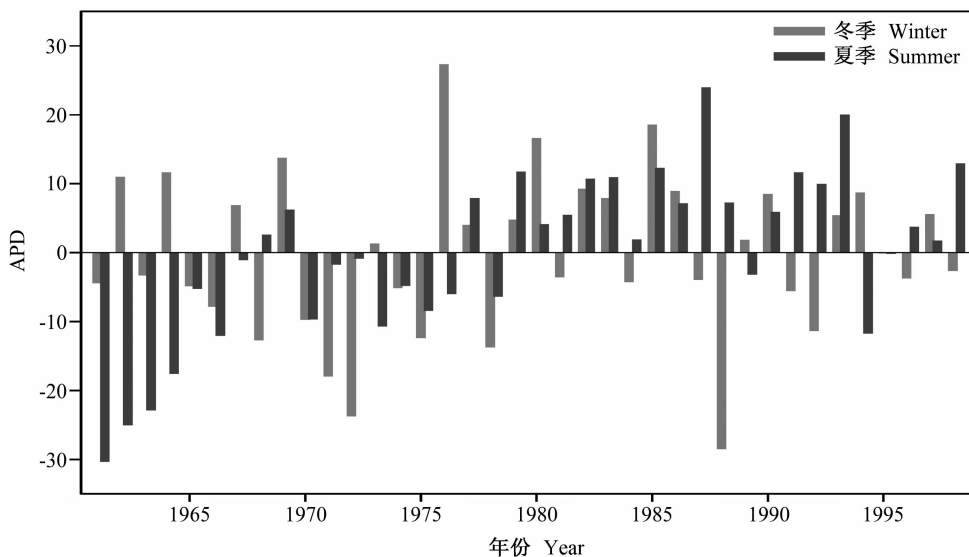


图4 1961~1998年逐年冬季和夏季平均的APD指数

Fig. 4 Winter and summer means of the APD index from 1961 to 1998

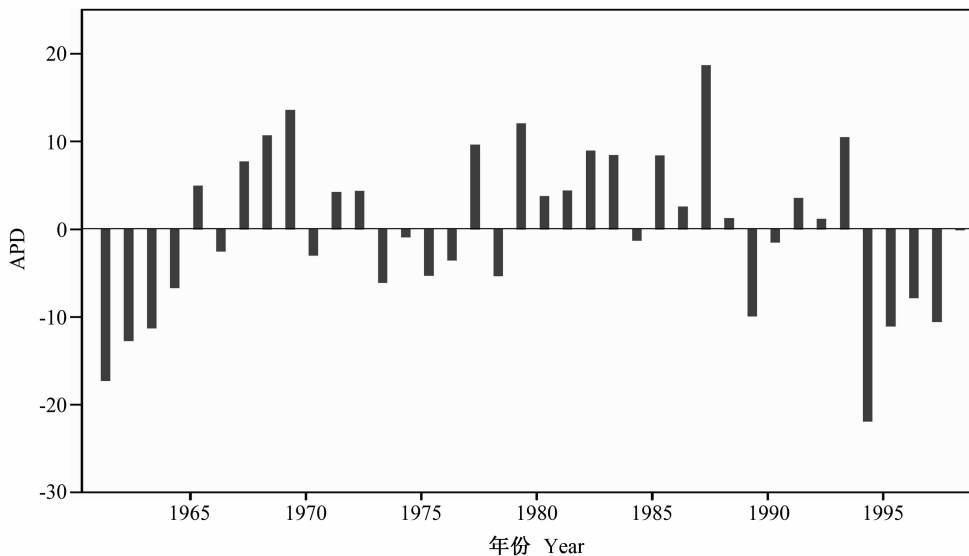


图5 1961~1998年逐年滤去线性趋势后的夏季平均APD指数

Fig. 5 Summer mean of the APD index removing the linear trend from 1961 to 1998

指数年份。在冬季, 7个最高指数年份发生在: 1962、1964、1969、1976、1980、1982、1985年; 而7个最低指数年份发生在: 1968、1971、1972、1975、1978、1988、1992年。在这里, 1961年冬季是指从1961年12月到1962年2月这段时间。

为了突出年际变化特征, 我们在讨论夏季APD指数和大气环流的年际变化特征时, 滤掉了夏季APD指数和大气环流的线性趋势。图5给出了1961~1998年逐年的滤掉线性趋势后的夏季平

均APD指数, 根据该图我们选择7个夏季最高指数年份: 1968、1969、1977、1979、1982、1987、1993年; 而7个最低指数年份为: 1961、1962、1963、1989、1994、1995、1997年。

图6给出了根据冬季和夏季APD指数合成的850 hPa异常风场。从图6a可见, 在冬季, 当东亚-太平洋偶极子呈现出较强的正位相(即图1b所表示的分布特征)时, 从东亚和西太平洋的高纬度到副热带地区都盛行异常北风, 其中最大的异常北风

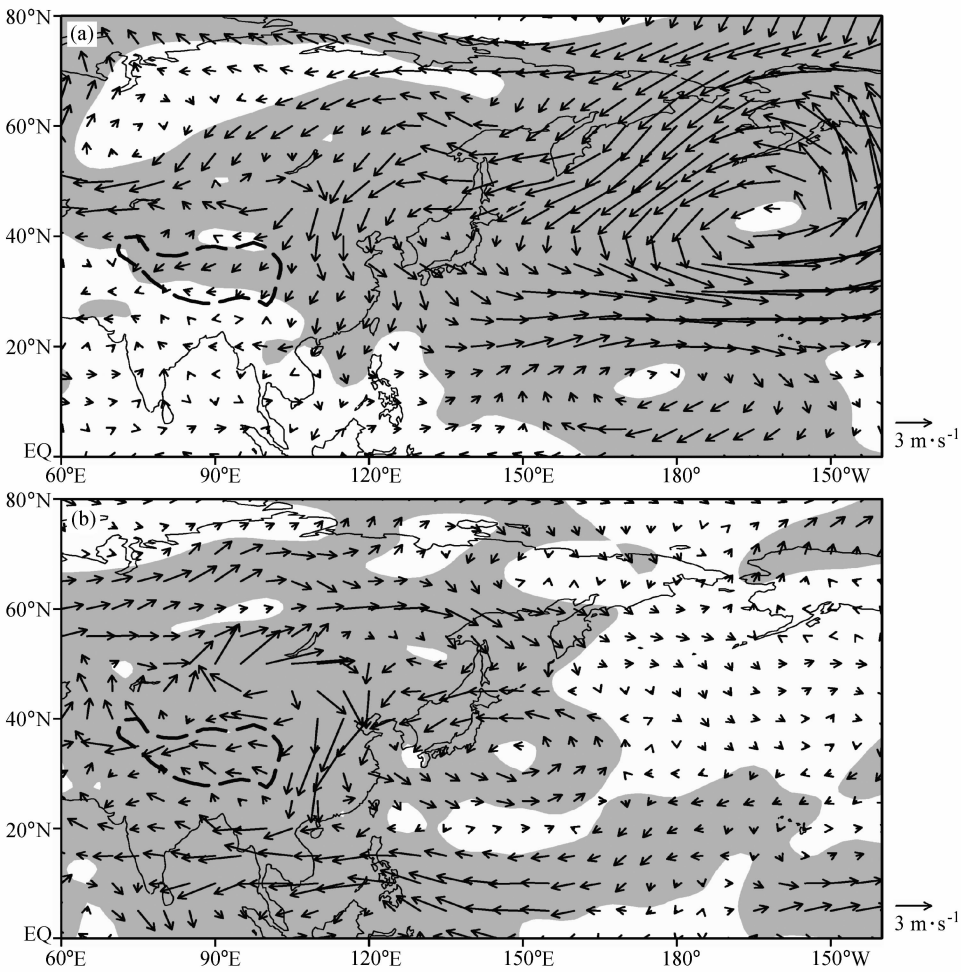


图 6 (a) 在冬季高、低 APD 指数年份合成的冬季 850 hPa 异常风场 (单位: m/s), 阴影区表示风速差值超过 90% 置信度, 粗虚线表示青藏高原区域; (b) 在夏季非线性趋势的高、低 APD 指数年份合成的夏季 850 hPa 异常风场 (单位: m/s)

Fig. 6 (a) Composite difference of the 850 hPa winter wind (unites; m/s) between the high and low winter APD indices (the shaded area shows the confidence of the wind velocity at the 90% level and the thick dashed line shows the Tibetan Plateau); (b) composite difference of the summer 850 hPa wind (unites; m/s) between the high and low de-trended summer APD indices

(>3 m/s) 发生在东亚中纬度地区, 这表明东亚冬季风较强。对夏季而言(图 6b), 当东亚-太平洋偶极子也呈现出较强的正位相时, 异常北风同样出现在东亚大陆的中高纬度和副热带地区, 其中最大异常北风超过 5 m/s, 出现在东亚副热带地区, 这表明东亚夏季风较弱。由此可见, 当东亚-太平洋偶极子为较强的正位相时, 蒙古地区气压偏高, 太平洋副热带和中纬度地区的气压偏低, 这在冬季表示西伯利亚高压和北太平洋阿留申低压偏强, 在夏季表示蒙古低压和北太平洋副热带高压偏弱, 这对应于冬季强的东亚副热带季风和夏季弱的东亚副热带季风; 反之亦然。

为了更好地反映大气的热力性质, 我们根据

NCEP 资料计算了假相当位温 (θ_{sc})。从沿着 850 hPa 的最大异常风速 (大约 115°E) 附近的垂直剖面可以看到, 当冬季偶极子为正位相时, 在东亚中纬度和副热带地区低层的异常北风也出现在对流层的中上层, 只是其范围向上逐渐缩小(图 7a)。此时, 在对流层的异常北风区域还对应着负假相当位温 (θ_{sc}) 异常, 最大负值超过 3 K, 出现在对流层中低层, 这说明此时在东亚中纬度和副热带地区干冷空气加强; 而在其南侧的热带地区为正 θ_{sc} 异常区, 其最大异常中心 (大约 1 K) 位于对流层低层, 说明该地区暖湿空气有所加强。在近地层大的 θ_{sc} 水平梯度异常出现在 $10^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间, 表示这些地区锋面活动加强, 同时锋区南侧为异常上升运动区。

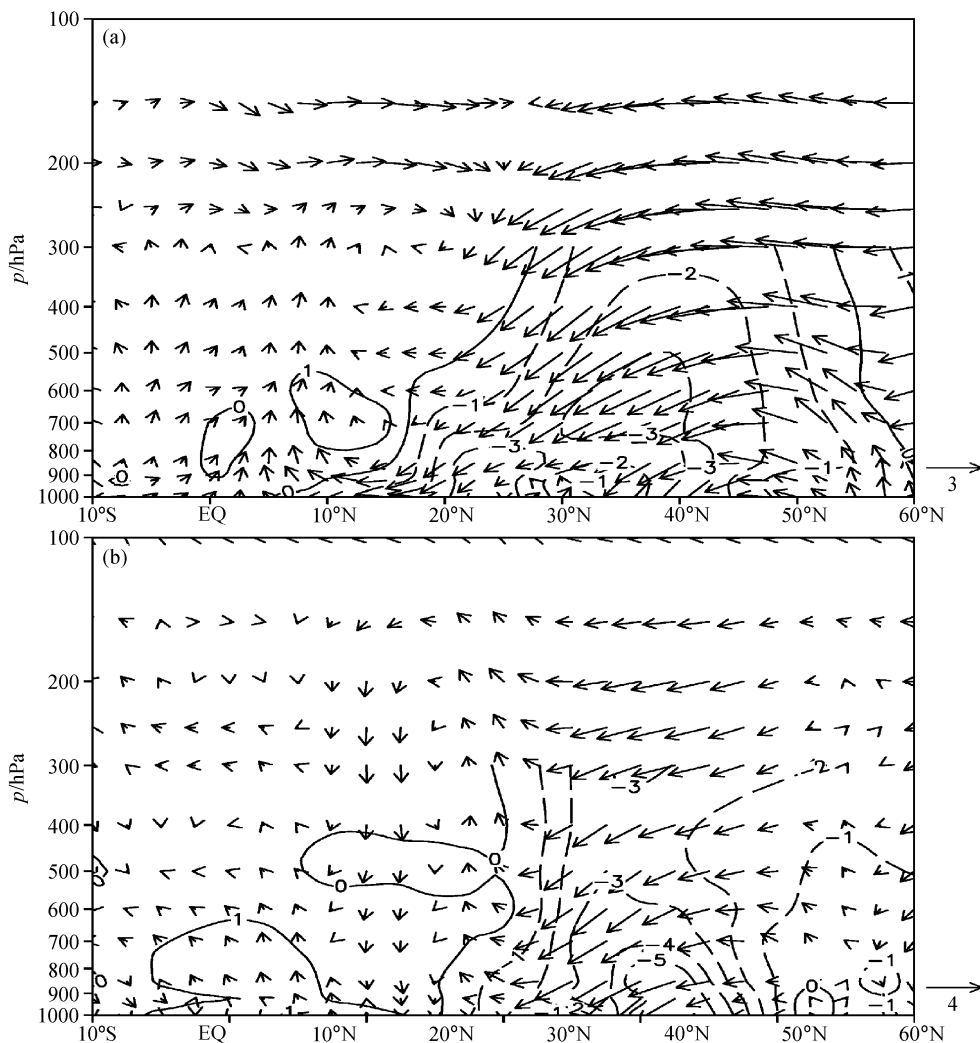


图 7 (a) 在冬季高、低 APD 指数年份合成的冬季沿 115°E 的垂直环流 (矢量, 经向速度单位为 m/s, 垂直速度 $\times 0.01$ Pa/s) 和 θ_{sc} 差异 (等值线, 单位: K); (b) 在夏季非线性趋势的高、低 APD 指数年份合成的沿 115°E 的垂直环流和 θ_{sc} 差异

Fig. 7 (a) Composite differences of winter vertical circulation (vectors, the units of the meridional wind is m/s, and the vertical velocity 0.01 Pa/s) and θ_{sc} (contour; units: K) along 115°E between the high and low winter APD indices; (b) composite differences of summer vertical circulation and θ_{sc} along 115°E between the high and low de-trended summer APD indices.

类似的情况也发生在夏季(图 7b), 东亚对流层低层的异常北风也向上一一直伸展到对流层上层, 并且对应着对流层的 θ_{sc} 负异常, 其超过 5 K 的最大负值也出现在低层; 此时, 较低纬度为 θ_{sc} 正异常值, 其最大值超过 1 K。在它们之间的最大水平梯度异常出现在 30°N 的长江流域, 在该纬度南侧附近为强的异常上升运动区。

就气候平均而言, 冬季东亚较低纬度的锋区为华南准静止锋, 而夏季则为长江流域的梅雨锋。当冬季偶极子为正位相时, 东亚中纬度和副热带地区的冷空气活动加强, 有助于华南准静止锋加强; 当

夏季偶极子为正位相时, 则对应于较强的长江流域梅雨锋。由此可见, 东亚-太平洋偶极子较好地反映了冬、夏季东亚和西太平洋地区季风及其相关的大气环流的年际变化特征, 因而东亚-太平洋偶极子型实际上是一种东亚副热带季风模态。

为了与东亚-太平洋偶极子模态进行比较, 我们用图 1a 所示第一模态的时间系数进行了分析, 结果表明: 该时间系数与前面计算的东亚-太平洋的区域平均经向风距平值之间的相关系数仅为 0.26, 其相关性远小于与偶极子相联系的一 0.65 相关性。图 8 给出了 1961 年 1 月~1999 年 12 月

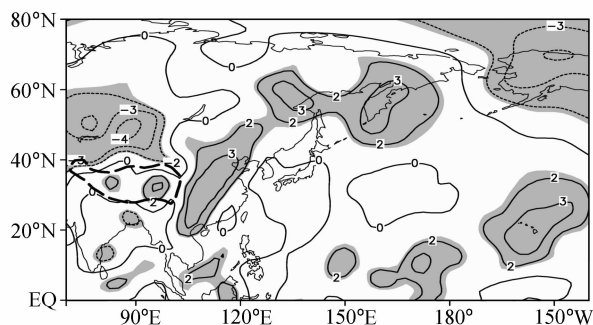


图 8 1961 年 1 月~1999 年 12 月 EOF 第一模态时间系数与 850 hPa 经向风距平值的同期相关系数($\times 0.1$)。阴影区表示相关系数超过 90% 置信度; 粗虚线表示青藏高原区域

Fig. 8 Correlation coefficient ($\times 0.1$) between the anomalies of the time series of the first EOF mode and the simultaneous v anomalies at 850 hPa from Jan 1961 to Dec 1999 (the shaded area shows the 90% confidence level; the thick dashed line shows the Tibetan Plateau)

的 EOF 第一模态时间系数与经向风距平之间的相关系数分布, 可以看到显著正相关区域主要出现在我国中部和华北地区, 最大相关系数仅为 0.3 左右, 而在我国东部和西太平洋中纬度和副热带地区无显著相关区。将图 8 与图 3a 进行比较不难看出, 就东亚和西太平洋地区而言, 图 8 所给出的显著相关区无论在范围和相关程度上都比图 3a 所给出的要弱得多。因此, 东亚-太平洋偶极子型比第一模态能更好地反映东亚和西太平洋地区经向风的变化。

4 结论

本文用统计分析方法, 研究了东亚-太平洋地区地面气压的主要模态及其与东亚副热带季风年际变率的关系, 得到以下主要结论:

(1) EOF 分析表明, 在亚洲大陆和北太平洋地区的 EOF 第一模态主要呈现出以南北向气压差异为主的特征, 而第二模态则表现出更明显的东西向气压差异。第二模态在总方差中所占比重也很重要, 略低于第一模态。第二模态的主要特征是: 在东亚地区与太平洋中纬度和副热带地区之间的气压场变化存在着反位相关系, 即当正中心出现在蒙古附近时, 负中心出现在中太平洋地区, 反之亦然。东亚-太平洋偶极子 (APD) 的变化, 在冬季主要反映了蒙古高压和太平洋阿留申低压的异常状况, 而在夏季则主要反映蒙古低压和太平洋副热带高压的变化特征。

(2) 从 20 世纪 60 年代到 70 年代中期, APD 以负位相为主, 即表现为蒙古地区气压偏低、太平洋地区气压偏高, 这对应于东亚和西太平洋地区低层较强的南风或较弱的北风; 而从 20 世纪 70 年代后期到 90 年代, APD 以正位相为主, 即蒙古地区气压偏高、太平洋地区气压偏低, 这对应于东亚和西太平洋地区低层较强的北风或较弱的南风。

(3) APD 年际变率能够较好地反映冬季和夏季东亚副热带季风的年际异常。当冬季 APD 指数较高时, 冬季蒙古高压和太平洋阿留申低压较强, 东亚和西太平洋中纬度地区盛行异常北风, 对应着较强的东亚冬季风, 此时东亚中纬度地区冷空气活动更频繁, 华南地区准静止锋偏强。当夏季 APD 指数较高时, 则表示夏季蒙古低压和太平洋副热带高压偏弱, 东亚副热带和中纬度地区盛行异常北风, 对应着弱的东亚夏季风, 此时长江流域准静止锋偏强。

参考文献 (References)

- [1] 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 东亚季风. 北京: 气象出版社, 1991. 162~191
Chen L X, Zhu Q G, Luo H B, et al. *East Asian Monsoon* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1991. 162~191
- [2] 郭琪蕴. 东亚季风强度指数及其变化分析. 地理学报, 1983, 38(3): 207~217
Guo Q Y. The summer monsoon intensity index in East Asia and its variation. *Acta Geographica Sinica* (in Chinese), 38(3): 207~217
- [3] 施能, 朱乾根, 吴彬贵. 近 40 年东亚夏季风及我国夏季大尺度天气气候异常. 大气科学, 1996, 20(5): 575~583
Shi N, Zhu Q G, Wu B G. The East Asian summer monsoon in relation to summer large scale weather - climate anomaly in China for last 40 years. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1996, 20(5): 575~583
- [4] 祝从文, 何敏, 何金海. 热带环流指数与夏季长江中下游旱涝的年际变化. 南京气象学院学报, 1998, 21(1): 15~22
Zhu C W, He M, He J H. Interannual variability of a tropical circulation index and summer droughts / floods in the central and low valleys of the Changjiang River. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology* (in Chinese), 1998, 21(1): 15~22
- [5] 李崇银, 张利平. 南海夏季风特征及其指数. 自然科学进展, 1999, 9(6): 536~541
Li C Y, Zhang L P. Characteristics of summer monsoon in

- the South China Sea and its indices. *Progress in Natural Sciences (in Chinese)*, 1999, **9** (6): 536~541
- [6] Wu R G, Wang B. Interannual variability of summer monsoon onset over the western North Pacific and the underlying processes. *J. Climate*, 2000, **13**: 2483~2501
- [7] 孙秀荣, 陈隆勋, 何金海. 东亚海陆热力差异指数与东亚夏季风强度关系探讨. 见: 何金海等主编. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001. 96~108
Sun X R, Chen L X, He J H. Relationships of the thermal contrast index between land and ocean in East Asia to the intensity of East Asian summer monsoon. *Dates of Summer Monsoon Onset in the South China Sea and Monsoon Indices (in Chinese)*, He Jinhai et al, Eds. Beijing: China Meteorological Press, 2001. 96~108
- [8] 周兵, 何金海, 吴国雄, 等. 关于东亚副热带季风指数选择的讨论. 见: 何金海等主编. 南海夏季风建立日期的确定与季风指数. 北京: 气象出版社, 2001. 111~117
Zhou B, He J H, Wu G X, et al. Discussion on choices of East Asian subtropical monsoon indices. *Dates of Summer Monsoon Onset in the South China Sea and Monsoon Indices (in Chinese)*, He Jinhai et al, Eds. Beijing: China Meteorological Press, 2001. 111~117
- [9] 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. 气象学报, 2003, **61**(5): 559~568
Zhang Q Y, Tao S Y, Chen L T. The interannual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 2003, **61** (5): 559~568
- [10] 郭琪蕴. 东亚冬季风的变化与中国气温异常的关系. 应用气象学报, 1994, **5**(2): 218~225
Guo Q Y. Relationship between the variations of East Asian winter monsoon and temperature anomalies in China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese)*, 1994, **5** (2): 218~225
- [11] 孙柏民, 孙淑清. 东亚冬季风异常及其影响的统计研究. 见: 何金海主编. 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 1996. 108~114
Sun B M, Sun S Q. A statistical study on the influence of Asian winter monsoon. *The Recent Advances in Asian Monsoon Research (in Chinese)*, He Jinhai, Ed. Beijing: China Meteorological Press, 1996. 108~114
- [12] 王会军, 姜大膀. 一个新的东亚冬季风强度指数及其强弱变化之大气环流场差异. 第四纪研究, 2004, **24**(1): 19~27
Wang H J, Jiang D B. A new East Asian winter monsoon intensity index and atmospheric circulation comparison between strong and weak composite. *Quaternary Sciences (in Chinese)*, 2004, **24** (1): 19~27
- [13] Jhun J G, Lee E J. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, 2004, **15**: 711~726
- [14] 施能, 杨永胜. 1873~1996 年东亚冬、夏季季风强度指数及其主要特征. 南京气象学院学报, 1998, **21**(2): 208~214
Shi N, Yang Y S. Main characteristics of East Asian summer/winter monsoon index for 1883~1996. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 1998, **21** (2): 208~214
- [15] Lu E, Chan J C L. A unified monsoon index for South China. *J. Climate*, 1999, **12**: 2375~2385
- [16] Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 1999, **401**: 360~363
- [17] 何金海, 张人禾, 谭言科, 等. 热带印度洋海温异常的变率特征分析. 见: 巢纪平, 李崇银, 陈英仪等编, ENSO 循环机理和预测研究. 北京: 气象出版社, 2003. 279~293
He J H, Zhang R H, Tan Y K, et al. Analysis on characteristics of anomalous sea temperature variability in the Indian Ocean. *Study on Mechanism and Prediction of ENSO Cycle (in Chinese)*, Chao J P, Li C Y, Chen Y Y, et al, Eds. Beijing: China Meteorological Press, 2003. 279~293
- [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] Thompson D W J, Wallace J M. Regional climate impacts of the Northern Hemisphere annular mode. *Science*, 2001, **293**: 85~89
- [20] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77**: 437~471
- [21] 赵平, 孙健, 周秀骥. 1998 年春夏南海低空急流形成机制研究. 科学通报, 2003, **48**(6): 623~627
Zhao P, Sun J, Zhou X J. Mechanism of formation of low level jets in the South China Sea during spring and summer of 1998. *Chinese Science Bulletin*, 2003, **48** (2): 1265~1270