

夏季亚洲-太平洋遥相关季节演变 与大气环流和降水^{* 1}

章 颖¹ 赵 平^{1,2}

ZHANG Ying¹ ZHAO Ping^{1,2}

1. 中国气象科学研究院灾害性天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 国家气象信息中心, 北京, 100081

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *National Meteorological Information Center, Beijing 100081, China*

2011-12-10 收稿, 2012-03-26 改回.

Zhang Ying, Zhao Ping. 2012. Seasonal evolutions of the summer Asian-Pacific teleconnection and associated atmospheric circulation and rainfall. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(5): 1055-1063

Abstract Using the 1981–2007 daily atmospheric reanalysis data and rainfall data as well as statistical analysis methods, the summer (May to September) atmospheric teleconnection over the Asian-Pacific region is investigated, and the seasonal variation of this teleconnection and its links with the Asian-Pacific atmospheric circulation and the Asian monsoon rainfall are analyzed. The results show an extratropical teleconnection between Asia and the North Pacific in the daily upper tropospheric temperature disturbance in May to September, similar to the Asian-Pacific Oscillation (APO). On the seasonal scales, when the upper troposphere is warmer in the midlatitudes of the Asian continent, it is colder-than-normal in the midlatitudes of the North Pacific, and vice versa. This out-of-phase varying feature in the upper-tropospheric temperature between Asia and the Pacific also occurs in the middle and lower layers of the troposphere and the lower stratosphere. The APO index not only indicates the varying features of summer extratropical zonal thermal contrast between Asia and the Pacific but also better reflects the variability of the summer meridional thermal contrast between Asia and tropical Indian Ocean. The largest APO index often occurs in middle July to early August and tended to occur earlier from 1981 to 2007. When the summer APO index is high (low), the upper-tropospheric South Asian High in the Asian continent and the underlying low pressure system are strong (weak) and the subtropical North Pacific high is strong (weak) and shifts its location northwards (southwards). The upper-tropospheric tropical easterly wind jet and the lower-tropospheric southwesterly winds are strong (weak) over the Asia-Africa region. The precipitations increase (decrease) in a large region from India to southern China and in northern China as well as over northeastern Asia.

Key words Asian-Pacific Oscillation (APO), Atmospheric circulation, Precipitation, Seasonal variation

摘 要 利用 1981—2007 年逐日大气再分析资料和降水资料以及统计分析方法, 研究了夏季(5—9 月)亚洲与太平洋区域的大气遥相关, 并分析了其季节演变与夏季亚洲-太平洋大气环流和亚洲季风区降水的联系。结果表明: 在 5—9 月逐日对流层上层扰动温度场上, 亚洲与北太平洋中纬度存在着类似于亚洲-太平洋涛动的遥相关现象, 即在季节尺度上, 当亚洲大陆中纬度对流层上层偏暖时, 北太平洋中纬度对流层上层偏冷, 反之亦然; 亚洲与太平洋对流层上层温度的反位相变化特征也出现在对流层中下层和平流层低层。亚洲-太平洋涛动指数不仅可以指示夏季亚洲与太平洋中纬度纬向热力差异的变化特征, 也可以较好地指示亚洲与热带印度洋经向热力差异的变化特征。亚洲-太平洋涛动指数最大值常出现在 7 月中旬到 8 月初, 并

* 资助课题: 国家国际科技合作专项(2011DFG23450)、国家重点基础研究发展计划(2009CB421404)。

作者简介: 章颖, 主要从事气候学研究。E-mail: zhangy5506@163.com

通讯作者: 赵平, 主要从事气候学研究。E-mail: zhaop@cma.gov.cn

且从 1981 年到 2007 年该最大值出现时间有偏早趋势。当夏季亚洲-太平洋涛动指数偏高(低)时,亚洲大陆上空的南亚高压和其下方的亚洲大陆低压系统偏强(弱),太平洋副热带高压偏强(弱)并偏北(南),亚洲—非洲上空的热带东风急流和低层的西南风偏强(弱),从印度到中国华南的广大地区、中国华北以及东北亚等地降水偏多(少)。

关键词 亚洲-太平洋涛动, 大气环流, 降水, 季节变化

中图法分类号 P434⁺.4 P426.6

1 引言

夏季北半球遥相关及其对全球和区域气候的影响一直受到各国学者的关注,20 世纪 80 年代,Nitta (1987)和黄荣辉等(1988)注意到在东亚—西太平洋区域存在着太平洋-日本型(PJ)波列和东亚-太平洋(EAP)型波列。随后,Lau 等(1992,2002)提出夏季在东亚—北美存在着更大尺度的遥相关;Ding 等(2005)揭示了一个夏季环绕北半球的 5 波型遥相关,它与欧洲、印度、东亚和北美的降水异常有密切关系;赵平等(2006)指出,在亚洲-太平洋区域海平面气压场上存在着一个大尺度的反位相变化型,这种遥相关的异常变化与东亚季风相联系,称为东亚-太平洋偶极子;孙建奇等(2008)揭示了在海平面气压场上阿拉伯半岛与北太平洋存在反位相关系,即阿拉伯半岛-北太平洋涛动。上述研究主要是利用月或季节平均资料来分析不同区域之间气候年际和/或年代际异常的联系。

研究表明:月时间尺度或者更短的低频过程在持续性气候异常过程中起重要作用(Leith,1973;Dole,1986)。一些年际尺度遥相关型的触发、维持和消亡可以由发生在低频时间尺度的大气内在过程引起,甚至还可能与天气尺度过程有关(Feldstein,2000;Cash, et al,2001)。因此,采用逐日资料可以更好地研究这类更短时间尺度的快速变化过程对遥相关的影响。此外,Zhao 等(2012)检查了多个用月或季节平均资料定义的亚洲季风指数,指出尽管这些季风指数能够比较好地指示东亚季风和降水的年际和年代际变化特征,但是它们反映持续性降水天气过程的能力较弱,不能很好地指示大气环流和降水的天气尺度变化特征。因此,用逐日资料研究遥相关型和季风指数的逐日变化特征受到广泛关注。例如,Feldstein (2000,2002,2003)用主成分分析方法,研究了逐日 300 hPa 位势高度场遥相关特征,指出在逐日资料上大气环流依然存在着类似于太平洋北美型、北大西洋涛动型和西太平洋的遥相关型,并

且分析了瞬变涡动通量在太平洋北美型环流演变过程中的重要性,以及非线性过程和小于 10 d 的高频瞬变波动在北大西洋涛动产生和维持中的动力过程。Hines 等(2002)通过定义 8 月逐日西太平洋涛动指数来探讨它在季节内尺度上的位相演变和强度变化特征。Kawamura 等(2006)利用逐日 850 hPa 位势高度定义太平洋-日本型指数,并研究了夏季西北太平洋台风活动对太平洋-日本型遥相关型的影响,发现:太平洋-日本型波列的形成是伴随着由 1 到 2 次气旋这种天气尺度的对流活动产生的热源激发出的罗斯贝波列产生的。Song 等(2009)利用旋转自然正交方法研究了太平洋北美型和北大西洋涛动型在逐日 300 hPa 位势高度场上的存在性以及它们的联系。这些研究为加深理解遥相关型的特征、演变过程和形成机理提供了新的思路。

Zhao 等(2007,2010)利用再分析资料和数值模拟结果指出,夏季亚洲大陆与太平洋中纬度对流层扰动温度存在一个大尺度的遥相关,即当亚洲大陆对流层偏暖(冷)时,北太平洋对流层偏冷(暖),其变率被称为亚洲-太平洋涛动(APO)。亚洲-太平洋涛动指数的季节转换与 500 hPa 热力差异的季节转换以及东亚季风的季节变化有很好的一致性(何金海等,2010)。夏季亚洲-太平洋涛动具有年际、年代际和百年际的多尺度变化特征,其异常变化对南亚、东亚季风环流和降水、西太平洋台风活动有重要影响(Zhao, et al,2007,2011;周波涛等,2008;邹燕等,2009;钱维宏等,2011;Tan, et al, 2011)。那么,在季节尺度上亚洲-太平洋涛动变率是否也能指示亚洲季风区主要大气环流和降水的变化特征呢?为了回答这个问题,利用逐日再分析资料研究亚洲-太平洋涛动型遥相关的季节演变特征,及其与亚洲—太平洋区域大气环流和亚洲季风区降水的关系。

2 资料和方法

所用的资料有:1981—2007 年共 27 年美国 NCEP 逐日再分析资料(Kalnay, et al, 1996),

1981—2002 年共 23 年 ERA-40 逐日再分析资料 (Uppala, et al, 2005), 日本气象厅气象研究所和综合地球环境学研究所的 APHRODITE 项目研制的 1981—2007 年亚洲季风区水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的逐日降水资料 (Yatagai, et al, 2009), 其覆盖范围为 0° — 55°N , 60° — 150°E 。本文所用的研究方法包括奇异值分解 (SVD)、经验正交函数 (EOF) 分析、相关分析和合成分析等方法。

3 亚洲-太平洋涛动的季节变化

依照 Zhao 等 (2007, 2010b) 做法, 用含面积权重的经验正交函数方法对 1981—2007 年每年夏季 (5 月 1 日—9 月 30 日) 欧亚—北太平洋地区 (0° — 90°N , 0° — 120°W) 逐日 300—200 hPa 扰动温度 (T') 时间距平场进行分析, 其中 $T' = T - \bar{T}$, T 是气温, $\bar{T}$ 是 T 的纬向平均。从每年的经验正交函数分析第 1 模态 (EOF1) 的方差贡献 (表 1) 可以看到, 大多数年份 EOF1 方差贡献都超过 20%, 其中有 8 年方差贡献值超过 30%, 1994 年最大为 39%, 2004 年最小为 13%; 而经验正交函数分析第 2 模态的方差贡献一般在 7% 到 11% 之间, 其中在 2004 年为 8.7%。对 27 年每一年, EOF1 特征向量所对应的

空间分布型具有一个共同特征, 都表现出在欧亚大陆与太平洋中纬度 T' 的反位相特征, 即欧亚大陆的广大地区及非洲北部为正值区, 负值主要出现在北太平洋中纬度, 图 1 给出了具有最大和最小方差贡献的 1994 和 2004 年的 EOF1 分布。

参考每年 EOF1 的正、负值位置, 分别用 25° — 55°N , 30° — 120°E 和 25° — 55°N , 150°E — 120°W 区域平均 300—200 hPa 的扰动温度值来指示亚洲与北太平洋的对流层中上层扰动温度。相关分析表明 (表 1): 这两个区域在 5—9 月扰动温度有明显负相关, 每年的相关系数为 -0.57 — -0.92 (超过 99.9% 统计置信度), 其中, 有 18 年的负相关系数超过 -0.8 , 最大负相关系数 -0.92 出现在 1994 年, 最小负相关系数 -0.57 出现在 2004 年。相关分析进一步证明了经验正交函数分析的结果, 即在 5—9 月的亚洲与太平洋中纬度对流层上层扰动温度之间存在着反位相变化关系, 并且这种反位相变化特征与在年际和年代际尺度扰动温度场上定义的亚洲-太平洋涛动 (Zhao, et al, 2010b, 2011) 相似, 因此, 本文也将这种遥相关现象称为亚洲-太平洋涛动, 并用 EOF1 时间系数来指示每年亚洲-太平洋涛动的变化特征, 称为亚洲-太平洋涛动指数 (I_{APO})。

表 1 5—9 月 300—200 hPa 平均扰动温度的 EOF1 方差贡献 (%) 及 5—9 月在欧亚 (25° — 55°N , 30° — 120°E) 与北太平洋 (25° — 55°N , 150°E — 120°W) 300—200 hPa 扰动温度的相关系数
Table 1 The variance contribution (%) of the EOF1 of 300—200 hPa mean T' during May—September and the correlation coefficient of the 300—200 hPa T' between Eurasia (25° — 55°N , 30° — 120°E) and the North Pacific (25° — 55°N , 150°E — 120°W) during May—September

年	方差贡献 (%)	相关系数	年	方差贡献 (%)	相关系数
1981	27	-0.84	1995	30	-0.85
1982	26	-0.85	1996	30	-0.90
1983	24	-0.73	1997	31	-0.82
1984	33	-0.86	1998	27	-0.85
1985	25	-0.70	1999	23	-0.64
1986	27	-0.86	2000	31	-0.85
1987	18	-0.71	2001	23	-0.80
1988	30	-0.86	2002	23	-0.78
1989	21	-0.84	2003	30	-0.90
1990	20	-0.76	2004	13	-0.57
1991	26	-0.88	2005	29	-0.80
1992	28	-0.88	2006	26	-0.74
1993	25	-0.84	2007	20	-0.79
1994	39	-0.92			

为了验证用 NCEP 再分析资料所得结果的客观性, 利用 1981—2002 年每年 ERA-40 逐日再分析温度资料重复了上述研究, 结果表明: ERA-40 的

EOF1 方差贡献为 17%—37%, 其中在 1994 年最大为 37%, 并且, EOF1 的特征向量所对应的空间型也表现出在欧亚与北太平洋中纬度对流层上层扰动温

度的反位相特征,这些特征与 NCEP 再分析资料得出的结果一致。

图 2a 给出了 1981—2007 年逐年 5—9 月 I_{APO} 变化特征,可以看到: I_{APO} 具有显著的季节变化特征,每年 I_{APO} 在 7 月中旬到 8 月初较大,而在春季和

初秋的值偏小;此外,从 1981 年到 2007 年, I_{APO} 大值出现的时间越来越早,在 20 世纪 80 年代 I_{APO} 最大值大约出现在第 209 天(7 月 28 日),而在 1998—2007 年最大值出现的时间提前了 20 天,出现在第 189 天(7 月 8 号)(图 2b)。

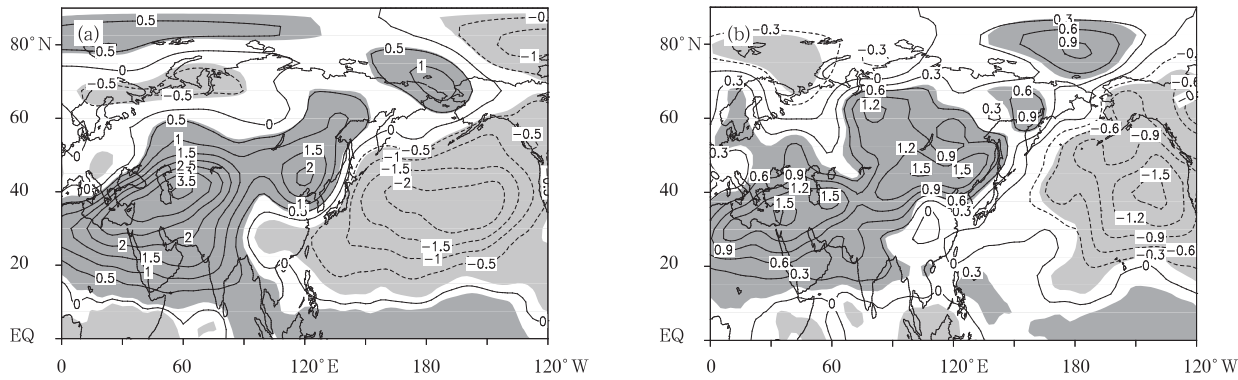


图 1 5—9 月 300—200 hPa 平均 T' 的 EOF1 模态($\times 0.01$)(a. 1994 年, b. 2004 年)
Fig. 1 EOF1 of the 300—200 hPa mean T' during May—September (a. 1994, b. 2004)

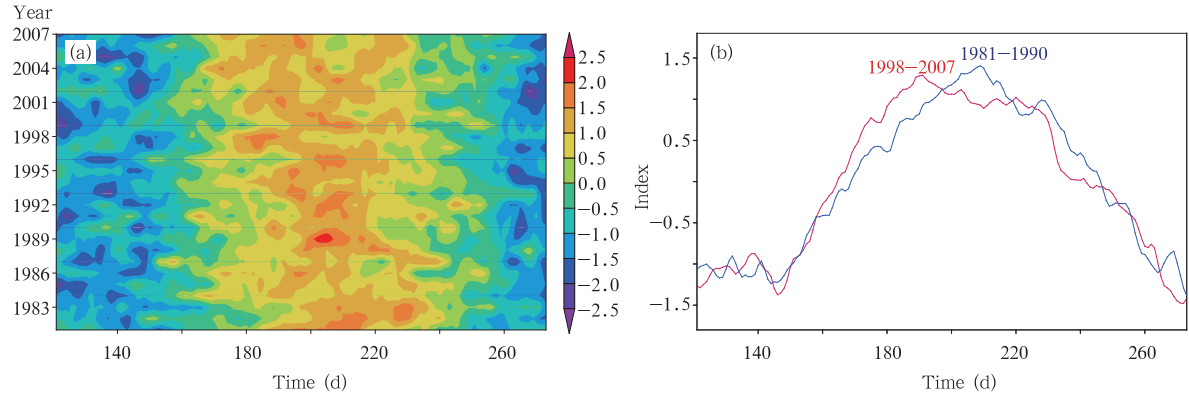


图 2 标准化 I_{APO} 时间变化
(a. 1981—2007 年 5—9 月 I_{APO} , b. 1981—1990 年平均(红色)和 1998—2007 年平均(蓝色) I_{APO} 变化曲线)
Fig. 2 Time series of the standardized I_{APO} (a. I_{APO} during May—September for 1981—2007;
b. temporal curves of the I_{APO} means over 1981—1990 (red line) and 1998—2007 (blue line))

在物理上, I_{APO} 可以用来表示夏季亚洲陆地与其周边海洋对流层上层温度之间热力差异的季节变化特征。当亚洲中纬度对流层上层温度偏高(低)时,中、东太平洋对流层上层温度偏低(高),热带印度洋对流层上层温度相对偏低(高)(图 1),对应着一个夏季偏强(弱)的亚洲与太平洋的对流层上层温度差异,以及偏强(弱)的亚洲与热带印度洋的对流层上层温度差异。进一步用逐日 NCEP 再分析资料计算 Sun 等(2010)用青藏高原地区(20° — 40° N, 60° — 100° E)与赤道印度洋地区(10° S— 10° N, 60° — 100° E)的 200—500 hPa 厚度之差定义的南亚经向热力差异指数(I_{SUN}),并分析了 5—9 月 I_{SUN} 与亚洲-

太平洋涛动的相关特征,结果表明:每年 5—9 月的 I_{SUN} 与同期的 I_{APO} 显著正相关,相关系数为 0.71—0.91(超过 99.9%统计置信度),因此, I_{APO} 也能够较好地指南亚地区的经向热力差异强度的季节变化,这也说明亚洲与太平洋纬向热力差异强度的季节变化和亚洲与热带印度洋的经向热力差异强度的季节变化有比较好的一致性。为了更好地理解亚洲-太平洋涛动季节变化的物理含义,按照前面定义的亚洲与太平洋区域,计算了这两个地区气温的相关系数。结果表明:每年 5—9 月亚洲与太平洋对流层 300—200 hPa 的气温有显著正相关,其相关系数为 0.56—0.87(超过 99.9%统计置信度),指示亚洲

与太平洋对流层上层气温的一种同步变化特征。在气温场上的这种正相关不同于亚洲与太平洋扰动温度(T')所表现出来的负相关特征。因此,这种亚洲与太平洋扰动温度的负相关特征可能反映了亚洲—太平洋区域大气某种大尺度波动的固有遥相关特征,是不同于气温场的季节变化特征。

4 亚洲-太平洋涛动异常与大气环流和降水

本文分析了1981—2007年逐年与亚洲-太平洋涛动季节变化相联系的大气环流和降水异常特征,并选择方差贡献最大的1994年和最小的2004年(表1)作为个例进行重点讨论。

4.1 1994年

与亚洲-太平洋涛动平均态的季节变化特征(图2)相似,1994年的 I_{APO} 从5月到盛夏呈上升趋势,随后呈现减小趋势;在第180天(6月29日)到第202天(7月21日), I_{APO} 的值超过1,并在第194天(7月13日)达到最大,为1.48(图略)。为了用合成方法研究与 I_{APO} 季节演变相关的大气环流和降水变化特征,基于1994年5—9月 I_{APO} 变化曲线,用大(小)于1(-1)的 I_{APO} 日作为高(低) I_{APO} 日。合成分

析表明(图略),在 I_{APO} 的高(低)日,扰动温度的正(负)值主要出现在欧亚大陆对流层上层,其正(负)值中心为 4°C (-5°C),而负(正)值主要出现在北太平洋对流层上层,其中心值为 -2.5°C (3°C)。因此,高(低) I_{APO} 指示着欧亚大陆中纬度对流层上层扰动温度偏高(低)和北太平洋中纬度对流层上层扰动温度偏低(高),说明高、低 I_{APO} 日有较好的对称性。

图3a给出了在1994年的高和低 I_{APO} 日合成的扰动温度沿 35°N 剖面。在该图中,显著的正异常主要出现在 30° — 140°E 的欧亚大陆上空150 hPa以下,其中心值超过 8°C ,而显著的负异常出现在 150°E — 130°W 的北太平洋上空150 hPa以下,负值中心为 -6°C ,这说明对流层上层的扰动温度反位相关系也出现在对流层中下层;在平流层低层,扰动温度在亚洲与太平洋之间也表现出大尺度的反位相变化关系,只是平流层的位相与对流层的正好相反,即在 0° — 90°E 为大范围的负异常,而在 150°E — 130°W 以正异常为主。此外,表面扰动温度也呈现出类似的反位相变化特征(图3b),即亚洲大范围地区扰动温度为正值,而在北太平洋地区以负值为主。

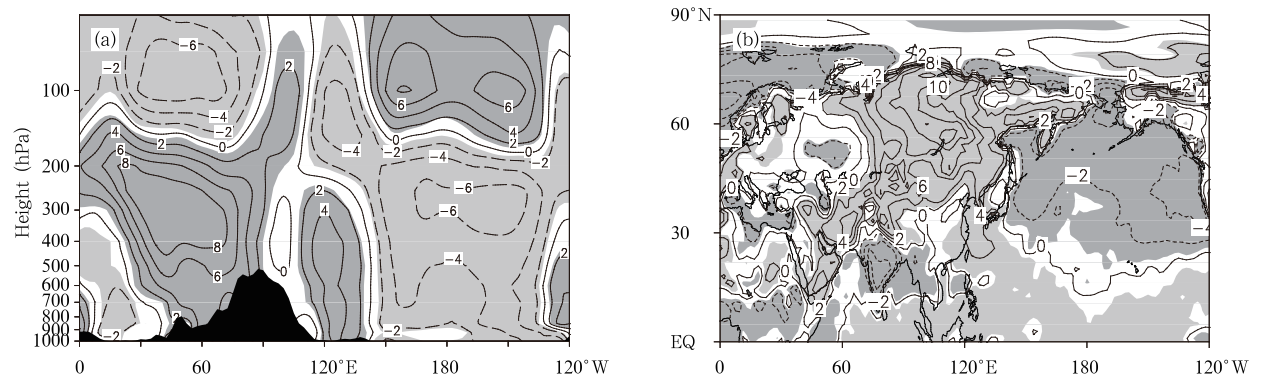


图3 1994年高和低 I_{APO} 日合成的(a)夏季扰动温度差值沿 35°N 剖面 and (b)扰动温度
(单位: $^{\circ}\text{C}$, 阴影区超过95%统计置信度)

Fig. 3 (a) The cross section of the composite difference of T' ($^{\circ}\text{C}$) between the high and low I_{APO} days along 35°N for the 1994 summer (shaded areas are significant at the 95% confidence level); and (b) as in (a) but for the horizontal distribution of the surface T' ($^{\circ}\text{C}$)

在100 hPa等压面(图4a)上,对高 I_{APO} 日而言,1664 dagpm等值线在南北方向上位于 15° — 45°N ,在东西方向上覆盖了从非洲到西太平洋的广大地区,其中心值达到1688 dagpm,对应着一个强大的南亚高压,而此时中太平洋地区为两个高压之间的低压槽;低 I_{APO} 日,南亚高压范围较小,1664 dagpm等值线在南北方向上仅位于 15° — 30°N ,在东西方向上只

覆盖了亚洲和西太平洋地区,其中心值不超过1672 dagpm,指示着一个偏东、偏南和偏弱的南亚高压。在合成的100 hPa流场差值图(图4b)上,亚洲中低纬度地区受异常反气旋控制,其两个异常环流中心分别位于 38°N , 60°E 和 45°N , 120°E 附近,该异常反气旋南部的异常东北风或东风盛行在从西北太平洋经东亚到北非的广大区域内。这些异常特

征指示高 I_{APO} 日时,南亚高压偏强且位置偏西和偏

北,位于亚洲和非洲上空的热带东风急流偏强。

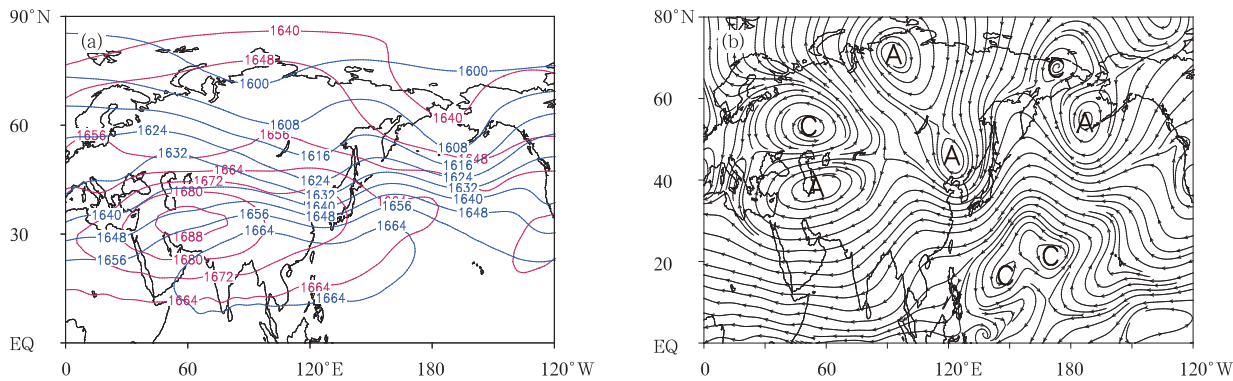


图 4 1994 年高(红线)和低(蓝线) I_{APO} 日合成的(a)100 hPa 位势高度场
(单位: dagpm)和(b)100 hPa 流场差值(C 和 A 分别指示异常气旋和反气旋环流中心)

Fig. 4 (a) Composite 100 hPa geopotential height (unit: dagpm) fields in the high (red) and low (blue) I_{APO} days for 1994, and (b) composite difference of the 100 hPa flow field between the high and low I_{APO} days for 1994 (C and A indicate positions of anomalous cyclonic and anticyclonic circulation centers, respectively)

图 5a 给出了 1994 年在高和低 I_{APO} 日合成的海平面气压场。高 I_{APO} 日,1005 hPa 等值线覆盖了 60°N 以南的亚洲大部分地区,在中东和印度半岛各有一个低值中心,其中心值在 1000 hPa 以下,1020 hPa 等值线覆盖了北太平洋中纬度 (27°—45°N, 166°E—130°W),其中心值达到 1025 hPa。低 I_{APO}

日,亚洲海平面气压值偏高,其中心值为 1005 hPa 左右,此时位于北太平洋高纬度的低压偏强,其中心值为 1005 hPa 左右,而 1020 hPa 等值线覆盖的北太平洋中纬度范围较小 (27°—37°N, 172°—130°E)。很显然,相对于低 I_{APO} 日,高 I_{APO} 日的亚洲低压更强,北太平洋副热带高压更强且位置偏北。

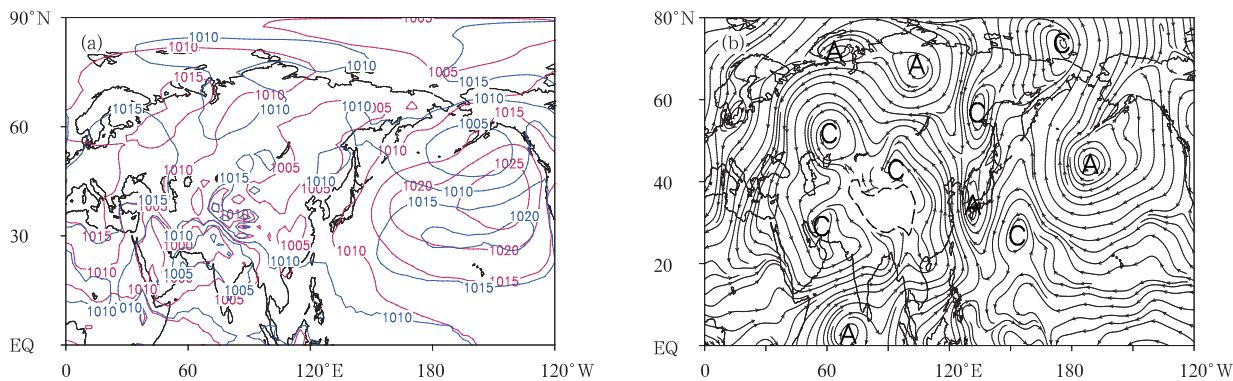


图 5 1994 年高(红线)和低(蓝线) I_{APO} 日合成的(a)海平面气压(单位: hPa)和(b)850 hPa 流场差值
(C 和 A 分别指示异常气旋和反气旋环流中心)

Fig. 5 (a) Composite sea level pressure (hPa) fields in the high (red) and low (blue) I_{APO} days; (b) composite difference of the 850 hPa flow field between the high and low I_{APO} days for 1994 (C and A indicate positions of anomalous cyclonic and anticyclonic circulation centers, respectively)

在高和低 I_{APO} 日合成的 850 hPa 风场差值图 (图 5b) 上,一个大范围的异常气旋性环流出现在东欧及亚洲中低纬度地区,其异常气旋中心分别位于中东、西亚和青藏高原北侧;异常西南风出现在从非

洲北部到中国南海的广大地区,异常偏南风盛行在东亚中高纬度地区。由于在夏季 850 hPa 平均环流图上,西南季风出现在非洲北部、南亚以及东亚地区,因此,在高 I_{APO} 日加强的低层异常西南风或南风

有助于亚洲—非洲夏季风环流加强,也有利于低层暖湿空气向季风区的输送。亚洲—太平洋涛动与大气环流系统在季节变化尺度上的上述联系与二者在年际、年代际尺度上的联系(Zhao, et al, 2007, 2011)有相似之处。

图 6 给出了 1994 年高和低 I_{APO} 日合成的降水差值,显著正差值出现在青藏高原南侧的印度半岛,中南半岛,中国华南、华北,以及东亚中纬度地区,其中,印度半岛大部分地区的正差值超过 5 mm/d,最大值约为 25 mm/d。相关分析进一步表明:5—9 月, I_{APO} 与印度半岛 (20° — 30° N, 70° — 85° E) 降水的相关系数达到 0.79 (超过 99.9% 统计置信度),与东亚中纬度 (35° — 50° N, 110° — 130° E) 降水的相关系数为 0.47 (超过 99.9% 统计置信度)。很显然,与亚洲—太平洋涛动变率相联系的中国东部降水异常型呈现出华南和华北降水偏多的分布型。

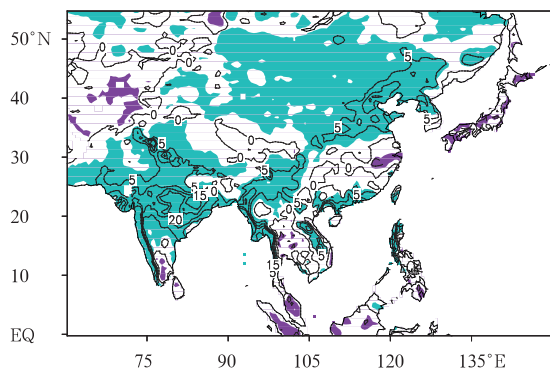


图 6 1994 年高和低 I_{APO} 日合成的降水差值
(蓝色和紫色阴影区分别指示超过 90% 统计置信度的正和负差值)

Fig. 6 Composite difference of the rainfall between the high and low I_{APO} days in 1994
(Blue and purple shaded areas are for the positive and negative differences that are significant at the 90% confidence level, respectively)

进一步对 1994 年 5—9 月亚洲—太平洋区域 (0° — 70° N, 0° — 120° W) 逐日 300—200 hPa 的扰动温度与亚洲区域 (0° — 55° N, 60° — 150° E) 逐日降水进行奇异值分解。降水和扰动温度的奇异值分解第 1 模态方差贡献分别为 61% 和 44%, 并且, 第 1 对模态的方差贡献达到 85%, 它们的时间系数的相关系数为 0.91 (通过 99.9% 统计置信度)。扰动温度场的奇异值分解第 1 模态表现为亚洲与太平洋中纬

度的反位相关系(图略),与图 1a 给出的亚洲—太平洋涛动特征一致;在降水场的奇异值分解第 1 模态的分布(图略)上,正值位于印度,中南半岛,中国华南、华北和东北等地,也与图 6 给出的降水异常分布特征基本一致。这说明在季节变化尺度上,当欧亚中纬度对流层扰动温度偏高和北太平洋对流层扰动温度偏低时,从印度半岛经中南半岛到中国华南的大范围地区以及东亚中纬度地区的降水偏多,进一步支持了前面的合成分析结果。

4.2 2004 年

对具有最小 EOF1 方差贡献的 2004 年(表 1)进行了类似分析。图 7a 给出了在 2004 年高和低 I_{APO} 日合成的扰动温度沿 35° N 的剖面,从图中可以看到:正和负异常分别出现在欧亚大陆和中、东太平洋的对流层中,而在平流层低层出现的是相反位相的遥相关型,这些特征与图 3a 的类似。在合成的 100 hPa 流场差值图(图 7b)上,欧亚上空有 2 个异常反气旋环流中心,分别位于中东 (38° N, 45° E) 和贝加尔湖北 (60° N, 115° E),在异常反气旋环流中心南侧的异常东北风或东风盛行在从西太平洋经过亚洲一直到非洲的大部分地区,指示着这些地区上空的热带东风急流偏强。在合成的 850 hPa 流场差值图上(图 7c),欧亚大陆主要受异常气旋性环流控制,其异常中心位于南亚和东亚,异常的西南风或南风盛行在从北非经过南亚到中国东部的广大地区,有助于这些地区西南季风加强。很明显,这些异常大气环流特征与 1994 年的基本一致,这说明即使在 EOF1 方差贡献最小的 2004 年,与亚洲—太平洋涛动异常相关联的大气环流季节变化特征也与 1994 年的相似。相应于 2004 年大气环流的变化特征,亚洲降水显著异常,从 2004 年高和低 I_{APO} 日合成的降水分布(图 7d)可见,显著正差值降水出现在从印度半岛到中国长江以南的广大地区,中国华北及东北亚等地,其中心值超过 15 mm/d。5—9 月, I_{APO} 与印度降水的相关系数为 0.49,与东亚中纬度地区降水的相关系数为 0.36 (超过 99.9% 统计置信度),2004 年亚洲—太平洋涛动与亚洲降水的这种关系也是与 1994 年的关系相似。

4.3 其他年份

对 1981—2007 年的其他年份进行的类似分析,得到了相似结果,即在季节变化尺度上,当亚洲—太平洋涛动指数偏高(低)时,亚洲上空的南亚高压偏

强(弱),非洲和亚洲上空的热带东风急流偏强(弱),对流层低层的亚洲大陆低压系统偏强(弱),非洲—亚洲季风区西南风偏强(弱)。同时, I_{APO} 与印度降水存在显著正相关,其中有26年 I_{APO} 与印度降水的相关系数超过0.32(通过99.9%统计置信度),有1年为0.19(通过95%统计置信度);显著正相关系数

也存在于 I_{APO} 与东亚中纬度降水之间,其中有25年相关系数超过0.19(95%统计置信度)(有14年相关系数超过0.32),另外2年的相关系数在0.16—0.19(超过90%统计置信度)。这些结果说明亚洲-太平洋涛动确实能够比较好地指示印度和东亚降水的季节变化特征。

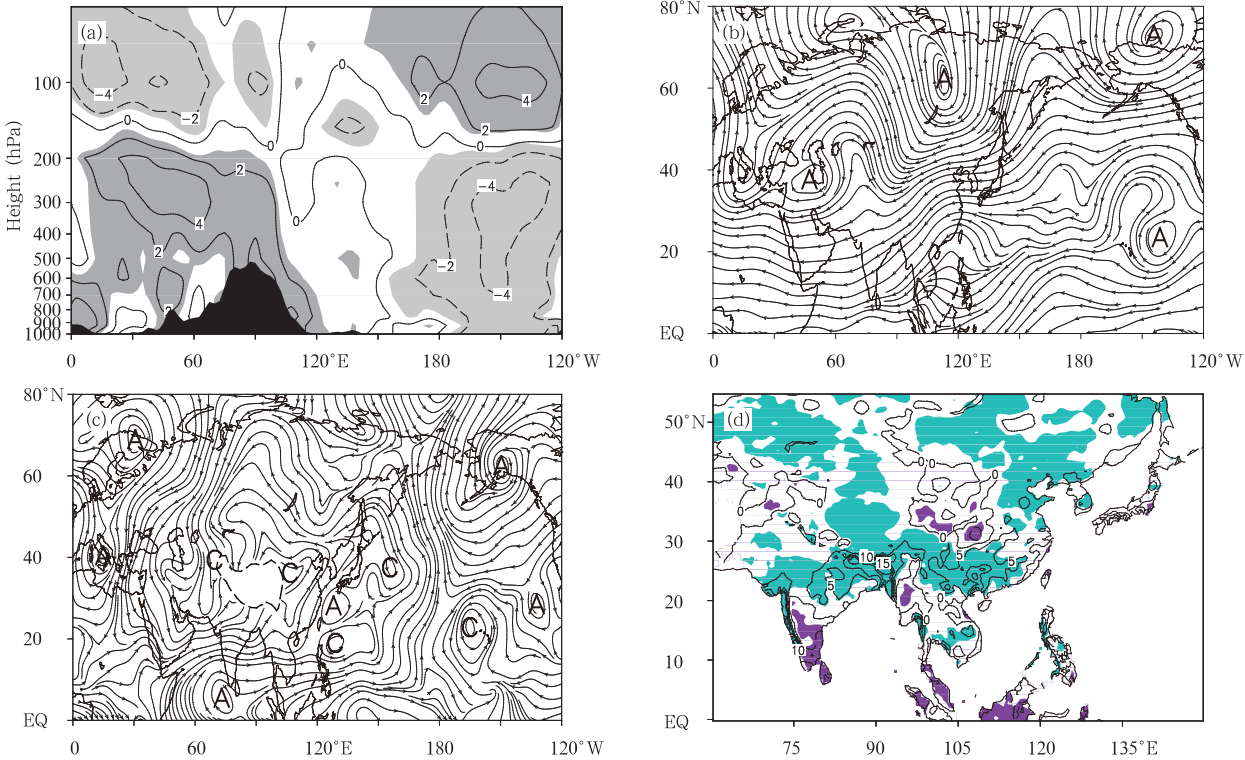


图7 2004年高和低 I_{APO} 日合成的(a)扰动温度(°C)差值沿35°N剖面(阴影区超过95%统计置信度)、(b)100 hPa 流场差值、(c)850 hPa 流场差值以及(d)降水差值(mm/d) (蓝色和紫色阴影区分别指示超过90%统计置信度的正和负差值)

Fig.7 (a) The cross-section of the composite difference of T' (°C) between the high and low I_{APO} days along 35°N in 2004 (the shaded for the values that are significant at the 95% confidence level); (b) as in (a) but for the 100 hPa flow field; (c) as in (a) but for the 850 hPa flow field; and (d) as in (a) but for the rainfall field (blue and purple shaded areas are respectively for the positive and negative values that are significant at the 90% confidence level)

5 结论和讨论

利用1981—2007年逐日大气再分析资料、降水资料以及统计分析方法,研究了亚洲与太平洋区域大气遥相关季节变化特征,以及与之相关联的亚洲—太平洋区域大气环流和降水异常,结果表明:

(1)经验正交函数分解和相关分析显示,5—9月亚洲与北太平洋中纬度对流层扰动温度存在着明显的反位相变化关系,即当亚洲大陆中纬度对流层偏暖(冷)时,北太平洋中纬度对流层偏冷(暖),这种

遥相关也出现在平流层低层,但是,其位相与对流层的相反。这种季节尺度上的遥相关特征与年际和年代际尺度上的亚洲-太平洋涛动现象一致,仍然称之为亚洲-太平洋涛动,并且可以用经验正交函数分解第1模态的时间系数来指示亚洲-太平洋涛动的季节演变特征。亚洲-太平洋涛动指数最大值一般出现在7月中旬到8月初,并且,从1981年到2007年亚洲-太平洋涛动指数最大值出现的时间趋于偏早。

(2)亚洲-太平洋涛动指数季节变化既可以反映夏季亚洲与太平洋中纬度对流层温度的纬向热力差

异的季节变化特征,也可以比较好地指示亚洲与热带印度洋的经向热力差异的季节变化特征,这也说明亚洲与其周边海洋上空对流层的纬向和经向热力差异季节变化有比较好的一致性。在季节尺度上,当亚洲-太平洋涛动指数偏高(低)时,亚洲上空的南亚高压和其下方的亚洲大陆低压系统偏强(弱),太平洋副热带高压偏强(弱)偏北(南),亚洲—非洲上空的热带东风急流和低层的西南风偏强(弱),有助于亚洲—非洲西南季风和在水汽输送加强(减弱),于是从印度到中国华南的广大地区、中国华北以及东北亚等地降水偏多(少)。

参考文献

- 何金海, 祁莉, 刘丹妮等. 2010. 东亚大气环流由冬向夏的转变时间及其特征. *气象科学*, 30(5): 591-596
- 黄荣辉, 李维京. 1988. 夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚上空副热带高压的影响及其物理机制. *大气科学*, 12(增刊 1): 107-116
- 钱维宏, 朱亚芬, 汤帅奇. 2011. 重建千年东亚夏季风干湿分布型指数. *科学通报*, 56(25): 2075-2082
- 孙建奇, 袁薇, 高玉中. 2008. 阿拉伯半岛-北太平洋型遥相关及其与亚洲夏季风的关系. *中国科学 (D 辑): 地球科学*, 38(6): 750-762
- 赵平, 张人禾. 2006. 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. *大气科学*, 30(2): 307-316
- 周波涛, 崔绚, 赵平. 2008. 亚洲-太平洋涛动与西北太平洋热带气旋频数的关系. *中国科学 (D 辑): 地球科学*, 38 (1): 118-123
- 邹燕, 赵平. 2009. 夏季亚洲-太平洋涛动与中国近海热带气旋活动的关系. *气象学报*, 67(5): 708-715
- Cash B A, Lee S. 2001. Observed nonmodal growth of the Pacific-North American teleconnection pattern. *J Climate*, 14 (6): 1017-1028
- Ding Q H, Wang B. 2005. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer. *J Climate*, 18: 3484-3505
- Dole R M. 1986. Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Structure. *Mon Wea Rev*, 114(1): 178-207
- Feldstein S B. 2000. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns. *J Climate*, 13(24): 4430-4440
- Feldstein S B. 2002. Fundamental mechanisms of the growth and decay of the PNA teleconnection pattern. *Quart J Roy Meteor Soc*, 128(581): 775-796
- Feldstein S B. 2003. The dynamics of NAO teleconnection pattern growth and decay. *Quart J Roy Meteor Soc*, 129(589): 901-924
- Hines K M, Bromwich D H. 2002. A pole to pole west Pacific atmospheric teleconnection during August. *J Geophys Res*, 107 (D18): 4359, doi: 10.1029/2001JD001335
- Lau K M. 1992. East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J Meteor Soc Japan*, 70(1B): 211-241
- Lau K M, Weng H Y. 2002. Recurrent teleconnection patterns linking summertime precipitation variability over East Asia and North America. *J Meteor Soc Japan*, 80(6): 1309-1324
- Leith C E. 1973. The standard error of time-average estimates of climatic means. *J Appl Meteor*, 12(6): 1066-1069
- Nitta T. 1987. Convective activities in the tropical Western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J Meteor Soc Japan*, 65(3): 373-390
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77(3): 437-471
- Kawamura R, Ogasawara T. 2006. On the role of typhoons in generating PJ teleconnection patterns over the Western North Pacific in late summer. *SOLA*, 2: 37-40
- Song J, Li C Y, Zhou W, et al. 2009. The linkage between the Pacific-North American teleconnection pattern and the North Atlantic oscillation. *Adv Atmos Sci*, 26(2): 229-239
- Sun Y, Ding Y H, Dai A G. 2010. Changing links between South Asian summer monsoon circulation and tropospheric land-sea thermal contrasts under a warming scenario. *Geophys Res Lett*, 37: L02704, doi: 10.1029/2009GL041662
- Tan L, Cai Y, An Z, et al. 2011. Climate patterns in north central China during the last 1800 yr and their possible driving force. *Clim Past*, 7(3): 685-692
- Uppala S M, Kållberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 131(612): 2961-3012
- Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. 2009. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *SOLA*, 5: 137-140
- Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. 2007. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. *Climate Dyn*, 29(2-3): 293-303
- Zhao P, Cao Z H, Chen J M. 2010. A summer teleconnection pattern over the extratropical Northern Hemisphere and associated mechanisms. *Climate Dyn*, 35(2-3): 523-534
- Zhao P, Yang S, Wang H J, et al. 2011. Interdecadal relationships between the Asian-Pacific Oscillation and summer climate anomalies over Asia, North Pacific, and North America during a recent 100 years. *J Climate*, 24(18): 4793-4799
- Zhao P, Zhu Y N, Zhang Q. 2012. A summer weather index in the East Asian pressure field and associated atmospheric circulation and rainfall. *Int J Climatol*, 32(3): 375-386, doi: 10.1002/joc.2276