科学通报 2009 年 第 54 卷 第 1 期: 85 ~ 92
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

江淮梅雨建立的年际变化及其前期强影响信号分析

汪靖[①②], 何金海[①], 刘宣飞[①], 吴彬贵[②]

① 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044;
② 天津市气象台, 天津 300074
E-mail: nuistwangjing@163.com

2008-08-04 收稿, 2008-10-07 接受
天津市应用基础及前沿技术研究计划(编号: 08JCYBJC10300)和北京区域气象中心科技创新基金(批准号: BRMCCJ200705)资助项目

Wang J, He J H, Liu X F, et al. Interannual variability of the Meiyu onset over Yangtze-Huaihe River Valley and analyses of its previous strong influence signal. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(4): 687—695, doi: 10.1007/s11434-008-0534-8

摘要 江淮梅雨建立具有显著的年际变化特征. 利用 NCEP/NCAR 再分析数据集以及 NOAA 提供的全球射出长波辐射和扩展重建海温等资料研究了梅雨建立的年际变化及其前期强影响信号, 并探讨了该信号影响梅雨建立年际变化的可能机制. 结果表明, 前期中太平洋 ENSO(CP-ENSO)事件是影响梅雨建立年际变化的强信号, 该信号具有较好的短期气候预测准确率和实用性. 当前期冬季 2 月和春季呈现 CP-ENSO 暖(冷)位相时, 梅雨建立最有可能偏晚(早). CP-ENSO 主要是通过 EAP(或 JP)遥相关型影响梅雨建立, 其中位于热带西北太平洋的反气旋环流起着重要作用. CP-ENSO 暖(冷)位相年, 热带暖湿气流向江淮流域输送偏晚(早), 赤道附近的中太平洋地区海温产生正(负)异常, 通过海气相互作用, 使得西太平洋副高北跳和印度西南季风建立偏晚(早), 东亚上空大气环流由春到夏的季节性转换因而偏晚(早). 大气环流季节性转换和热带暖湿气流向江淮流域输送偏早(晚)是江淮梅雨建立偏早(晚)的主要原因.

关键词
江淮流域
梅雨建立
年际变化
前期强影响信号
中太平洋 ENSO

我国位于欧亚大陆东南部, 濒临宽广的西太平洋和南海, 具有“世界屋脊”之称的青藏高原. 受这种海陆分布和高原地形的影响, 我国成为著名的亚洲季风气候区, 亚洲大气环流季节性转变的特征显著. 江淮流域的梅雨(Meiyu)是东亚夏季风向北推进进程中特有的雨季[1~3], 是东亚大气环流由晚春到初夏季节性转换的产物[4], 此时江淮流域常会出现连阴雨天气, 在气候上表现为高湿多云, 风力较小, 日照时数少. 梅雨在日本被称为Baiu, 在韩国被称为Changma, 梅雨也是这两个国家短期气候预测的重要内容, 日本和韩国对此也开展了许多有意义的研究[5~8].

江淮梅雨建立的早晚和梅雨量的大小密切相关. 徐海明等人[9]和魏凤英等人[10]的研究指出, 梅雨量的大小和梅雨建立的早晚存在显著的反相关关系. 梅雨量的大小又和江淮流域的旱涝存在着密切的联系[11], 因此对江淮梅雨建立早晚的预测研究有助于防灾减灾工作的部署, 具有重要的社会和经济意义.

鉴于上述研究的重要性, 中国气象工作者对江淮梅雨建立年际变化的问题进行了广泛的研究[12~18]. 研究结果表明, 江淮梅雨建立的年际变化与赤道中东太平洋、北大西洋、西太平洋暖池(以下简称暖池)以及马斯克林群岛附近的海温异常有一定联系. 但是, 前人的研究存在资料时间序列长度偏短和研究不够细致深入等问题. 譬如说, 赵振国[13]指出, 厄尔尼诺年江淮梅雨建立偏晚. 但是, Niño海区可以分为Niño 1+2, Niño 3 和Niño 4 区, 每个海区海温异常对梅雨建立早晚的影响程度可能不一样. 所以, 从短期气候预测的角度考虑, 我们需要在前人研究的基础上利用年代更长的气象资料来寻找梅雨建立年际变化的前期强影响信号, 并对此信号进行更细致地分析研究, 以提高其

短期气候预测的准确率. 上述这些便是本文的研究目的和动机, 通过开展这些研究, 为梅雨建立年际变化的短期气候预测提供有意义的参考依据.

1 资料

本文所采用的资料为(1) NCEP/NCAR再分析数据集[19], 水平分辨率为 2.5°×2.5°, 垂直方向分为 17 层; (2) 美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供的全球射出长波辐射(OLR)资料[20]和扩展重建海温(ERSST)资料[21], 水平分辨率分别为 2.5°×2.5°和 2.0°×2.0°; (3) NOAA气候预测中心(CPC)提供的南方涛动指数(SOI)以及Niño 1+2, Niño 3 和Niño 4 区海温资料, 资料来源于http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/List.

2 江淮梅雨建立的年际变化特征

周曾奎[22]的研究指出, 江苏省气象台梅雨建立的划定标准充分考虑了东亚大气环流的季节性转换, 是一种较合理的江淮梅雨建立划定标准. 其具体的划定标准为 5~6 月份, 500 hPa印度加尔各答稳定西风结束, 出现东西风相间以后, 同时连续 3 d达到如下指标可以确定梅雨建立: (1) 120°E西太平洋副热带高压(以下简称副高)脊线位置≥20°N; (2) 115°, 120°和 125°E 588 线平均位置≥25°N(或 115°, 120°和 125°E 584 线平均位置≥30°N, ≤35°N); (3) 500 hPa等压面上, 120°E处–8℃等温线位置≥35 ℕ. 为此, 我们根据江苏省气象台划定的梅雨建立日期[23]1)计算出 1954~2007 梅雨平均建立日期为 6 月 18 日, 并给出了梅雨建立日期距平的年际变化曲线(图 1). 由图 1 可见, 梅雨建立最早的年份是 1956 年(6 月 3 日),

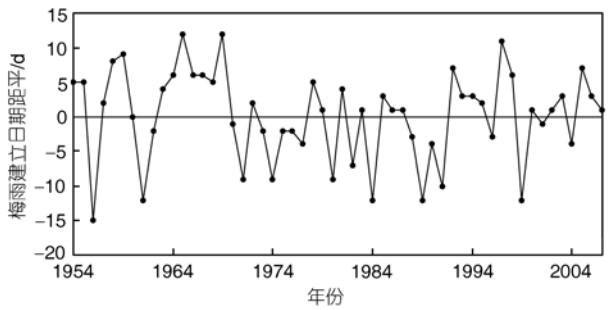

图 1 1954~2007 年江淮梅雨建立日期距平的年际变化曲线 1)

水平实线表示梅雨建立的平均日期

最晚的年份是 1965 和 1969 年(均为 6 月 30 日), 最早年与最晚年梅雨建立日期相差近一个月. 由此可见, 江淮梅雨建立具有明显的年际变化特征.

3 江淮梅雨建立年际变化的前期强影响信号分析

研究表明[24], 大范围大气环流异常和海温、积雪和土壤水份含量等外界强迫因子异常有关, 其中与海温异常的关系更为紧密. 为此, 我们从海温这个重要的外界强迫因子出发, 来寻找前期(冬季和春季)梅雨建立年际变化的强影响信号. 图 2 给出梅雨建立日期序列与前期冬季(12 月到次年 2 月)和春季(同年 3 月到 5 月)海温的时滞相关. 由图 2(a)可见, 主要显著相关区域分布在如下几个区域: 低纬中太平洋地区(165°E~140°W, 10°S~10°N附近)存在一个以赤道为轴的南北方向对称的大范围舌状显著正相关区; 菲律宾以东的暖池存在显著负相关区; 澳大利亚东面及南面的南太平洋中部存在显著负相关区; 巴西东南的南大西洋中部存在一显著负相关区. 上述区域相关系数绝对值的最大值均大于 0.4, 通过了 0.01 的信度检验. 到了春季(图 2(b)), 上述大范围舌状显著正相关区仍然稳定维持, 但暖池的负相关区缩小, 相关强度减小; 南大西洋中部海区相关强度减小; 南美洲北部的赤道大西洋附近出现了显著正相关区域, 相关系数最大值为 0.3. 综合图 2 可见, 相关系数空间分布最广、持续时间最长, 相关强度最强的是赤道中太平洋地区海温, 可以认为它是梅雨建立年际变化的前期强影响信号: 当前期赤道中太平洋地区海温偏高时, 梅雨建立偏晚; 反之偏早.

海洋与大气是耦合的, El Niño/La Niña 与发生在赤道附近的南方涛动(SO)现象有密切的联系, 这种海-气耦合系统被称为 ENSO. 图 3 给出了梅雨建立日期序列与前期冬、春季 SOI 的标准化时间序列. 可以看出, 梅雨建立日期与前期冬、春季 SOI 呈现相反的变化趋势, 计算梅雨建立日期与前期冬、春季 SOI 的相关系数分别为–0.44 和–0.33, 均通过了 0.05 的统计信度, 表明梅雨建立的年际变化与前期 SO 也存在着显著的相关关系.

然而, 值得指出的是, 近年来关于 ENSO Modoki 事件(Modoki 是日本用语, 表示“相似而不一样”)

1) 文献[23]仅给出 1954~2005 年的梅雨建立日期, 根据江苏省气象台的划定标准, 我们划定了 2006 年和 2007 年的梅雨建立日期分别为 6 月 21 日和 6 月 19 日

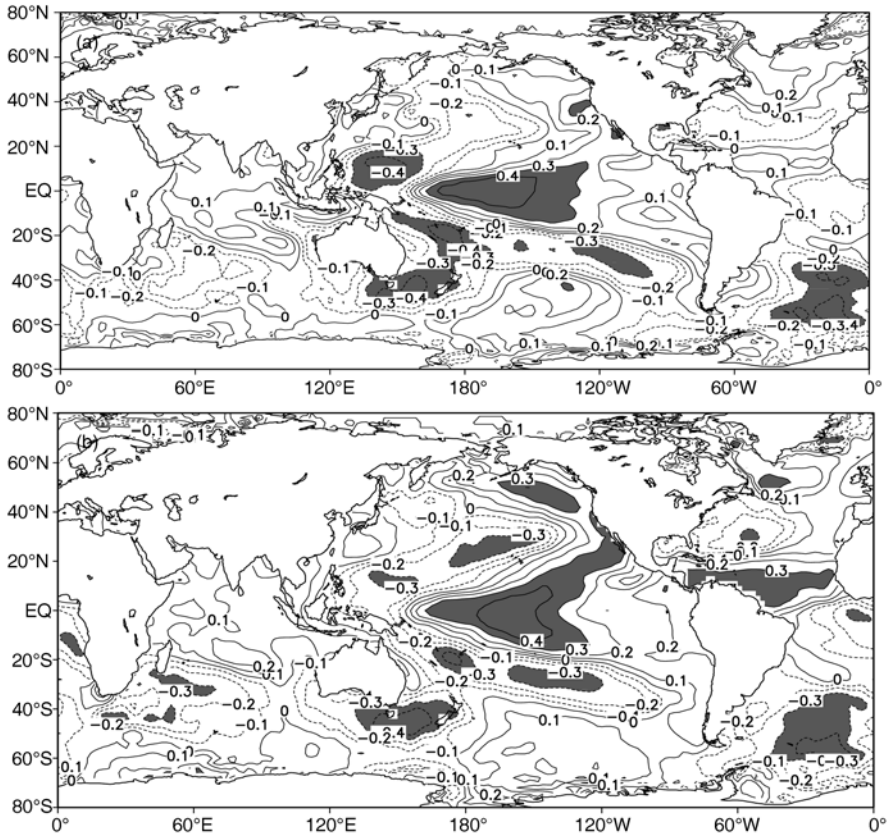

图 2　江淮梅雨建立日期序列与前期冬季(a)和春季(b)海温的时滞相关

阴影表示通过 0.05 的统计信度

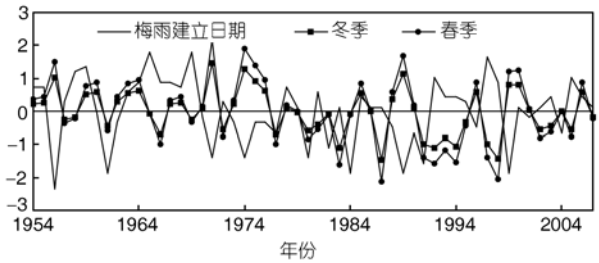

图 3　1954~2007 年江淮梅雨建立日期以及前期冬季和春季 SOI 的标准化时间序列

的研究表明[25,26]，ENSO Modoki事件与传统ENSO事件存在着显著的差别. El Niño Modoki事件是指赤道中太平洋海温异常偏高，而其两侧的赤道东太平洋及西太平洋部分区域(主要是暖池区)海温相对较冷; La Niña Modoki事件出现时情况则相反. El Niño Modoki事件和La Niña Modoki事件统称为ENSO Modoki事件. 根据ENSO Modoki事件的特征，Ashok等人[27]定义了ENSO Modoki指数(EMI)，具体的表达式为

$$EMI=[SSTA]_A-0.5\times[SSTA]_B-0.5\times[SSTA]_C, \quad (1)$$

表达式中的 3 个方括号分别表示区域 A (165°E~140°W, 10°S~10°N), B (110°W~70°W, 15°S~5°N)和 C (125°E~145°E, 10°S~20°N)的海温距平值(SSTA). 当赤道中太平洋海温偏高而其两侧海温偏低时, EMI 偏高; 反之偏低.

由图 2 的分析结果可知，梅雨建立早晚与前期冬季 A 区域海温异常显著正相关，和 B 区域海温异常无明显关系，其影响可以忽略，而与赤道以北的 C 区域海温异常呈显著负相关，这表明梅雨建立早晚与前期冬季 ENSO Modoki 事件可能有较好的关系. 但是，到了春季，赤道以北 C 区域的显著负相关区缩小，相关强度也减小，所以梅雨建立早晚与前期春季 ENSO Modoki 事件的相关程度可能减小. 为了验证上述观点，我们根据(1)式计算了梅雨建立日期与前期冬季 EMI 的相关系数为 0.46，通过了 0.001 的统计信度，而与春季的相关系数为 0.27，仅通过 0.05 的统

表 1 江淮梅雨建立日期与前期冬季和春季 Niño 1+2 区、Niño 3 区和 Niño 4 区海温的逐月相关系数

	前年 12 月	同年 1 月	同年 2 月	同年 3 月	同年 4 月	同年 5 月
Niño 1+2	0.13	0.14	0.16	0.2	0.23	0.28[a)]
Niño 3	0.29[a)]	0.29[a)]	0.24	0.27[a)]	0.26	0.21
Niño 4	0.35[b)]	0.41[b)]	0.43[c)]	0.47[c)]	0.42[c)]	0.42[c)]

a) 表示通过 0.05 的统计信度; b) 表示通过 0.01 的统计信度; c) 表示通过 0.001 的统计信度

计信度，表明到了春季, ENSO Modoki 事件对梅雨建立的影响程度降低. 由此可见，和 ENSO Modoki 事件相比，梅雨建立与前期赤道中太平洋海温的关系最密切，前期赤道中太平洋海温异常是梅雨建立年际变化的强影响信号.

综合前面的分析可见，梅雨建立的年际变化不仅与前期SO有显著的相关关系，而且又与前期赤道中太平洋海温的关系最为密切. Kao等人[28]将赤道中太平洋海温异常偏高的ENSO形态称为中太平洋ENSO形态(CP-ENSO Type)，所以可以认为前期CP-ENSO事件是梅雨建立年际变化的强影响信号.

CPC将Niño海区分为Niño 1+2区(80°W~90°W, 10°S~0°)、Niño 3 区(90°W~150°W, 5°S~5°N)和Niño 4区(160°E~150°W, 5°S~5°N). Niño 1+2 区和Niño 3 区的绝大部分位于赤道东太平洋, Niño 4 区位于赤道中太平洋. 为进一步验证前面的分析结果并提高梅雨建立短期气候预测的准确率，我们需要作更详细的分析. 为此，文中计算了梅雨建立日期与前期冬、春季海温的逐月相关系数(表 1). 由表 1 可见，梅雨建立日期与 Niño 4 区海温的相关性最好，其次是 Niño 3 区，最差的是 Niño 1+2 区. 就 Niño 4 区海温而言，其春季海温异常对梅雨建立早晚的影响更大一些, 3月相关系数可达0.47，表1的分析结果很好地验证了前面的分析结果. 为提高短期气候预测的准确率，我们根据表 1 中相关系数的大小指出：当前期冬季 2 月和春季呈现 CP-ENSO 暖位相时，梅雨建立最有可能偏晚；反之最有可能偏早.

为更好且直观地表征冬、春季 Niño 4 区海温异常与梅雨建立早晚的密切关系，我们给出了梅雨建立日期和前期冬、春季 Niño 4 区海温的标准化时间序列(图 4). 图 4 直观地表征了梅雨建立日期和前期冬、春季 Niño 4 区海温具有同位相变化趋势，它们之间的相关系数分别为 0.41 和 0.43，均通过了 0.01 的统计信度. 这进一步验证了前期 CP-ENSO 事件是梅雨建立年际变化的强影响信号.

为了验证上述强影响信号的准确率，文中增加了该信号在 2008 年梅雨建立中的应用. 图 5 给出了 2008 年前期冬季和春季 Niño 4 区 SSTA 的逐月演变. 由图 5 可见，冬、春季 Niño 4 区海温呈现明显的负距平，负值均小于–0.5℃并持续了 6 个月，梅雨建立前期产生了显著的 CP-ENSO 冷位相事件. 从 2008 年 6 月 8 号开始(图略), 120°E 副高脊线位置连续 3 d 大于 20°N, 115°, 120°和 125°E 588 线平均位置连续 3 d 大于 25°N, 500 hPa 等压面上 120°E 处–8℃等温线位置连续 3 d 也大于 35°N. 根据梅雨建立的划定标准可知 2008 年梅雨在 6 月 8 日建立，较平均日期提早 10 d. 上述分析在一定程度上说明了该信号具有较好的短期气候预测准确率和实用性.

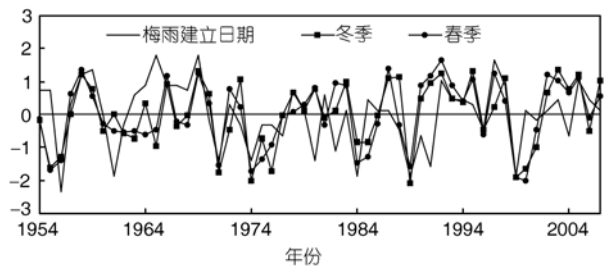

图 4 1954~2007 年江淮梅雨建立日期以及前期冬季和春季 Niño 4 区海温的标准化时间序列

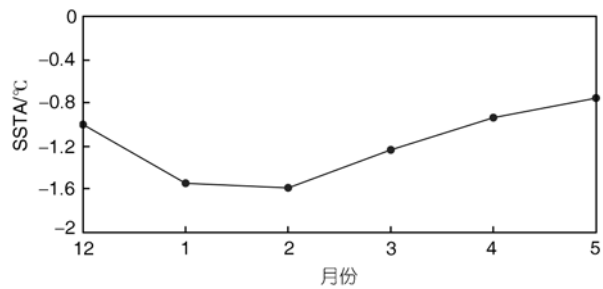

图 5 2008 年前期冬季和春季 Niño 4 区 SSTA 的逐月演变

4 CP-ENSO 事件影响江淮梅雨建立年际变化的可能机制

上述分析揭示了前期 CP-ENSO 事件是影响梅雨建立年际变化的强信号，那么其影响梅雨建立年际

变化的可能机制又是什么呢？为探讨这种可能机制，根据图 4 先将前期冬、春季 Niño 4 区海温的标准差均大于 1 的年份划定为前期 CP-ENSO 暖位相年，反之为冷位相年，然后再进行合成分析. 这样，暖位相年有 1958, 1969, 1987, 1992, 1995, 2003 和 2005 年; 冷位相年有 1955, 1956, 1971, 1974, 1989, 1999 和 2000 年. 图 6 给出 CP-ENSO 冷暖位相年江淮梅雨建立同期(6 月)OLR 合成差值场和赤道地区合成垂直剖面差值流场. 由图 6(a)可以看出, CP-ENSO 暖位相年, 赤道附近的中太平洋为大范围负差值区所控制，而亚澳“大陆桥”、菲律宾群岛以及暖池附近为大片正差值区所覆盖，表明 CP-ENSO 暖位相年赤道附近的中太平洋地区对流活跃，上升运动明显，下沉运动主要位于上述正差值区，这和图 6(b)所显示的结果相一致. 上述分析表明，CP-ENSO 暖位相年，ITCZ 偏弱，而反 Walker 环流偏强. 此外，印度半岛大部也为正差值区所控制，对流活动受到抑制，季风低压偏弱，不利于印度西南季风建立.

图 7 是对流层低层 850 hPa风场合成差值. 由图 7 可见，印度半岛以南的印度洋上存在气旋性差值环流中心，孟加拉湾经印度半岛一直到阿拉伯海处有明显的东风异常，印度西南季风发展受到抑制，这和图 6(a)所分析的结果相一致. 此外，日本岛南部东海以东的副热带西太平洋地区存在明显的气旋性差值环流，菲律宾群岛附近的热带西北太平洋地区为反气旋性差值环流控制. 上述 3 个异常环流显现出类似于EAP[29,30](东亚-太平洋型)或JP[31](日本-太平洋型)遥相关分布. Zhang等人[32]和Wang等人[33]的研究表明，ENSO影响东亚气候和大气环流的物理过程主要是与EAP或JP遥相关型相联系，其中位于热带西北太平洋地区的反

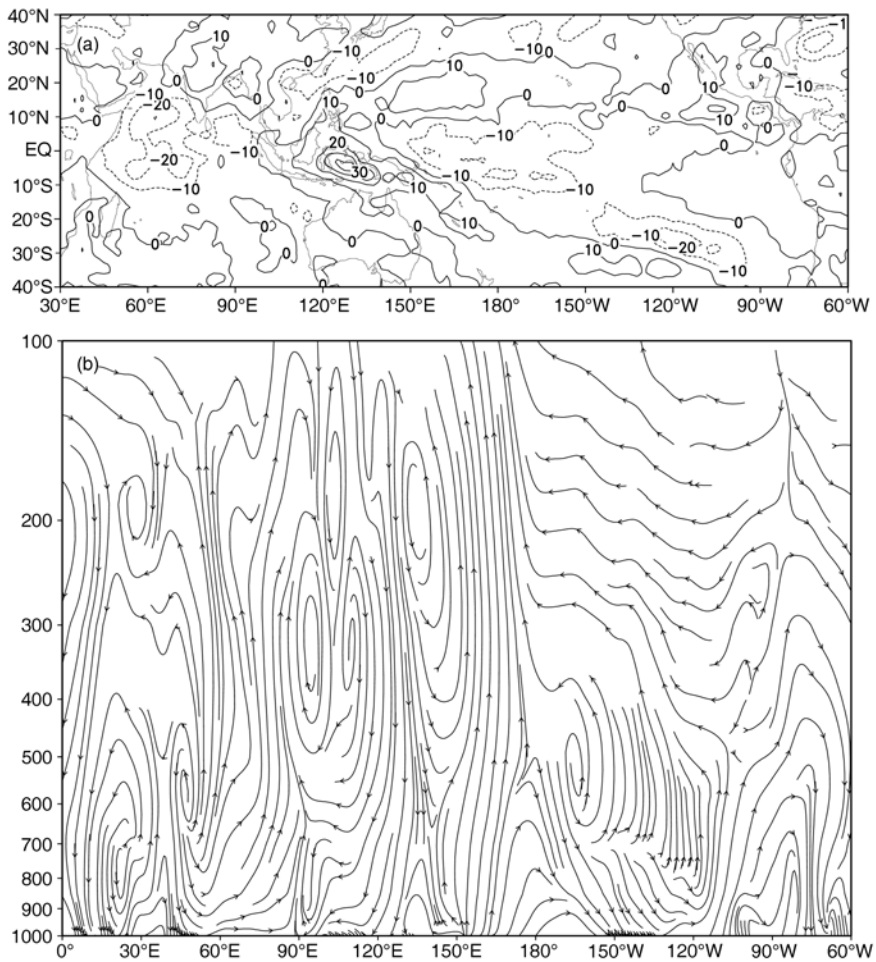

图 6　6 月 OLR 合成差值场(a，单位: $W\cdot m^{-2}$)及赤道地区合成垂直剖面差值流场(b，沿 5°S~5°N 的纬向剖面图)

差值场为 CP-ENSO 暖位相年减冷位相年

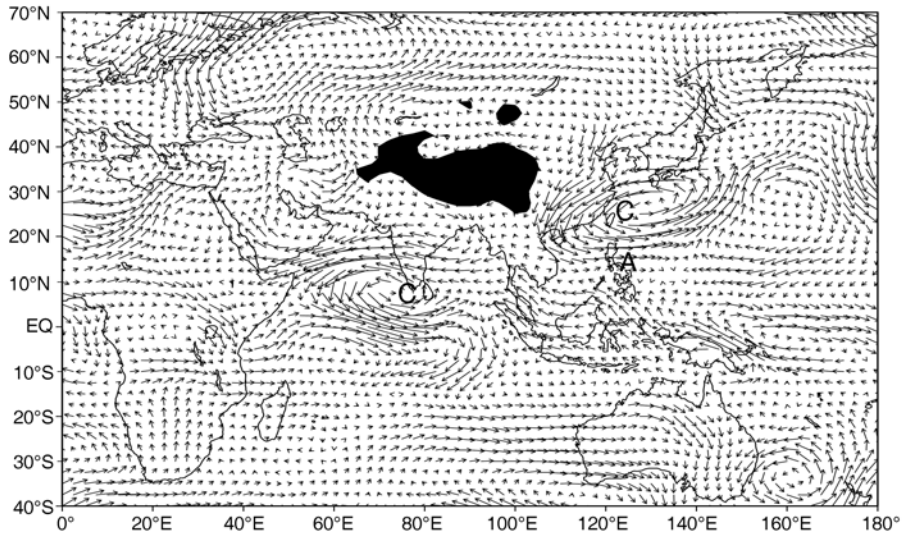

图 7 同图 6，但为 850 hPa 风场(单位: m/s)

阴影表示高于 1800 m 的青藏高原部分. 字母 A 和 C 分别表示反气旋和气旋性差值环流中心

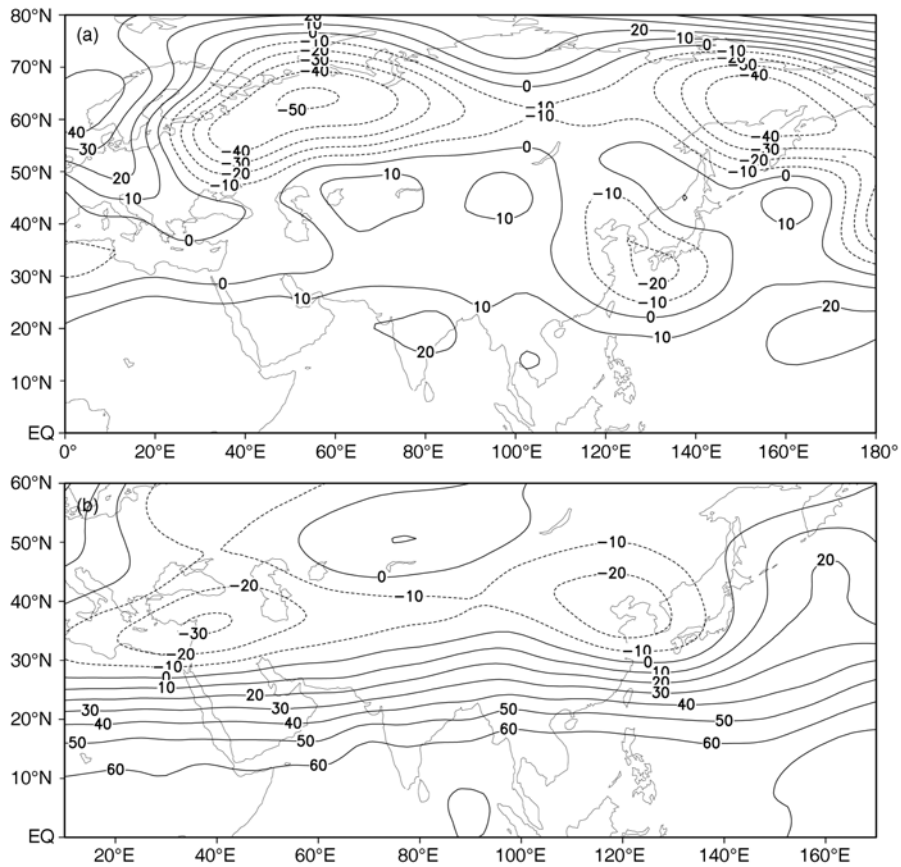

图 8 同图 6，但为 500 hPa(a)和 100 hPa(b)位势高度场 (单位: gpm)

气旋环流起着重要的作用. 从图 7 中还可以看出, 105°E 苏门答腊附近越赤道气流和索马里越赤道气流偏弱, 热带暖湿气流向江淮流域输送偏晚.

从 500 hPa 位势高度场合成差值(图 8(a))可以清楚看出, CP-ENSO 暖位相年 30°~60°N 东亚沿岸为一致的负值区(东亚大槽)控制, 南亚高压位置偏南(图 8(b)).

通过前面的分析并结合前人已有的研究[16,29~34], 可以给出CP-ENSO事件影响梅雨建立年际变化的可能机制: CP-ENSO暖位相年, 赤道附近的中太平洋地区海温产生正异常, 通过海气相互作用, 形成了前述 3 个异常环流, 这些环流异常呈现出似EAP(或JP)遥相关分布, 位于菲律宾群岛附近的热带西北太平洋异常反气旋环流和该地区的负热源异常相对应[35~37], 日本岛南部气旋性环流使得赤道北侧的反Hadley环流得到发展, 这种形势不利于副高北跳. 东亚大槽的存在和南亚高压位置偏南也使副高不易增强北跳. 副高北跳和印度西南季风建立偏晚导致东亚上空大气环流由春到夏的季节性转换偏晚, 大气环流季节性转换和热带暖湿气流向江淮流域输送偏晚是梅雨建立偏晚的主要原因[23]. 前述情况在CP-ENSO冷位相年相反.

5 结论和讨论

江淮梅雨建立具有显著的年际变化特征. 本文给出了江淮梅雨建立年际变化的前期强影响信号, 并探讨了其影响梅雨建立年际变化的可能机制. 通过上述分析, 我们得到以下主要结论:

(ⅰ) 前期 CP-ENSO 事件是影响梅雨建立年际变化的强信号, 该信号具有较好的短期气候预测准确率和实用性. 当前期冬季 2 月和春季呈现 CP-ENSO 暖位相时, 梅雨建立最有可能偏晚; 反之最有可能偏早.

(ⅱ) CP-ENSO 主要是通过 EAP(或 JP)遥相关型影响梅雨建立, 其中位于热带西北太平洋的反气旋环流起着重要作用. CP-ENSO 暖位相年, 热带暖湿气流向江淮流域输送偏晚, 赤道附近的中太平洋地区海温产生正异常, 通过海气相互作用, 使得副高北跳和印度西南季风建立偏晚, 东亚上空大气环流由春到夏的季节性转换因而偏晚. 大气环流季节性转换和热带暖湿气流向江淮流域输送偏晚是梅雨建立偏晚的主要原因. CP-ENSO 冷位相年情况相反.

CP-ENSO 事件是影响江淮梅雨建立年际变化的强前期信号, 但也不能排除其他因素的影响, 北大西洋、暖池以及马斯克林群岛附近的海温异常对梅雨建立的年际变化也有影响, CP-ENSO 事件与上述影响信号的相对重要性仍需要数值模式和大量个例分析来加以验证. 此外, 文中分析结果表明, 南太平洋中部以及南大西洋中部部分海区海温异常与梅雨建立早晚也有一定的联系, 其影响机制又是什么? 目前还不清楚, 需要进一步研究.

致谢 感谢美国国家环境预测中心(NCEP)以及美国国家海洋和大气管理局(NOAA)提供相关气象资料. 感谢匿名审稿专家的细心审阅和他们所提供的宝贵意见.

参考文献

1 Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian Summer Monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N, eds. Monsoon Meteorology. Oxford: Oxford University Press, 1987. 60—92
2 Ding Y H. Summer monsoon rainfalls in China. J Meteorol Soc Jpn, 1992, 70(1B): 373—396
3 江志红, 何金海, 李建平, 等. 东亚夏季风推进过程的气候特征及其年代际变化. 地理学报, 2006, 61(7): 675—686
4 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨期与亚洲上空大气环流季节变化的关系. 气象学报, 1958, 29(2): 119—134
5 Ninomiya K, Muraki H. Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. J Meteorol Soc Jpn, 1986, 64(3): 409—429
6 Lee D K. An observational study of the Northern Hemisphere summertime circulation associated with the wet summer and the dry summer in Korea. J Korean Meteorol Soc, 1989, 25(4): 205—220
7 Kawamura R, Murakami T. Baiu near Japan and its relation to summer monsoons over Southeast Asia and the western North Pacific. J Meteorol Soc Jpn, 1998, 76(4): 619—638
8 Krishnan R, Sugi M. Baiu rainfall variability and associated monsoon teleconnections. J Meteorol Soc Jpn, 2001, 79(3): 851—860[DOI]
9 徐海明, 何金海, 姚永红. 江淮入梅的年际变化与前冬环流的联系及其可能成因. 南京气象学院学报, 1999, 22(2): 246—252
10 魏凤英, 张京江. 1885~2000 年长江中下游梅雨特征量的统计分析. 应用气象学报, 2004, 15(3): 313—321

11 田心如, 姜爱军, 高苹, 等. 江苏省梅雨及其灾害影响评估分析. 灾害学, 2004, 19(1): 40—45
12 符淙斌. 我国长江流域梅雨变动与南极冰雪状况的可能联系. 科学通报, 1981, 26(4): 484—486
13 赵振国. 厄尔尼诺现象对北半球大气环流和中国降水的影响. 大气科学, 1996, 20(4): 422—428
14 徐海明, 何金海, 董敏. 江淮入梅的年际变化及其与北大西洋涛动和海温异常的联系. 气象学报, 2001, 59(6): 694—705
15 高辉, 薛峰, 王会军. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响及预报意义. 科学通报, 2003, 48(增刊Ⅱ): 87—92
16 王钟睿, 钱永甫. 海温异常对江淮流域入梅的影响. 应用气象学报, 2005, 16(2): 193—204
17 汪靖, 刘宣飞, 韩桂荣, 等. 2005 年江淮流域入梅偏晚的成因分析. 气象, 2006, 32(12): 76—81
18 竺夏英, 何金海, 吴志伟. 江淮梅雨期降水经向非均匀分布及异常年特征分析. 科学通报, 2007, 52(8): 951—957
19 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 437—471[DOI]
20 Liebmann B, Smith C A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. Bull Amer Meteorol Soc, 1996, 77: 1275—1277
21 Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST(1854-1997). J Clim, 2004, 17: 2466—2477[DOI]
22 周曾奎. 江淮梅雨. 北京: 气象出版社, 1996. 1—209
23 周曾奎. 江淮梅雨的分析和预报. 北京: 气象出版社, 2006. 1—184
24 Hoskins B, Karoly D. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. J Atmos Sci, 1981, 38: 1179—1196[DOI]
25 Weng H Y, Ashok K, Behera S K, et al. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. Clim Dyn, 2007, 29: 113—129, doi: 10.1007/s00382-007-0234-0
26 Chang C W, Hsu H H, Wu C R, et al. Interannual mode of sea level in the South China Sea and the roles of El Niño and El Niño Modoki. Geophys Res Lett, 2008, 35: L03601, doi: 10.1029/2007GL032562
27 Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. Geophys Res Lett, 2007, 112: C11007, doi: 10.1029/2006JC003798
28 Kao H Y, Yu J Y. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. J Clim, 2009, 22, doi: 10.1175/2008JCLI2309.1
29 Huang R H, Li W J. Influence of the heat source anomaly over the tropical western Pacific on subtropical high over East Asia. Proceedings of the International Conference on the General Circulation of East Asia. 1987. 40—51
30 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系. 大气科学, 2006, 30(5): 730—743
31 Nitta T S. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. J Meteorol Soc Jpn, 1987, 65(3): 373—390
32 Zhang R H, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the '86/87 and '91/92 events. J Meteorol Soc Jpn, 1996, 74(1): 49—62
33 Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? J Clim, 2000, 13: 1517—1536[DOI]
34 陶诗言, 朱福康. 夏季亚洲南部 100 mb 流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系. 气象学报, 1964, 34(4): 385—395
35 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响. Ⅰ. 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257—263
36 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响. Ⅲ. 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高. 气象学报, 1999, 57(5): 525—538
37 Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the Eastern Hemisphere. Clim Dyn, 2001, 17(4): 327—338[DOI]