

中等强度 ENSO 对中国东部夏季降水的影响 及其与强 ENSO 的对比分析

薛峰^① 刘长征^{①②}

(^① 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029; ^② 中国科学院研究生院, 北京 100049. E-mail: fxue@lasg.iap.ac.cn)

摘要 选取 1979 年以来 6 次主要 ENSO 事件, 并按其强度划分为强和中等强度, 合成分析了 ENSO 对东亚夏季风和中国东部夏季降水的影响, 发现 ENSO 的影响随夏季季节进程有明显变化, 6 月影响较弱而 8 月影响最强, 这显示 ENSO 的影响有很长的滞后效应。此外, 强 ENSO 造成的环流和降水异常强度大, 影响开始的时间也较早, 而中等强度 ENSO 的影响在 8 月才较为明显。同时, 中等强度 ENSO 年的合成结果显示, 中国东部夏季降水为北方型, 这也与经典的 ENSO 型降水分布有很大差异。在合成分析的基础上, 选取 2 个相似的中等强度 ENSO 年(1995 和 2003 年)做进一步的对比分析, 发现在 6~7 月期间, 亚欧大陆中高纬度环流和南半球环流的变化可在相当程度上调制东亚夏季风环流对中等强度 ENSO 的响应, 并进而在中国东部形成不同的降水分布。与 1983 年的强 ENSO 事件对比表明, 强 ENSO 不仅造成中国东部夏季降水异常, 而且能进一步控制其他因子对东亚夏季风的影响, 这与中等强度 ENSO 是不同的。

关键词 中等强度 ENSO 强 ENSO 东亚夏季风 副热带高压 夏季降水

ENSO 是海气耦合系统中最强的年际变化信号, 它对东亚夏季风的强弱变化和中国夏季降水的分布有重要影响。自涂长望^[1]的开创研究以来, ENSO 对东亚夏季风的影响一直是中国气象学界的重要研究课题。上世纪 80 年代以来的研究指出^[2~8], ENSO 循环的不同阶段对东亚夏季风的影响有所不同, 但若考虑到大气对海洋变化的滞后响应, ENSO 应主要影响其冬季盛期之后的夏季气候异常^[9,10]。在 ENSO 爆发后的翌年夏季, 东亚夏季风一般偏弱, 西太平洋副高偏南, 江淮降水偏多, 华北和华南降水偏少, 即中国东部夏季降水呈中间型分布, 这种经典的 ENSO-东亚夏季风关系及相关的 ENSO 型降水分布也是预测中国夏季降水的重要依据。实际上, 国内现有的预测系统中也在很大程度上依赖于模式中 ENSO 信号的预测^[11,12], 并在中国夏季降水预测上取得了一定的成功。

另一方面, 除 ENSO 之外, 东亚夏季风还受到其他因子的影响, 其中最为重要的是西太平洋副高北侧的中高纬度环流和其南侧的源于南半球的热带环流。陶诗言等人^[13]的早期研究发现江淮流域的旱涝与亚欧大陆中高纬度环流变化有关, 其后的研究进

一步证实了中高纬度环流对西太平洋副高和中国夏季降水的影响^[14,15]。此外, 近年来的研究揭示了以南极涛动为主要模态的南半球环流对东亚夏季风年际变化及中国夏季降水的重要影响^[16~19]。当南极涛动偏强时, 南半球副热带的马斯克林高压和澳大利亚高压及其北部的越赤道气流亦趋于偏强, 导致热带西太平洋暖池对流减弱, 西太平洋副热带高压偏西偏南, 并在东亚地区激发出类似于 ENSO 型的降水异常。

观测分析还表明, 多数 ENSO 只达到中等强度, 强 ENSO 发生的年份并不多见。因此, 在 ENSO 信号不太强的情况下, 其他影响因子有可能在一定程度上调制东亚夏季风环流对 ENSO 信号的响应, 进而产生不同的降水分布。事实上, 若将中国夏季雨型与 ENSO 进行逐年对比, 就会发现有些年份的降水异常分布并不符合上述经典的 ENSO-东亚夏季风关系, 甚至雨型完全相反^[2] (例如本文选取的一些年份)。但是, 在以前的研究结果中, 由于未明确区分 ENSO 的不同强度, 同时由于强 ENSO 产生的东亚夏季风环流和中国夏季降水的异常均远大于中等强度的 ENSO (例如 1998 年), 所以以前研究结果中在很大程度上

反映的实际是强 ENSO 信号,这在某种程度上掩盖了其他因子对 ENSO 信号的调制作用.有鉴于此,本文将 ENSO 按其强度划分为强和中等强度,合成分析了 1979 年以来 ENSO 对东亚夏季风环流和中国东部夏季降水的影响.在此基础上,选取一些典型的年份分析其他因子对 ENSO 信号的调制作用及其对中国东部夏季降水的综合影响,并与强 ENSO 作对比分析,旨在从更深层次上揭示东亚夏季风的年际变化机理,为中国夏季降水的预测提供更为坚实的物理基础.

考虑到中国夏季降水年代际和年际变化影响因子的不同以及上世纪 70 年代末年代际变化对东亚夏季风-ENSO 关系的影响^[20,21],并考虑到资料的可靠性,本文使用的资料为 NCEP/NCAR1979 年至 2004 年再分析资料集中的月平均海平面气压场,水平风场和位势高度场,资料水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ^[22].降水资料为中国气象局提供的中国 160 站降水观测资料.本文用 Niño 3.4 区($5^{\circ}\text{N} \sim 5^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ} \sim 170^{\circ}\text{W}$)月平均海表温度异常(Niño 3.4 指数)来表示 ENSO 事件的强度^[23],并按强度将 ENSO 划分为强和中等强度,其中 Niño 3.4 指数大于或等于 1.0°C 为一次中等强度的 ENSO 事件,大于或等于 2.0°C 为一次强 ENSO 事件.文中异常值是该年与 1979~2004 年气候平均的差值.

1 合成分析

1979~2004 年间共发生了 6 次主要 ENSO 事件,分别是 1982~1983, 1986~1988, 1991~1992, 1994~1995, 1997~1998 和 2002~2003,其中 1982~1983 和 1997~1998 为强 ENSO,其月平均 Niño 3.4 指数峰值达到 2.8°C ,其余均为中等强度的 ENSO, Niño 3.4 指数峰值在 $1.4 \sim 1.9^{\circ}\text{C}$ 之间.此外,1986~1988 年的 ENSO 持续时间远较其他 ENSO 长,对 1987 和 1988 年的东亚夏季风均有影响.图 1 为 ENSO 发生翌年夏季中国东部降水异常距平百分率的分布,可见强 ENSO 年的降水分布符合上述经典的 ENSO-东亚夏季风关系,雨型为中间型,长江流域多雨而华南和华北少雨.但在中等强度 ENSO 年,中国东部雨型则有很大的年际差异,1987 和 2003 年的雨型为中间型,而 1988, 1992 和 1995 年则为北方型,这与上述经典的 ENSO 型降水有很大差异.同时,图 1(h)的合成结果也显示,在中等强度 ENSO 的背景下,黄淮流域多雨,长江流域及江南大部少雨,华南沿海多雨,雨型大致为北方型,与中间型基本相反.此外,由于强

ENSO 引起的降水异常远大于中等强度 ENSO (例如 1998 年长江流域的大洪水),倘若对 ENSO 强度不加区别,合成结果中反映的主要是强 ENSO 信号.

西太平洋副高是东亚夏季风的主要环流系统,可以代表东亚夏季风环流的变化,其形态变化与中国东部夏季降水的分布有密切关系^[15].图 2 为 6~8 月 500 hPa 副高的合成结果,比较 ENSO 年与气候平均的副高变化,可以发现在 ENSO 影响下,副高偏西偏南,强度增强,这与以前的研究结果相似.同时,ENSO 对副高影响的程度在 6~8 月间逐渐增大,6 月与气候平均差异最小,8 月最大,这显示 ENSO 对东亚夏季风环流的影响有很长的滞后效应.另一方面,强 ENSO 与中等强度 ENSO 的影响也存在明显差别,强 ENSO 的影响开始时间早,异常强度大,而中等强度 ENSO 的影响较弱,6 月与气候平均差异很小,7 月开始增大,8 月达到最大.因此,中等强度 ENSO 对发生在 6~7 月间江淮梅雨的影响实际上并不显著,这隐含了其他因子对 ENSO 信号的调制作用(见下节的个例分析).

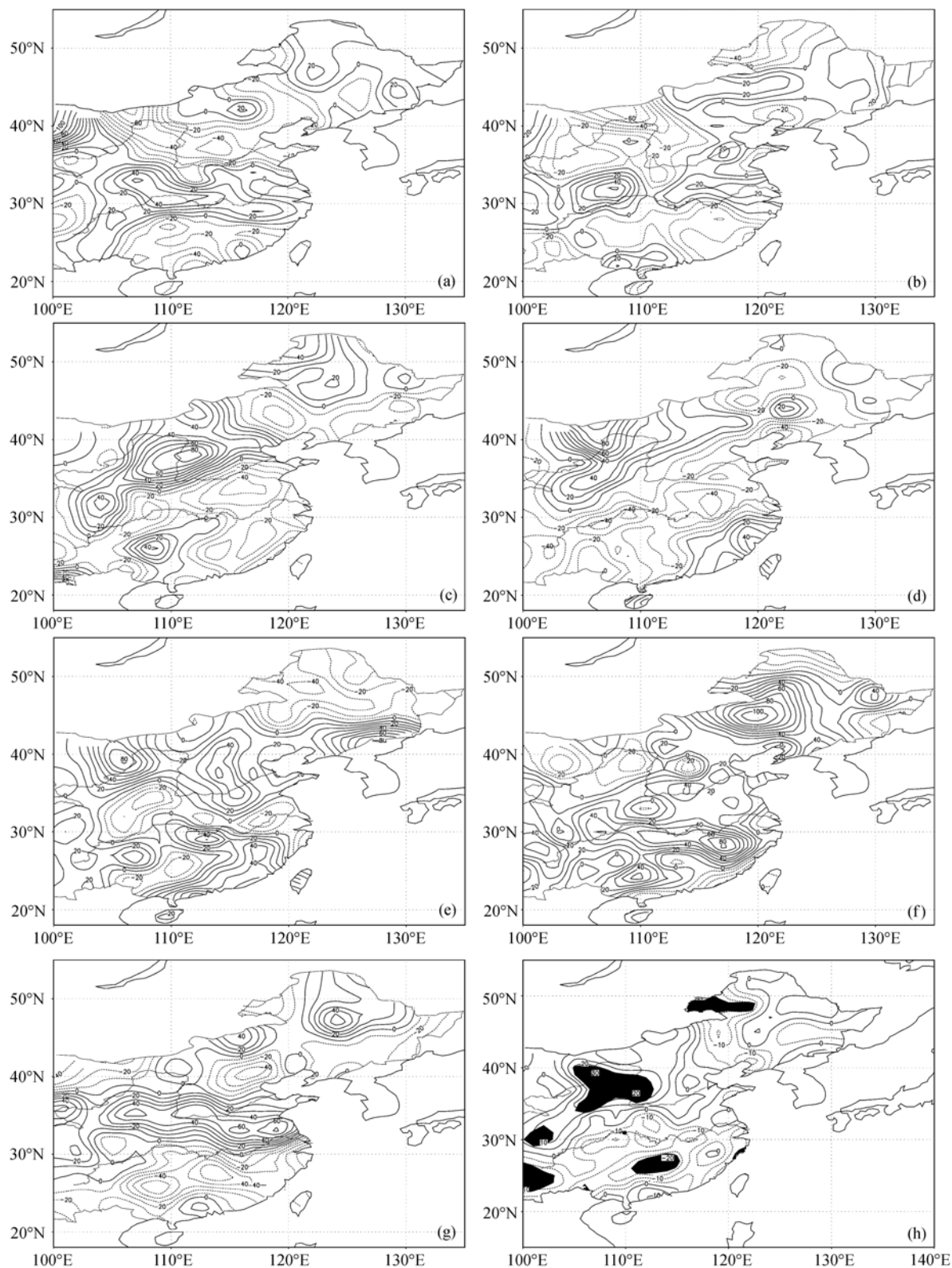
为进一步说明 ENSO 影响随季节进程的变化,图 3 给出合成的中等强度 ENSO 年 850 hPa 风场异常,强 ENSO 的结果与此类似,但异常的强度更大(图略).如图所示,西太平洋地区为反气旋环流异常,6 月较弱且位置偏东,7~8 月反气旋环流异常逐渐加强,位置亦趋于偏西.根据 Wang 等人^[24]的研究,这个异常反气旋使副高加强西伸(图 2).另一方面,我们还注意到,ENSO 对其他地区的影响与东亚和西太平洋地区有所不同.例如,南印度洋的反气旋环流异常是逐渐减弱的,同时越赤道气流的异常也趋于减弱.因此,ENSO 影响东亚夏季风环流的滞后效应是该地区特有的现象,其具体原因有待进一步研究.

2 个例分析

2.1 1995 年和 2003 年夏季降水的对比分析

1994~1995 和 2002~2003 年间分别发生了两次中等强度的 ENSO 事件(图 4),其演变过程非常相似,都在年底达到最大异常,然后衰减,并在翌年春季结束.主要差别在爆发时间,前者在春季而后者在秋季.此外,后者的强度要略强于前者.

倘若东亚夏季风环流变化仅受 ENSO 影响,在上述两个相似的 ENSO 强迫下,可以预期中国夏季将出现相似的降水分布,但实际情况却有很大不同.如



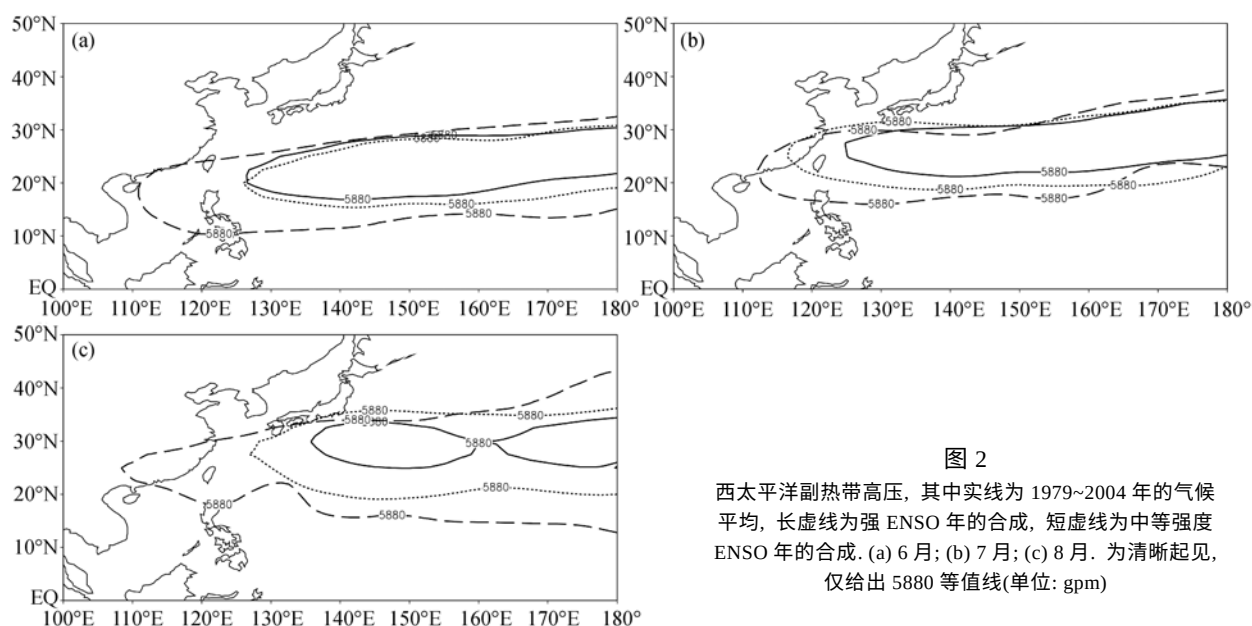


图 2

西太平洋副热带高压, 其中实线为 1979~2004 年的气候平均, 长虚线为强 ENSO 年的合成, 短虚线为中等强度 ENSO 年的合成. (a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月. 为清晰起见, 仅给出 5880 等值线(单位: gpm)

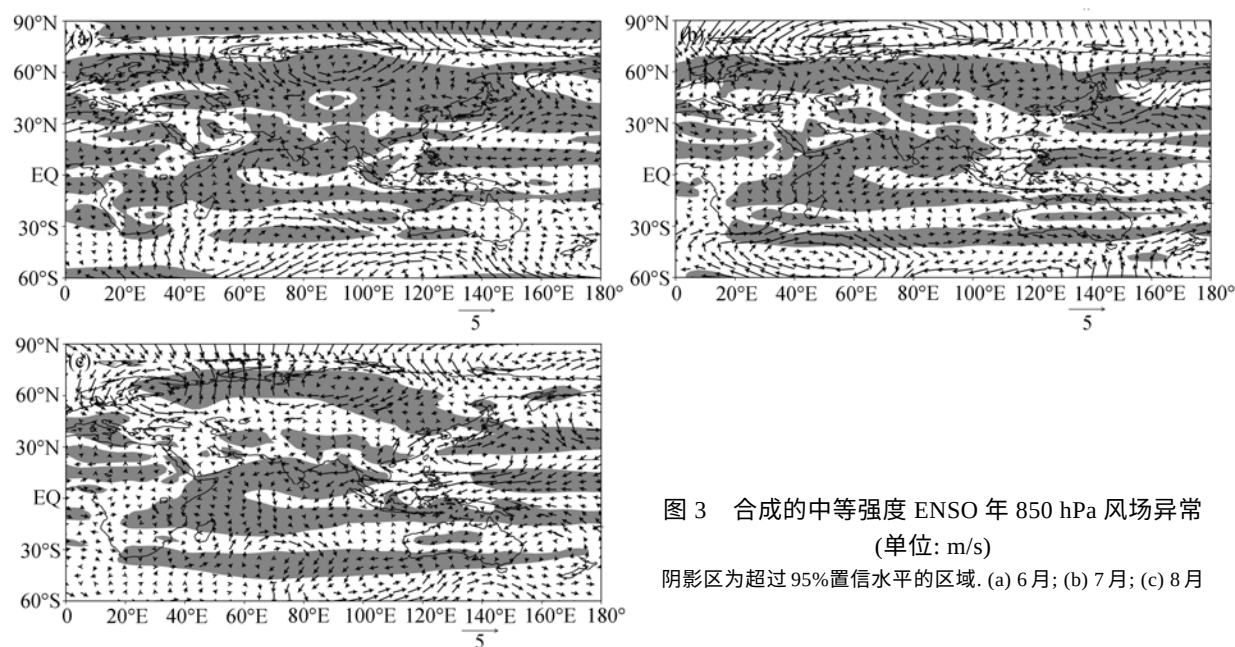


图 3 合成的中等强度 ENSO 年 850 hPa 风场异常 (单位: m/s)

阴影区为超过 95%置信水平的区域. (a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月

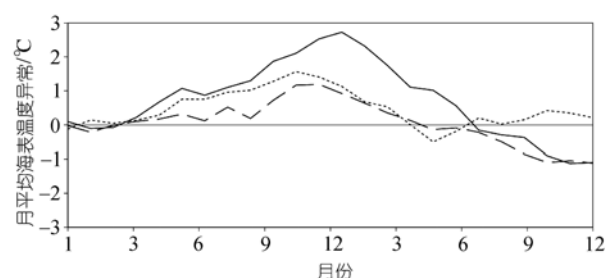


图 4 Niño 3.4 区月平均海表温度异常(单位: $^{\circ}\text{C}$)

横坐标上的数字为月份, 其中实线为 1982~1983 年, 长虚线为 1994~1995 年, 短虚线为 2002~2003 年

图 1(e)所示, 在 1995 年夏季, 华北和华南降水偏多 20%, 河套地区偏多 40%, 而长江流域略偏少或接近气候平均, 降水分布属于北方型, 而在 2003 年夏季 (图 1(g)), 淮河流域降水明显偏多, 华北尤其是江南降水明显偏少, 降水分布属于中间型, 与 1995 年有很大差异. 下面我们将逐月分析产生这种差异的具体原因.

图 5 为 1995 和 2003 年 6~8 月的西太平洋副高, 同时给出气候平均的结果以做比较. 在 6 月份, 1995 年副高偏西, 而 2003 年偏东, 这与这两年亚欧大陆

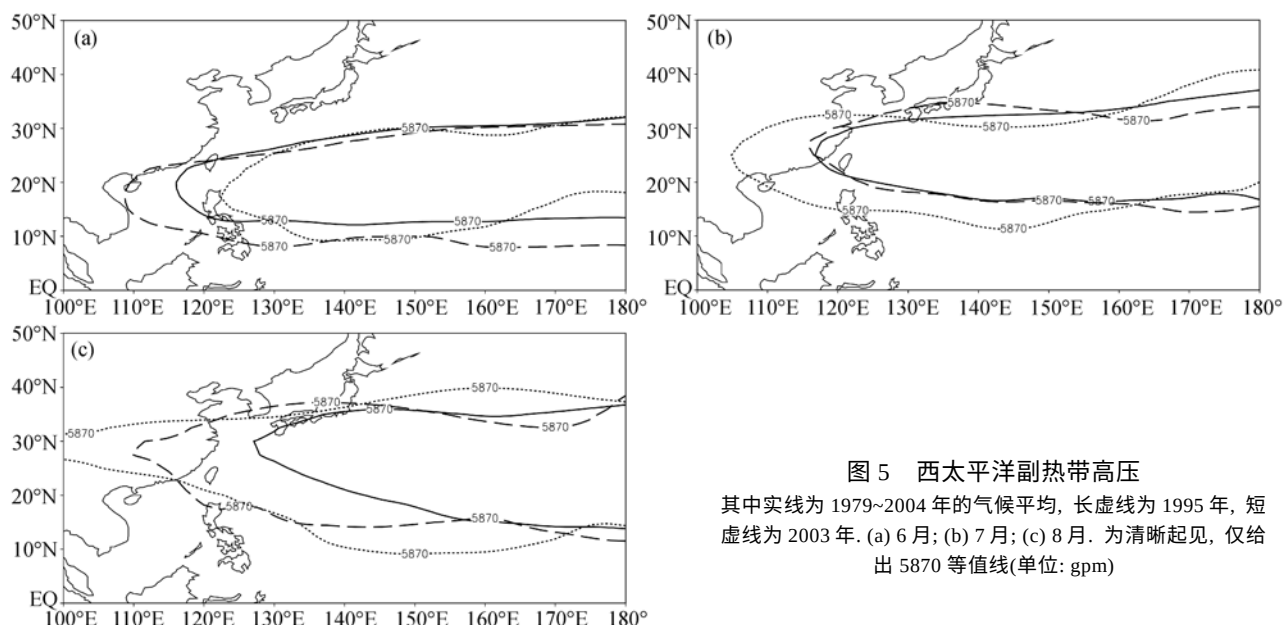


图5 西太平洋副热带高压

其中实线为 1979~2004 年的气候平均, 长虚线为 1995 年, 短虚线为 2003 年. (a) 6 月; (b) 7 月; (c) 8 月. 为清晰起见, 仅给出 5870 等值线(单位: gpm)

中高纬度环流的显著差异有关. 如图 6 所示, 1995 年高纬度环流异常从西到东的分布为反气旋、气旋、反气旋, 副高西部以北主要为南风异常. 与 1995 年相反, 2003 年高纬度环流异常呈气旋、反气旋、气旋分布, 副高以北主要为北风异常. 根据位势倾向方程, 南风异常所造成的暖平流使位势高度升高, 而北风异常所造成的冷平流使位势高度降低. 因此, 1995 年 6 月副高偏西偏强, 而 2003 年偏东偏弱.

与 6 月份情况不同, 1995 年 7 月副高接近气候平均, 而 2003 年则明显偏西偏强, 这种月际之间的显著变化与高纬度环流和南半球环流的共同作用有关. 如图 7 所示, 1995 年副高以北为北风异常, 而 2003 年为南风异常, 与 6 月大致相反. 除高纬度环流的差别之外, 南半球环流亦有显著差异. 图 8 显示, 2003 年 7 月, 澳大利亚及其以东的中纬度海平面气压为正

异常, 而高纬度和南极地区主要为负异常, 南极涛动处于明显的正位相. 而 1995 年 7 月的异常分布与 2003 年 7 月大致相反, 中纬度主要为负异常, 高纬度和南极地区为正异常, 南极涛动处于负位相. 对应于南极涛动的不同位相, 850 hPa 风场异常也完全不同 (图 7), 1995 年索马里急流偏弱, 而 2003 年索马里急流明显偏强. 根据我们以前的研究^[18,19], 索马里急流偏强时, 副高趋于偏西, 它与中高纬度南风异常的共同作用造成 2003 年 7 月副高显著偏西偏强^[18,19], 但由于 1995 年 7 月北风异常和索马里急流的异常均较弱, 影响不大, 副高接近气候平均.

8 月副高北抬之后, 南半球环流变化的影响一般较弱^[19], 同时这两年 8 月副高北部的经向风异常也较弱 (图略), 对副高的影响也较弱. 根据合成分析结果 (图 2), ENSO 对副高的影响在 8 月最显著. 因此, 这

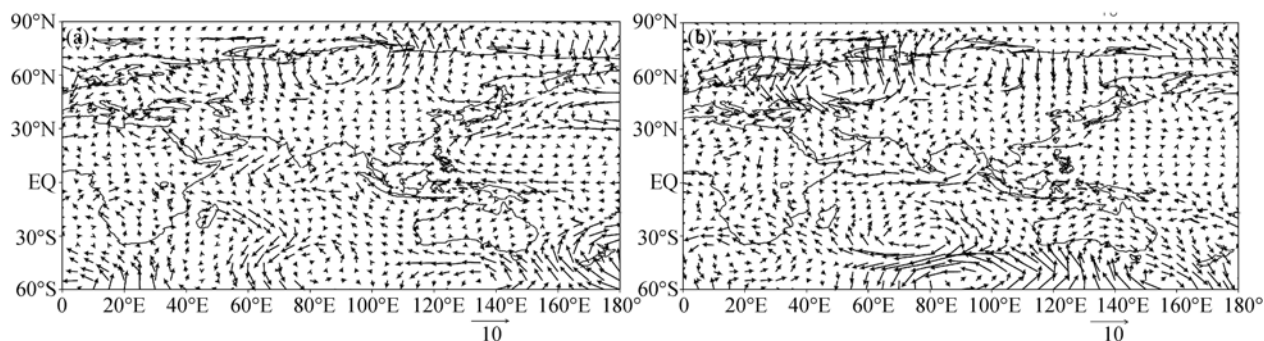


图6 6月850 hPa风场异常(单位: m/s)

(a) 1995 年; (b) 2003 年

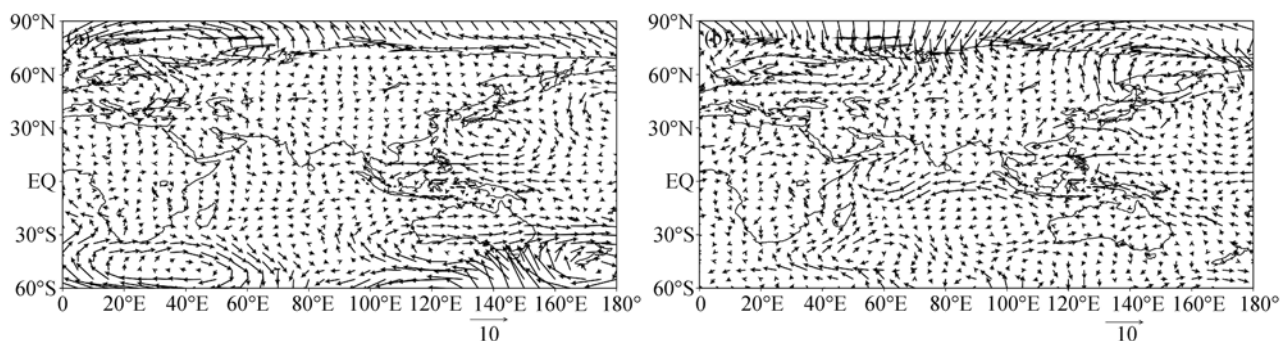


图 7 7 月 850 hPa 风场异常(单位: m/s)

(a)(b)同图 6

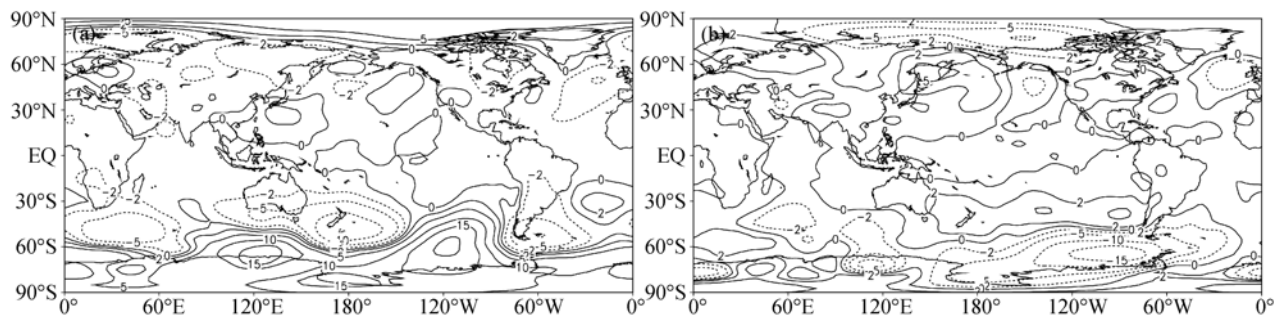


图 8 7 月海平面气压场异常(单位: hPa)

(a) 1995 年; (b) 2003 年

两年 8 月副高的偏西偏强主要是 ENSO 造成的, 而 2003 年副高的偏西偏强较 1995 年明显, 也与 2003 年的 ENSO 强度较 1995 年偏强符合(图 4).

上述分析表明, 即使在 2 个相似的中等强度 ENSO 强迫下, 由于亚欧大陆高纬度环流和南半球环流变化对 ENSO 信号的调制作用, 以西太平洋副高为代表的东亚夏季风环流仍可能出现完全不同的变化, 进而导致中国东部降水呈现不同的分布. 换言之, 东亚夏季风环流和中国东部夏季降水对中等强度 ENSO 信号的响应在相当程度上受到中高纬度环流和南半球环流变化的调制, 尤其是 6~7 月江淮梅雨期间. 此外, 图 1(e)中所示 1995 年夏季降水的分布在长江流域从西到东是不连续的, 也在一定程度上佐证了各种信号之间的叠加影响. 同时, 个例分析还进一步证实了 ENSO 对东亚夏季风的影响随季节进程有明显变化, 即 6~7 月受 ENSO 较弱, 而 8 月受 ENSO 影响较强.

2.2 与 1983 年夏季降水的对比分析

1982~83 年间发生了一次很强的 ENSO 事件, Niño 3.4 区 SST 最大异常值超过 2.5°C (图 4). 这次强 ENSO 事件对 1983 年东亚夏季风环流和中国东部夏

季降水产生了重要影响, 夏季副高明显偏强并偏向西南. 对应于副高的异常变化, 长江流域降水明显偏多, 而华南和华北降水偏少(图 1(a)), 这与经典的 ENSO 型降水分布完全相符. 此外, 除主雨带稍偏南外, 1983 年夏季降水分布与 2003 年有一定程度的相似, 均为中间型.

但同时我们还注意到, 在 1983 年夏季尤其是 6~7 月间(图 9), 南极涛动处于正位相, 但同时索马里急流偏弱, 这种配置关系与图 3 中 ENSO 所引起的环流异常类似, 但与 2003 年不同(图 7(b)和图 8(b)), 也与我们以前研究中发现的南极涛动偏强导致索马里急流偏强的结论相反^[18,19]. 因此, 索马里急流偏弱主要是对 ENSO 信号的响应, 而与南半球环流变化的关系不大. 上述事实表明, 与中等强度 ENSO 不同的是, 强 ENSO 不仅能直接造成东亚夏季风环流和中国夏季降水的异常, 而且能进一步控制其他因子如南半球环流对东亚夏季风的影响. 换言之, 强 ENSO 对中国夏季降水的分布起到决定性作用. 因此, 尽管 1983 年和 2003 年夏季的雨型相似, 但造成降水异常的成因则有所不同, 从这个意义上而言, 强 ENSO 对东亚夏季风的影响与中等强度 ENSO 确有本质不同. 另一

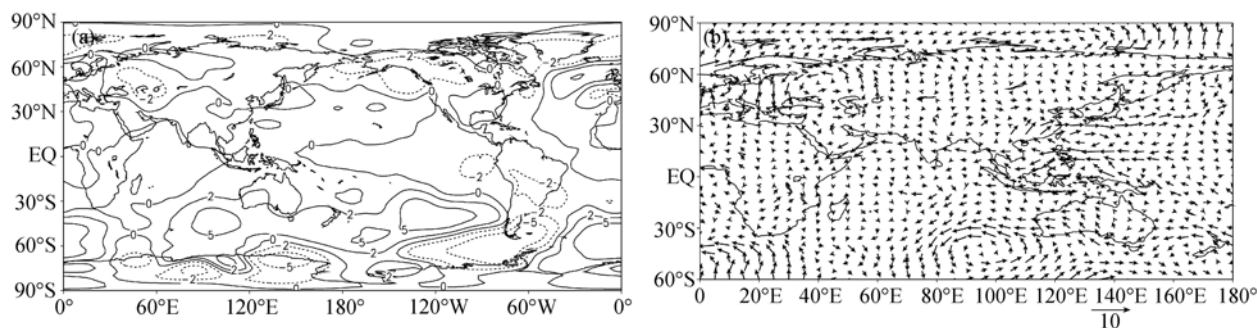


图9 1983年7月海平面气压异常和850 hPa风场异常

(a) 单位: hPa; (b) 单位: m/s

方面, 由于未能明确区分 ENSO 的强度, 以前合成分析的结果中在很大程度上反映的是强 ENSO 信号, 而根据经典的 ENSO-东亚夏季风关系所预测的中国夏季降水是很有可能出现偏差的。

3 小结和讨论

本文将 ENSO 的强度划分为强和中等强度, 合成了 ENSO 对东亚夏季风环流和中国东部夏季降水的影响。结果表明, 在中等强度 ENSO 影响下, 黄淮流域降水偏多, 而长江流域及江南大部降水偏少, 降水分布属于北方型, 这与经典的 ENSO 型降水分布 (中间型) 有很大差异。此外, 强 ENSO 造成的东亚夏季风环流异常大, 影响开始早, 而中等强度 ENSO 的影响则明显偏弱, 影响也晚, 说明东亚夏季风环流及相关的中国夏季降水与 ENSO 强度之间是一种非线性关系。但由于未能明确区分 ENSO 的强度, 以前研究结果中反映的主要是强 ENSO 信号。

我们还发现, ENSO 对东亚夏季风的影响随季节进程有明显变化, 6~7 月影响较弱, 8 月最强, 这说明东亚夏季风对 ENSO 信号的响应有很长的滞后效应, 这种滞后效应是东亚和西太平洋地区特有的现象, 可能与西太平洋海温较高、海气相互作用较为强烈有关。当然, 这种滞后效应也可能与外部环流的影响有关, 8 月副高北抬之后, 南半球环流的影响较弱^[19], 同时由于 8 月极地和中纬度之间的温差变小, 经向冷暖平流较弱, 因而亚欧大陆高纬度环流变化对副高的影响也较弱, 这样就突出了 ENSO 对东亚夏季风的影响。具体原因有待进一步研究。

在合成分析的基础上, 我们选取 1995 和 2003 年两个相似的中等强度 ENSO 年份, 逐月分析了东亚夏季风环流的变化。结果表明, 在 6~7 月期间, 由于高纬度环流和南半球环流的不同影响, 西太平洋副高

仍可能出现不同形式的变化, 进而导致中国东部降水呈现不同的分布。换言之, 高纬度环流和南半球环流的变化能够在很大程度上调制东亚夏季风环流对中等强度 ENSO 信号的响应。特别值得指出的是, 6~7 月江淮流域处于梅雨季节, 若仅依赖 ENSO 信号, 预测将难免出现偏差, 所以必须考虑上述各种因子的综合影响。与 6~7 月有所不同的是, 8 月的东亚夏季风环流变化主要受 ENSO 影响, 这与合成分析的结果是一致的。与 1983 年强 ENSO 的对比分析还表明, 强 ENSO 不仅能对东亚夏季风环流和中国夏季降水造成直接的影响, 而且能进一步控制其他因子如南半球环流变化的影响。因此, 强 ENSO 对东亚夏季风的影响与中等强度 ENSO 有本质区别, 在实际预测中必须明确区别 ENSO 的强度。

上述研究结果对中国夏季降水的预测有重要意义。首先, 必须明确区别 ENSO 的强度, 只有当 ENSO 很强的情况下, 才能仅依赖 ENSO 信号来预测中国夏季降水的分布。但在多数情况下, ENSO 的信号只达到中等强度, 因此必须综合考虑其他因子的影响, 才能对中国夏季降水做出准确的预测。虽然春季预报障碍的存在会影响到 ENSO 的预测, 但多数 ENSO 的持续时间可长达一年, 仍不失为一个很好的预报因子。同时, 由于南极海冰变化的影响, 以南极涛动为主要模态的南半球环流变化从春至夏也有一定的持续性, 对中国夏季降水的预测也有一定的应用价值, 特别是在 ENSO 信号不太强的情况下^[16~18]。与此相反, 亚欧大陆中高纬度环流是高度混沌的环流系统, 梅雨期间典型的阻塞形势的持续时间不过 10 天左右, 可用于中期天气预报, 但难以用于跨季度和季度预测, 这对中国夏季降水的气候预测是一个严峻挑战, 也可能是实际预测中经常出现偏差的重

要原因. 考虑到中高纬度环流的混沌性质及其对中国夏季降水尤其是江淮梅雨的影响, 必须将长、中、短期预报相结合, 进一步发展滚动式的预测系统. 从中国科学院大气物理研究所发展的滚动式预测系统对过去几十年的回报结果看^[25], 4~5 月起报要明显优于 2~3 月起报的预测效果, 这也在一定程度上佐证了中高纬度环流和南半球环流能够调制 ENSO 对中国夏季降水的影响.

需补充说明的是, 本文的研究结果不能完全延伸到 1979 年以前的 ENSO 事件. 这是因为在上世纪 70 年代末期, 全球大气和海洋系统发生了一次显著的年代际变化, ENSO 与东亚夏季风的关系也随之发生变化^[21]. 统计结果表明, 在 1951~1978 年间, 共发生了 5 次中等强度以上的 ENSO 事件, 分别是 1957~1958, 1963~1964, 1965~1966, 1968~1969 和 1972~1973 年, 与翌年中国夏季降水分布的比较发现^[2], 除 1969 年为南方型之外, 其他年份均为北方型, 中国夏季的主雨带位置偏北, 这与本文中等强度 ENSO 的合成结果相似, 但与经典的 ENSO 型降水分布仍有很大差别, 这说明本文的结果在一定程度上是合理的. 有关年代际变化对 ENSO 和东亚夏季风关系的影响有待进一步研究.

参 考 文 献

- 1 涂长望. 中国天气与世界大气的浪动及其长期预告中国夏季旱涝的应用. 气象杂志, 1937, 13(11): 647—697
- 2 徐群. 南方涛动与我国汛期(6~10 月)西太平洋副高活动的相关分析. 科学通报, 1986, 31(20): 1567—1569
- 3 符淙斌, 滕星林. 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系. 大气科学, 1988, 12(特刊): 133—141
- 4 Huang R H, Wu Y F. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv Atmos Sci, 1989, 6(1): 21—32[DOI]
- 5 Zhang R, Sumi A, Kimoto M. A diagnostic study of the impact of El Niño on the precipitation in China. Adv Atmos Sci, 1999, 16(2): 229—241
- 6 龚道溢, 王绍武. 近百年 ENSO 对全球陆地及中国降水的影响. 科学通报, 1999, 44(3): 315—320

- 7 赵振国. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社, 1999. 1—297
- 8 陆日宇. 华北汛期降水量年际变化与赤道东太平洋海温. 科学通报, 2005, 50(11): 1131—1135
- 9 Zhang R H, Akimasa S, Masahide K. Impact of El Niño on the East Asian Monsoon: A diagnostic study of the '86/87' and '91/92' events. J Meteor Soc Japan, 1996, 74: 49—62
- 10 Zhang R H, Akimasa S. Moisture circulation over East Asian during El Niño episode in northern winter, spring and autumn. J Meteor Soc Japan, 2002, 80: 213—227[DOI]
- 11 曾庆存, 林朝晖, 周广庆. 跨季度动力气候预测系统 IAP DCP-II. 大气科学, 2003, 27(3): 289—303
- 12 丁一汇, 李清泉, 李维京, 等. 中国业务动力季节预报的进展. 气象学报, 2004, 62(5): 598—612
- 13 陶诗言, 徐淑英. 夏季江淮流域持久性旱涝现象的环流特征. 气象学报, 1962, 32(1): 1—10
- 14 张庆云, 陶诗言. 亚洲中高纬环流对东亚夏季降水的影响. 气象学报, 1998, 56(2): 199—211
- 15 陶诗言, 卫捷. 再论夏季西太平洋副热带高压的西伸北跳. 应用气象学报, 2006, 17(5): 513—524
- 16 薛峰, 王会军, 何金海. 马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季降水的影响. 科学通报, 2003, 48(3): 287—291
- 17 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测意义. 科学通报, 2003, 48(增刊 II): 87—92
- 18 Xue F, Wang H J, He J H. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influences on East Asian summer monsoon. J Meteor Soc Japan, 2004, 82(4): 1173—1186[DOI]
- 19 薛峰, 何卷雄. 南半球环流变化对西太平洋副高东西振荡的影响. 科学通报, 2005, 50(15): 1660—1662
- 20 平凡, 罗哲贤, 琚建华. 长江流域汛期降水年代际和年际尺度变化因子的差异. 科学通报, 2006, 51(1): 104—109
- 21 高辉, 王永光. ENSO 对中国夏季降水可预测性变化的研究. 气象学报, 2007, 65(1): 131—136
- 22 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Am Met Soc, 1996, 77(3): 437—471[DOI]
- 23 Smith T M, Reynolds R W. Improved extended reconstruction of SST (1854~1997). J Clim, 2004, 17(12): 2466—2477[DOI]
- 24 Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian climate. J Clim, 1999, 13(9): 1517—1536[DOI]
- 25 陈红. IAP 跨季度-年度滚动式动力气候预测系统及其实时预测试验. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2003. 1—126