

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^①

徐海明 何金海

董敏

(南京气象学院, 南京, 210044)

(国家气候中心, 北京, 100081)

摘 要

文中首先采用简单相关和合成分析的方法研究了江淮入梅的年际变化与前期冬季环流和前期冬、春全球海温的关系。研究结果表明江淮入梅的早晚与前期冬季北半球大型环流存在显著的相关: 入梅早的年份, 其前期冬季北大西洋涛动强, 北半球只有一个强的极涡并位于格陵兰上空, 东亚大槽弱; 入梅晚的年份, 则其前期冬季环流表现为, 北大西洋涛动弱, 北半球存在两个极涡, 其中一个仍然位于格陵兰上空, 而另一个则位于西伯利亚上空, 东亚大槽较常年强。江淮入梅的年际变化与前期冬春北大西洋海温的相关分析表明: 入梅早的年份, 北大西洋海温较常年偏暖; 入梅晚的年份, 前期冬春北大西洋海温较常年偏冷。文中还用 CCM 3 模拟了冬、春季北大西洋海温增暖对后期江淮入梅和梅雨期降水的影响, 并探讨了其影响的物理机制。

关键词: 江淮入梅, 年际变化, 北大西洋涛动, 海温异常。

1 引 言

梅雨是指每年6月中旬至7月上旬在中国江淮流域出现的连阴雨天气, 雨量很大。由于梅雨期降水具有很大的年际变化, 所以梅雨期降水的多寡可直接导致江淮干旱涝的形成, 从而对中国国民经济建设产生重大影响, 因此, 对江淮梅雨的研究一直是中国气象工作者研究的重要课题¹⁻³⁾。吴仪芳^①、杨广基^②用多个旱涝年的月平均场资料研究江淮旱涝前期环流特征, 发现江淮流域旱涝发生期及前期平均季节环流有显著差异。黄荣辉^[4]、Nitta^[5]通过研究西太平洋暖池海温演变来建立它与未来副热带高压(以下简称副高)位置的关系以预测江淮流域降水。陈烈庭^[6]、符崇斌^[7]则研究了 El Niño 现象和赤道东太平洋海温距平对北半球环流及江淮旱涝的影响。但以往大量的研究都集中在江淮梅雨期降水量的多寡及其成因上, 而对江淮梅雨入梅早晚年际变化的研究则相对较少。众所周知, 江淮流域梅雨的开始和结束是每年初夏东亚大气环流发生急剧变化的结果, 而入梅的早

① 初稿时间: 1999年3月10日, 修改稿时间: 2000年1月10日。

资助课题: 国家自然科学基金 49735170、‘我国重大天气灾害的形成机理和预测理论研究’(G1998040908)和中国气象局气候研究开放实验室(97-6LCS-04)

① 吴仪芳, 李麦村. 江淮旱涝形成的长期天气过程. 中国科学院大气物理研究所集刊, 第13号, 15~29

② 杨广基. 长江流域中下游地区夏季旱涝的前期特征. 同上, 30~40

晚则在一定程度上体现了每年东亚大气环流发生突变的早晚,也在一定程度上反映了东亚夏季风的强弱及其推进到江淮流域的早晚。因此,对江淮流域梅雨开始早晚的年际变化及其成因作一研究具有重要的学术意义和应用价值。

2 江淮入梅早晚的年际变化及其与江淮 6 月降水的关系

为了研究江淮入梅的年际变化,文中采用南京气象学院气象台统计的 1957~1991 年共 35 a 的资料(表 1),气象台根据以下的标准来确定:(1) 120 E 的副热带高压脊线位置北跳到 20 N 以北且稳定在 18~25 N 之间达 4 d 以上;(2) 副热带高压北跳以后,5 d 内至少有 4 d,10 d 内至少有 7 d 的阴雨日;(3) 连阴雨开始以后 5 d 内有一次大到暴雨以上的雨日;(4) 日平均温度入梅前后连续 4 d 以上 22°C 。这与江苏气象台确定每年入梅的标准是一样的。

从表 1 中可以清楚看到,江淮入梅日期有很大的年际变化,在这 35 a 中入梅最早的年份是 1991 年,该年早在 5 月 19 日便开始入梅,入梅最晚的年份是 1982 年,迟至 7 月 10 日才入梅,最早和最晚入梅日期相差 50 d 之久。为了更清楚地揭示入梅的年际变化,作了江淮入梅日期的年际变化曲线(如图 1 所示),从图中可以看到,这 35 a 的平均入梅日期为 6 月 17 日,与历史上 80 a 平均相比^[8],入梅日期明显推迟(历史上 50% 入梅日期在 6 月 6~15 日)。以与平均入梅日期差 5 d (1 候) 来定义入梅早和晚的年份,从图中可以看到,在这 35 a 中入梅早的年份有 10 a (1960, 1961, 1971, 1974, 1976, 1980, 1984, 1989, 1990, 1991 年),入梅明显晚的年份有 12 a (1959, 1963, 1969, 1978, 1981, 1982 和 1985 年)。从图中还可以看到入梅日期不仅有显著的年际变化,而且还有一定的年代际变化特征,20 世纪 60 年代入梅日期普遍偏晚,70 年代普遍偏早,而 80 年代以后入梅早晚则起伏较大。

表 1 南京气象学院气象台 1957~1991 年入梅日期统计表

年份	入梅日期	年份	入梅日期	年份	入梅日期	年份	入梅日期	年份	入梅日期
1957	6 月 19 日	1964	6 月 23 日	1971	6 月 9 日	1978	6 月 22 日	1985	6 月 22 日
1958	6 月 21 日	1965	6 月 30 日	1972	6 月 20 日	1979	6 月 19 日	1986	6 月 19 日
1959	6 月 27 日	1966	6 月 25 日	1973	6 月 16 日	1980	6 月 9 日	1987	6 月 18 日
1960	6 月 8 日	1967	6 月 23 日	1974	6 月 10 日	1981	6 月 22 日	1988	6 月 15 日
1961	6 月 6 日	1968	6 月 24 日	1975	6 月 16 日	1982	7 月 10 日	1989	6 月 6 日
1962	6 月 17 日	1969	6 月 23 日	1976	6 月 9 日	1983	6 月 19 日	1990	6 月 7 日
1963	6 月 23 日	1970	6 月 18 日	1977	6 月 13 日	1984	6 月 7 日	1991	5 月 19 日

为了探讨江淮入梅的早晚与江淮梅雨期降水的关系,文中计算了江淮入梅日期的年变化与同期 6 月中国降水的相关(图 2),从图中可以清楚看到,江淮入梅的早晚与江淮 6 月降水存在显著负相关,负相关系数绝对值达 0.5 以上,通过了置信度 0.01(相应相关系数为 0.42)的 T 检验,由此可见,江淮入梅早的年份江淮降水偏多,入梅晚的年份江淮降水偏少。此外,还计算了入梅早晚与 6~7 月降水的关系,发现入梅的早晚与 6~7 月的华南和江淮降水具有同样的相关关系(图略)。由此可见,江淮入梅的早晚与夏季江淮洪涝干旱也有一定的相关关系。

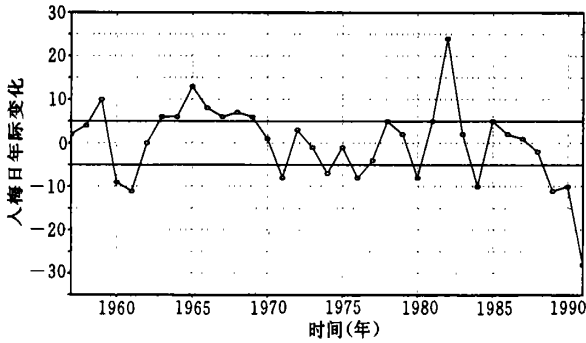


图1 1957~1991年江淮入梅日的年际变化曲线
(零线为平均入梅日期6月17日)

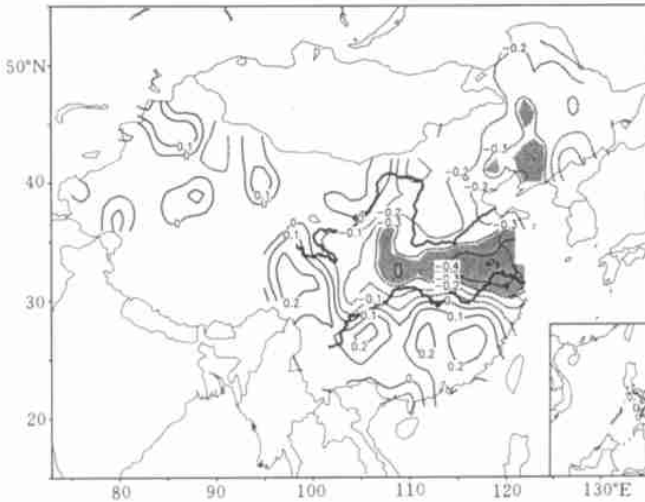


图2 江淮入梅的年际变化与6月降水的相关系数分布
(等值线间隔: 0.1, 阴影区为通过0.05信度检验区)

3 江淮入梅的年际变化与前冬北半球环流的关系

如前所述,江淮梅雨与东亚大气环流的季节突变相关,而江淮入梅的早晚基本上反映了东亚环流从冬季型环流向夏季型环流转变在时间进程上的差异,已有的研究表明^[3,9]北半球冬季环流的变化对后期夏季环流存在一定的影响,那么江淮入梅的早晚与北半球冬季环流又有何关系呢?下面用500 hPa高度场和海平面气压场来讨论江淮入梅早晚与前期冬季环流的关系。

3.1 与前期冬季500 hPa高度场的关系

为了探讨这个问题,首先对江淮入梅的年际变化与前期冬季500 hPa高度场进行了相关分析(图3)。图3给出了1957~1991年35 a的入梅年际变化与前期冬季(12月~次年2月)的500 hPa高度场的相关分布,从图中可以看到在中北大西洋上存在一个大范围

的显著负相关区, 而在其北方格陵兰上空则存在一个大范围的显著正相关区, 正负相关区成南北向偶极子分布, 其分布特征与 Wallace 等^[10]所揭示的北大西洋涛动相一致, 由此可见, 中国江淮入梅的早晚与北大西洋涛动的强弱存在显著的相关。另外, 从图中还可以看到, 在黑海附近上空也存在一个大范围的负相关区, 而在东亚西伯利亚东部上空也存在一片显著负相关区, 表明江淮入梅的早晚与前期东亚冬季环流也存在一定的关联, 采用王绍武等^[11]提出的相关场显著性检验的方法, 计算结果也表明整个相关场在 5% 的信度标准下也是显著的。

为了进一步揭示江淮入梅早晚年前期冬季环流的不同特征, 根据上文所定义早梅雨和晚梅雨年的 500 hPa 高度场距平场

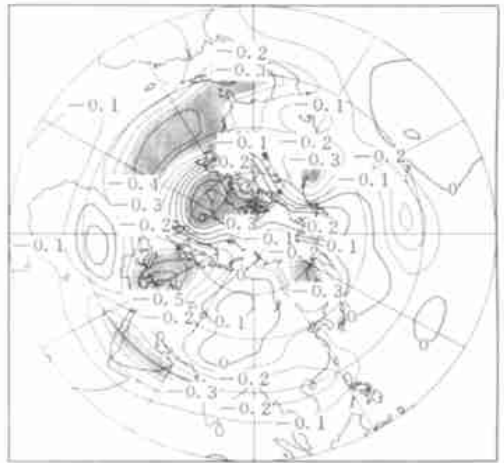


图 3 江淮入梅的年际变化与前期冬季 500 hPa 位势高度场的相关
(等值线间隔: 0.1, 阴影区为通过 0.05 信度检验区)

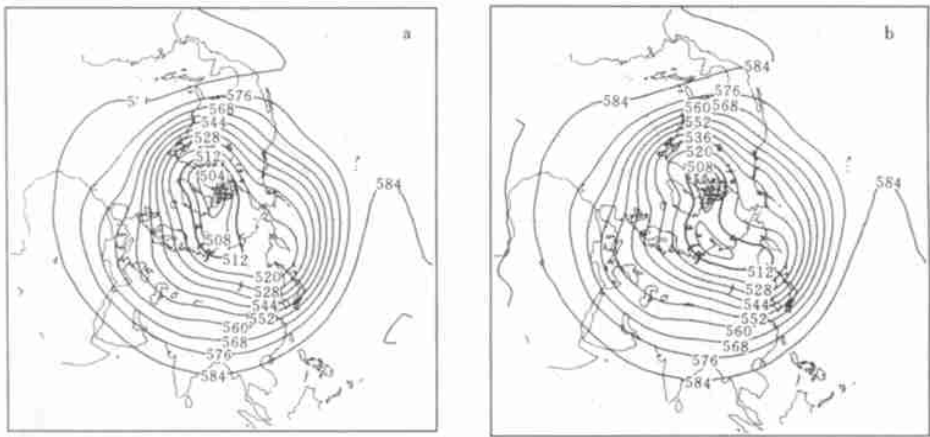


图 4 江淮入梅早年(a)和晚年(b)北半球冬季 500 hPa 位势高度合成分布
(等值线间隔: 40 gpm)

作了合成分析(图略), 发现入梅早的年份, 在中北大西洋上为一大范围的正距平区, 中心距平值在 20 gpm 以上, 而在格陵兰上空则为一大范围的负距平区, 中心值在 50 gpm 以上, 两者成南北偶极子分布, 大大增强了南北向的位势梯度, 有利于北大西洋上空强西风急流的维持, 而在东西伯利亚上空则存在一大范围的正距平, 有利于维持弱的东亚大槽; 在入梅晚的年份, 500 hPa 高度场的距平分布则与入梅早年的情形形成基本相反, 即中北大西洋上为一负距平区, 格陵兰上空为强正距平区, 东西伯利亚上空为一负距平区, 有利于维持强的东亚大槽、弱的北大西洋西风急流。这种距平场分布反映在 500 hPa 平均高度场上(图 4)则表现为, 入梅早的年份, 北极极涡只有一个, 它位于格陵兰岛附近上空, 强度较强; 而

在入梅晚的年份, 极涡分裂成两个, 其中一个位于格陵兰上空, 而另一个则位于西伯利亚上空。由此可见, 江淮入梅的早晚与前期冬季环流密切相关。

3.2 与前期冬季海平面气压的关系

为了进一步探讨江淮入梅年际变化与前期冬季环流的关系, 文中也计算了江淮入梅的年际变化与前期冬季海平面气压的相关(图5), 从图中可以看到, 最大的正相关中心位于北美加拿大至格陵兰附近, 最大相关系数已达 0.5 以上, 通过了信度 0.01 的 T 检验(相应的相关系数为 0.4182), 而在北大西洋上则为显著的负相关区, 其相关分布型与 500 hPa 上高度场相关分布相一致, 同样, 采用王绍武等^[11]提出的相关场显著性检验的方法, 计算结果也表明整个相关场在 5% 的信度标准下也是显著的。这种相关分布型在海平面气压距平合成图上(图略)则表现为, 入梅早的年份, 冰岛及格陵兰附近为一大范围的负距平区所控制, 北大西洋

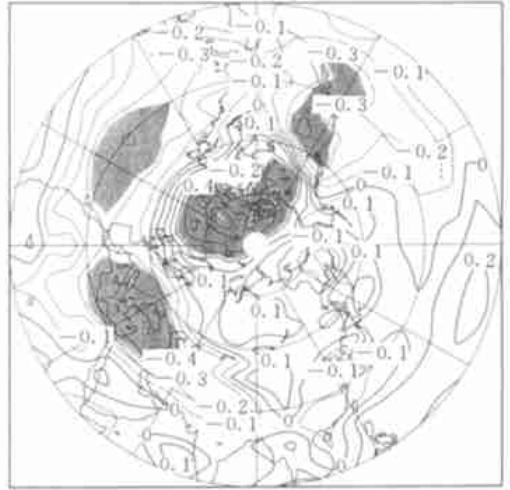


图5 1957~1991年35 a江淮入梅的年际变化与前期北半球冬季海平面气压相关
(等值线间隔: 0.1, 阴影区为通过0.05信度检验区)

上为一正距平区, 表明入梅早的年份, 冰岛低压和北大西洋高压都增强, 对应于强的北大西洋涛动; 而在入梅晚的年份, 则刚好相反, 冰岛低压和北大西洋高压均减弱, 对应于弱的北大西洋涛动。

4 江淮入梅的年际变化与前期冬、春季海温的关系

从前一节的讨论, 可以看到江淮入梅的早晚与前期冬季环流异常密切相关。那么前期冬季这种大尺度的环流异常又是由什么因素造成的呢? 已有的研究都表明, 大范围的环流异常主要由象海温、海冰、积雪和土壤湿度等外强迫因子所造成的, 其中以海温异常的影响最为重要。图6给出了1957~1991年的入梅日期与前期冬季、春季全球海温的相关分布, 从图中可以清楚地看到江淮入梅日期的年际变化与北大西洋海温存在显著的负相关, 该显著负相关区从冬季一直维持到前期春季, 且相关系数逐渐增大, 在春季其相关系数的最大值已达 0.5 以上, 通过了信度为 0.01 的 T 检验。另外, 从图中还可以看到, 江淮入梅早晚与赤道中东太平洋海温成正相关, 与中北太平洋海温成负相关, 该两块大范围的正负相关区, 在前期冬季没能通过 0.05 的信度检验, 而到了春季有小范围的海区能通过信度为 0.05 的 T 检验, 但相关强度从冬季至春季是逐渐增大的。由此可见, 江淮入梅的早晚与前期北大西洋海温存在显著相关, 而与前期的赤道中东太平洋和北太平洋海温只存在弱的相关。这种相关分布型在前期的海温距平合成图上(图略)则表现为, 在北大西洋上, 入梅早年与入梅晚年相比前期冬、春海温偏暖; 而在太平洋上, 入梅早年前期与入梅晚年相比冬、春赤道中东太平洋海温偏冷, 而中北太平洋海温偏暖。这对于预测江淮入梅的早晚具有一定指示意义。

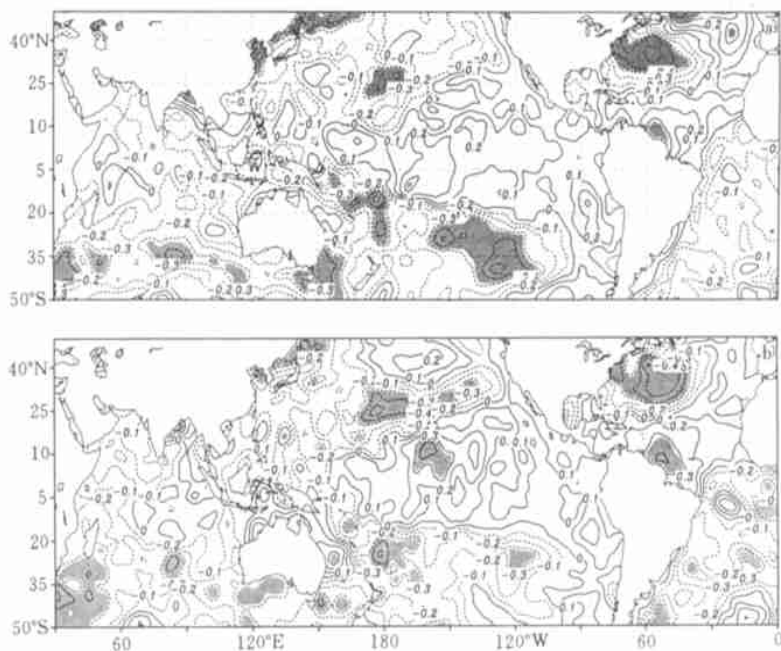


图 6 江淮入梅的年际变化与前期冬季 (a) 和春季 (b) 海温的相关系数
(等值线间隔: 0.1, 阴影区为通过 0.05 信度检验区)

5 数值模拟

以上分析表明北大西洋冬、春季海温与后期江淮梅雨入梅年际变化存在显著相关, 这说明前期北大西洋海温异常与否是判断后期江淮入梅早晚的一个重要指标。为了进一步研究北大西洋海温异常是通过何种途径和机制影响中国江淮梅雨入梅和降水, 将采用一个全球气候模式来模拟北大西洋海温异常对江淮入梅和降水的影响。

5.1 模式和试验方案

本文所用模式为美国全国大气研究中心的第 3 代公共气候模式 (CCM3), 采用 σ - P 混合坐标的全球谱模式, 垂直分为 18 层, 大气顶取在 2.9 hPa, 水平分辨率为 T42 (相当经纬度间距 2.8 左右, 全球共计 128×64 个格点)。模式包括了辐射、对流、垂直扩散、边界层及陆面过程等各种物理过程, 模式还包括了日变化, 辐射通量每隔 1 h 计算一次, 在这之间辐射通量保持不变。时间积分步长为 20 min。它与 CCM2 相比, 在云的参数化、晴空长波辐射、深对流、边界层过程和陆面过程都作了改进, 经过这些改进, 模式的辐射偏差已大为减少, 减弱了过强的水循环, 使潜热释放及降水率均接近观测, 辐射收支已接近平衡。关于模式的详细说明和改进详见文献 [12, 13]。

在 CCM3 模式中所用的海温为多年平均的海温资料, 在模式的运行过程中保持海温的季节变化而没有年际变化。为了研究冬、春季北大西洋异常对后期江淮入梅和梅雨降水的影响, 在这里设计如下两个数值试验:

第 1 个试验, 采用经过多年积分以后而得到 9 月 1 日的模式场作为本试验的初始场,

然后再积分 320 d, 每 5 d 取一次平均作为一次结果输出, 该试验称之为控制试验(CTL)。

第 2 个试验, 初始场、积分时间及输出频率与试验 1 相同。与第 1 个试验不同之处在于模式积分过程中, 12 月份至下一年 5 月份的北大西洋海温气候场上叠加了一个正海温异常场, 其分布见图 7, 该正海温异常分布位于西北大西洋上, 中心最大值为 2.5, 其水平分布与入梅早、晚年北大西洋海温距平之差分布相一致, 该试验称之为北大西洋正海温异常试验(NAP)。

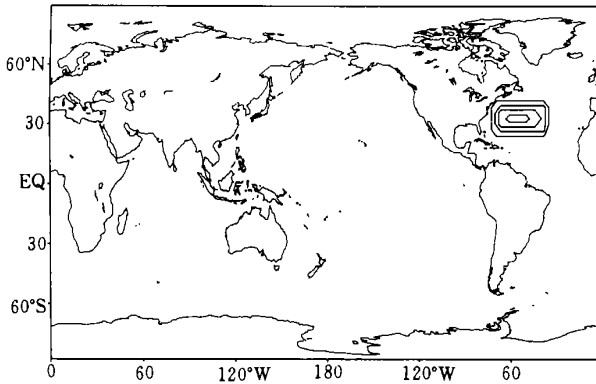


图 7 北大西洋正海温试验(NAP)中所加的海温异常分布
(等值线间隔: 0.5)

5.2 试验结果分析

5.2.1 北大西洋海温异常增暖对北半球冬季大气环流的影响

图 8 分别给出了北半球冬季 CCM3 控制试验和北大西洋正海温异常试验在模式第 10 层(约 400 hPa)上的流场以及两者之差。由图 8a 可见: CCM3 很好地模拟出了北半球冬季大气环流“三槽三脊”的主要特征, 3 个大槽分别位于亚洲东岸、北美东部和欧洲东部, 3 个脊分别位于阿拉斯加、西欧沿岸和青藏高原北部。当 CCM3 中西北大西洋海温异常偏暖时, 由图 8b 可以看到, 阿拉斯加高压脊明显增强, 北美大槽、东亚大槽也有不同程度的加深, 而位于欧洲东部的大槽则明显变的平浅, 可见西北大西洋海温异常偏暖不仅对其上空的大气环流产生影响, 而且对整个北半球的大型环流也会产生一定的影响。这种大型环流的改变在差值流场上(图 8c)则表现为, 在格陵兰岛以南的北大西洋北部为一个气旋性的差值环流, 而在整个北大西洋的副热带地区则为反气旋性的差值环流所控制。这清楚表明西北大西洋海温异常偏暖时, WA 遥相关型增强, 相应美国东部至西北大西洋上的西风急流得到增强, 这与前面的诊断结果是一致的。另外, 从图 8c 还可以看到, 西北大西洋海温异常偏暖可在阿拉斯加上空以及整个欧亚大陆上空激发出反气旋性的差值环流, 而在俄罗斯远东至鄂霍茨克海上空激发出气旋性差值环流, 从而对整个北半球大气环流也产生一定影响。

5.2.2 北大西洋海温异常增暖对江准入梅和降水的影响

图 9 给出了北大西洋正海温异常试验(NAP)和控制试验(CTL)在江淮流域(28~34°N, 105~120°E)区域平均的降水量之差随时间的变化曲线。从图中可以看到, 冬、春季的北大西洋海温的异常偏暖可以使江淮流域 2~3 月份降水明显偏少, 到了 4 月上旬以

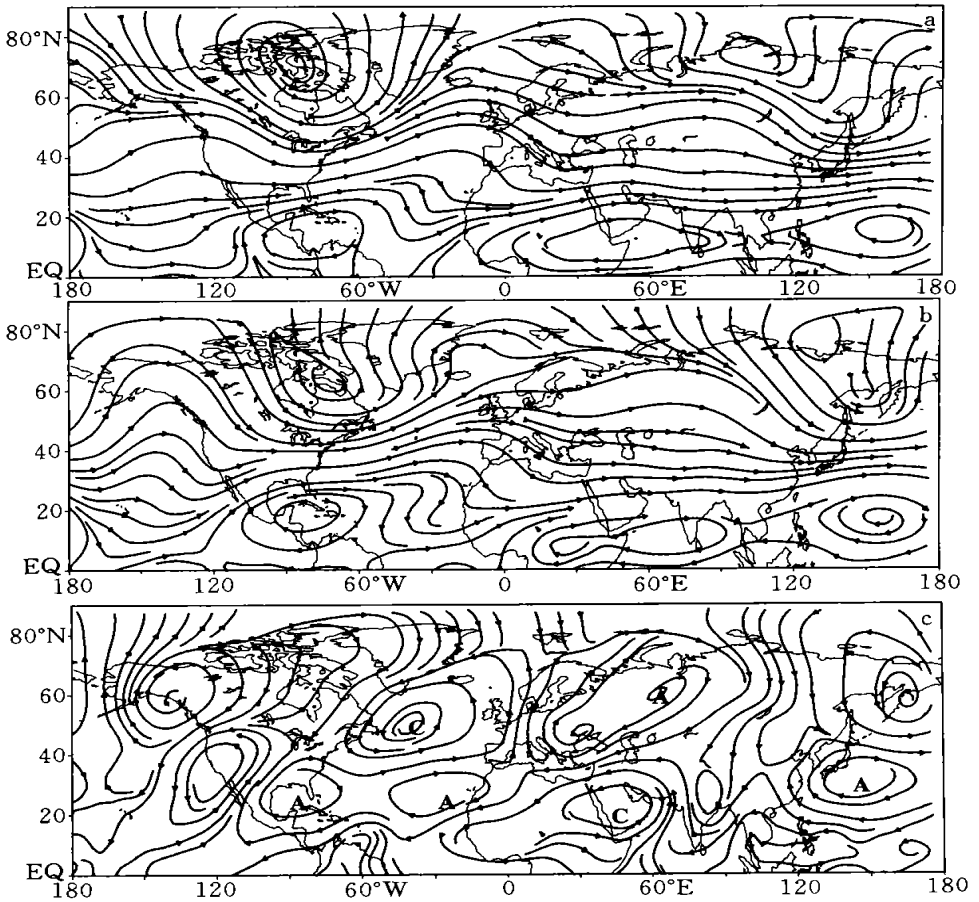


图 8 北半球冬季在模式第 10 层(约 400 hPa)上的流场和差值流场
(a. 控制试验(CTL), b. 北大西洋正海温异常试验(NAP), c. 两试验之差(NAP-CTL))

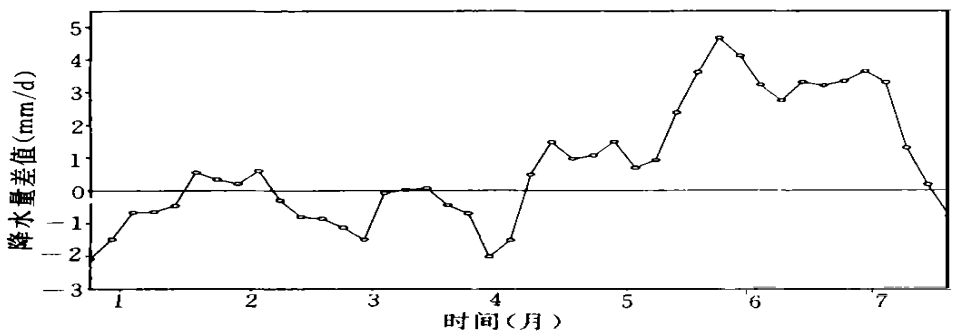


图 9 北大西洋正海温异常试验(NAP)与控制试验(CTL)在
江淮流域(28~34°N, 105~125°E)区域平均降水量差随时间的变化曲线

后,北大西洋海温异常偏暖渐渐地使江淮流域的降水增多,而到了5月中旬以后,北大西洋海温异常偏暖使江淮流域的降水迅速增加,最大偏差达 4.5 mm/d,该大的异常降水偏差一直维持到6月底。由前面的分析结果表明江淮入梅的平均日期为6月中旬左右。而

北大西洋海温冬、春季的异常偏暖可以使中国江淮流域的降水在5月中旬以后便迅速增加,由此可见,北大西洋海温冬、春季的异常偏暖可以使江淮梅雨入梅日期明显提前,该结果与前面的诊断分析结果是一致的。

图10分别给出了控制试验(CTL)和北大西洋正海温异常试验(NAP)5~6月份的平均降水量以及两者的降水量之差。由图10a可见,在亚洲热带季风区,主要的降水位于南海北部和孟加拉湾北部至印度半岛,分别对应于5~6月的南海夏季风和6月印度夏季风,这与实际的观测结果相一致。在中国大陆上,中国华北地区存在一条东西向的雨带,而在江淮流域没有明显的降水雨带,与实际的观测结果相比华北降水偏强而江淮流域降水偏弱,这说明CCM3模式对亚洲热带夏季风降水有较强的模拟能力,而对东亚副热带夏季风降水的模拟仍然存在一定的偏差。当在模式中考虑了北大西洋冬、春季海温异常偏暖以后,江淮流域5~6月份的降水量明显增多,在NAP试验中,自青藏高原东部至中国江淮流域明显存在一条降水雨带(图10b),华北降水雨带强度明显减弱,南海北部的降水量也明显减少。在降水差值图上(图10c)则表现为自青藏高原东部至中国江淮流域为一正

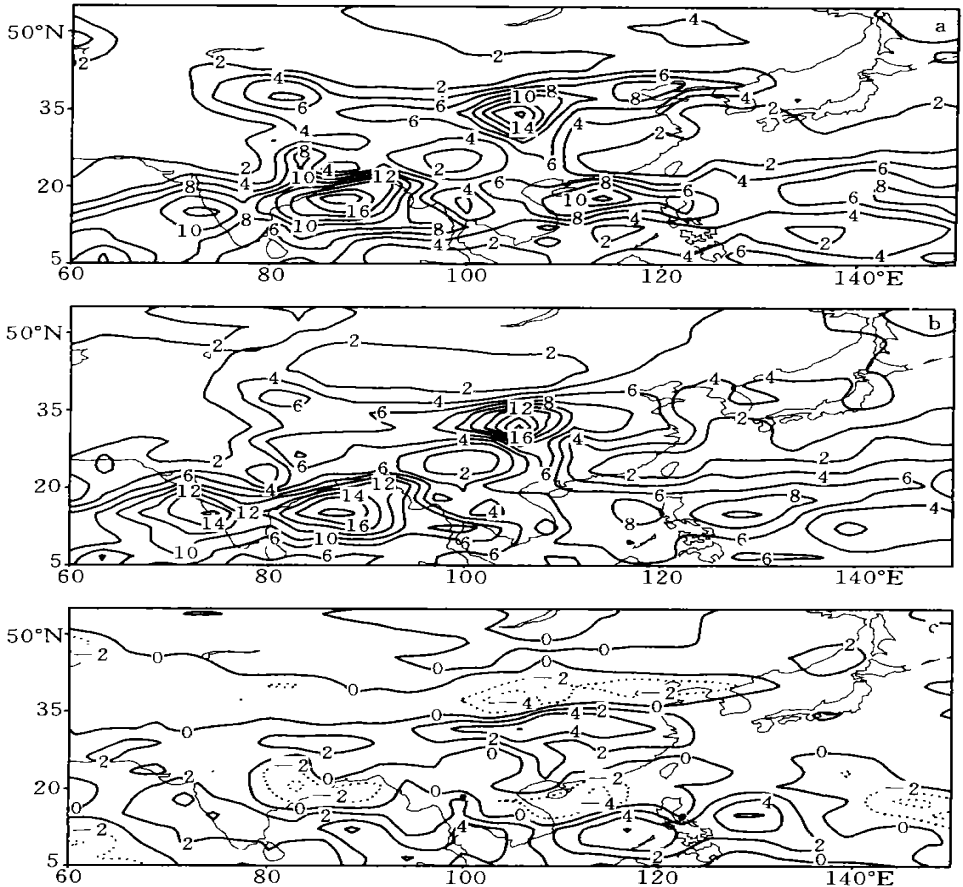


图10 5~6月份平均降水量和降水量差值分布

(a. 控制试验(CTL),

b. 北大西洋正海温试验(NAP), c. 两试验差(NAP-CTL); 等值线间隔: 2 mm/d)

的降水偏差区, 而在其南北两侧的中国华北和南海北部至华南沿海为负的降水差值区。另外, 从差值图中还可以看到在孟加拉湾北部和印度半岛东北部也为一负的降水差值区。由此可见, 冬、春季北大西洋海温异常偏暖不仅对后期中国江淮梅雨入梅的早晚和降水存在影响, 而且对初夏的南海夏季风和印度夏季风也存在一定的影响。

5.2.3 北大西洋海温异常对江淮梅雨入梅和降水影响的机制

为了研究北大西洋正海温异常对中国江准入梅和降水的影响机制, 图 11 给出了 6 月份控制试验 (CTL) 和 NAP 试验在模式第 10 层(约 400 hPa) 上的流场和两者之间的差值流场。从图 11a 中可以看到, 在东亚沿海的日本上空和北美东海岸上空分别为两个大槽所控制, 贝加尔湖以北为一个气旋性环流、乌拉尔山地区为一个反气旋性高压脊, 副热带高压中心位于长江中下游至西太平洋上一带, 伊朗至北非上空也为一个宽广的高压所控制, 这与 6 月份的实际观测结果相一致。图 11b 则给出了 NAP 试验 6 月份的流场, 从图中可以清楚地看到, 北大西洋海温的异常偏暖可使乌拉尔山高压脊明显增强, 鄂霍茨克海上空的环流也由控制试验中的气旋性低压槽转变为反气旋性高压脊所控制, 副热带高压中心位置与 CTL 试验中的副热带高压中心位置相比明显偏南, 大约位于 22°N 附近。在两者的

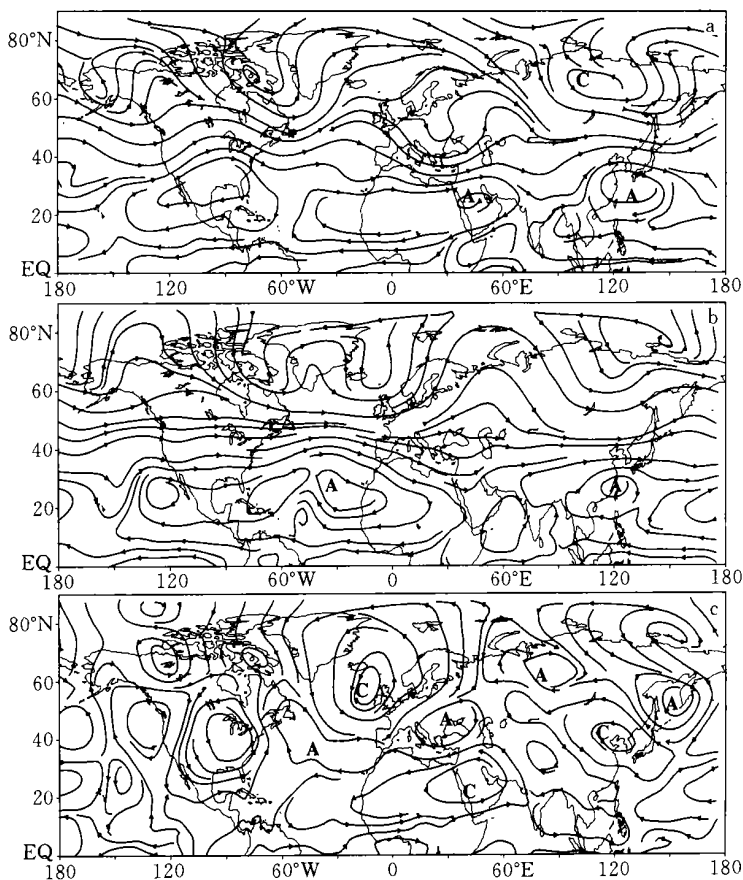


图 11 6 月份模式第 10 层上(约 400 hPa) 的流场和差值流场

(a. 控制试验(CTL), b. 北大西洋正海温异常试验(NAP), c. 两试验之差(NAP-CTL))

差值流场(图 11c)上则表现为北大西洋中纬度地区为一个反气旋性差值环流、冰岛以南的东北大西洋上为一个气旋性差值环流所控制,在贝加尔湖西北地区上空为一个反气旋性差值环流所控制,中国华北至日本海上空又为一个气旋性差值环流,这 4 个反气旋性、气旋性相间的差值环流中心连线类似于 Wallace 等^[10]所揭示的欧亚波列。众所周知,江淮入梅和梅雨期的持续稳定与乌拉尔山和鄂霍茨克海高压脊或阻塞高压的建立和维持密切相关。由此可见,北大西洋海温异常偏暖通过激发欧亚波列影响欧亚上空的大气环流,使乌拉尔山和鄂霍茨克海高压脊异常发展和加强,从而使江淮提前入梅并使梅雨期降水异常增多。

在对流层低层的差值流场上(图略)则表现为,在长江中下游地区为一个明显的气旋性差值环流中心所控制,从孟加拉湾经中南半岛至中国南海北部和华南为一致的西南风差值,孟加拉湾北部也为一个气旋性差值环流中心,而在印度半岛上空则为一反气旋性差值环流所控制。可见,北大西洋海温的异常偏暖可使东亚西南季风明显增强,有利于江淮梅雨期江淮气旋的维持和发展,而使印度夏季风和季风降水明显减弱。

6 总结和讨论

文中利用 1957~1991 年的江淮入梅日期资料和中国 160 个测站的月平均降水资料、北半球 500 hPa 月平均高度场、海平面气压场以及全球海温月平均场研究了江淮入梅的年际变化与前期冬季环流和前期冬、春全球海温的关系,而后又用 CCM3 模拟了冬春季北大西洋海温异常增暖对中国初夏入梅和降水的影响,得到如下几点结论:

(1) 江淮入梅日期存在明显的年际变化,而且与江淮 6 月降水存在显著相关,即入梅早年,江淮 6 月降水较常年偏多;入梅晚年,江淮降水则较常年偏少。

(2) 江淮入梅的早晚与前期冬季北半球大型环流存在显著的相关。对于入梅早的年份,其前期冬季北大西洋涛动强,北半球只有一个强的极涡并位于格陵兰上空,相应东亚大槽弱;对于入梅晚的年份,则其前冬环流表现为,北大西洋涛动弱,北半球存在两个极涡,其中一个仍然位于格陵兰上空,而另一个则位于西伯利亚上空,相应东亚大槽较常年强。

(3) 江淮入梅的年际变化与前期冬春北大西洋海温也存在显著的相关。即入梅早年,北大西洋海温较常年偏暖;入梅晚的年份,前期冬春北大西洋海温较常年偏冷,这对于预测江淮入梅早晚的年际变化具有很好的指示意义。

(4) 数值试验结果表明,冬、春季北大西洋海温的异常偏暖可导致初夏中国江淮流域提前入梅和梅雨期降水的增多。结果进一步表明,北大西洋海温的异常偏暖可通过激发欧亚波列使乌拉尔高压脊和鄂霍茨克海上空的高压脊明显增强,从而使江淮梅雨明显提前和降水量的增多。

已有研究表明^[6,7],中国东部汛期降水与赤道太平洋海温(如 El Niño)之间也存在一定的关系,赤道太平洋海温异常主要通过影响热带环流和副热带高压对中国东部汛期降水产生影响,但这也只能解释了引起江淮降水异常的其中一部分原因。众所周知,江淮汛期降水的多寡既受到低纬度系统(如热带季风系统、副热带高压)的影响,同时也受中高纬

大气环流(如阻塞高压)以及相应的冷空气活动的影响,而冬春中高纬欧亚大陆上空中高纬大气环流的异常显然受到其上游大气环流以及外强迫源(如 SST A)异常的影响,这也很好从 Hoskins 提出的大圆理论(EU 波列)来得到解释,本文的数值试验结果也清楚地证明了这一点。因此,认为江淮汛期降水的异常应既受到赤道太平洋海温异常的影响,同时也受到北大西洋海温异常的影响,至于两者影响相对的重要性及如何协同作用则需进一步研究。另外,文中仅做了两个敏感性试验来探讨北大西洋海温异常对江淮入梅影响的机制,其结果还有待做更多的数值试验来进行验证。

参考文献

- 1 陶诗言,徐淑英. 夏季江淮流域持续性旱涝现象的环流特征. 气象学报, 1962, 32(1): 1~10
- 2 杨广基等. 长江流域中下游持久性旱涝与低纬度热带环流型的关系. 高原气象, 1982, 1(3): 43~50
- 3 陶诗言,朱文妹等. 论梅雨的年际变化. 大气科学, 1988, 12(特刊): 2~13
- 4 黄荣辉,李维京. 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, 1988, 12(特刊): 107~116
- 5 Nitta T. Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. J Meteor Soc Japan. 1986, 64: 373~390
- 6 陈烈庭. 东太平洋赤道地区海水温度异常对热带大气环流及中国汛期降水的影响. 大气科学, 1977, 1(1): 1~12
- 7 符崇斌. 中国夏季的气候异常与厄尔尼诺南方涛动的关系. 大气科学, 1988, 12(特刊): 133~141
- 8 徐群. 八十年长江中下游的梅雨. 气象学报, 1965, 35(4): 507~518
- 9 孙淑清,孙柏民. 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系. 气象学报, 1995, 53(4): 440~450
- 10 Wallace J M, Gultzer D S. Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon Wea Rev, 1981, 109: 784~812
- 11 王绍武,胡增臻. 气象要素相关场显著性检验的统计模拟方法. 见:王绍武,黄朝迎编. 长江黄河旱涝灾害发生规律及其经济影响的诊断研究. 北京:气象出版社, 1993, 215~221
- 12 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G A, et al. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech. Note, 1996, NCAR/TN-420+STR, 152 pp
- 13 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G A, et al. The National center for atmospheric research community climate model: CCM3. J Climate, 1998, 11, 1131~1150

INTERANNUAL VARIABILITY OF THE MEIYU ONSET AND ITS ASSOCIATION WITH NORTH ATLANTIC OSCILLATION AND SSTA OVER NORTH ATLANTIC

Xu Haiming He Jinhai

Dong Min

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*) (*National Climate Center, Beijing 10081*)

Abstract

In the context of simple correlation and composite analysis, study is performed of the correlation between Meiyu onset dates (MOD) and atmospheric circulation in the previous winter. Result shows that the MOD is significantly related to the atmospheric features in the previous winter with strong North Atlantic Oscillation (NAO) for early Meiyu onset and v. v. . Result also indicates that there exists pronounced correlation between the MOD and SST over the North Atlantic in the previous winter-to-spring with positive SST anomalies for early Meiyu onset and negative anomalies for late Meiyu onset, which implies important significance for Meiyu onset prediction. Finally, numerical simulation is taken to investigate the mechanism of effects on the Meiyu onset and precipitation of the warm sea surface temperature over the North Atlantic.

Key words: Meiyu onset, Interannual variability, NAO, SSTA.