中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 4 期: 414 ~ 426
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

全球变暖背景下中国东部夏季三类雨型预测概念模型新建

赵俊虎[①②], 封国林[①*]

① 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;
② 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000
* 联系人, E-mail: fenggl@cma.gov.cn

收稿日期: 2014-01-24; 接受日期: 2014-08-10; 网络版发表日期: 2015-03-27
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB955902, 2013CB430204)和国家自然科学基金项目(批准号: 41175067, 41375078)资助

摘要 在全球变暖的背景下, 20 世纪 70 年代末期全球气候发生了显著的年代际变化. 厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)作为预测全球气候年际变率的最强信号, 其与中国夏季降水之间的关系发生了显著地改变, 对中国夏季降水的指示意义减弱, 导致中国东部夏季三类雨型早期预测概念模型的准确率明显下降. 本文通过分析全球显著变暖前(1951~1978 年)、后(1979~2012 年)两个阶段中国东部夏季三类雨型同期大气环流系统的配置、前冬海洋和大气环流及其相互作用的差异, 结果发现: (1) 影响中国夏季三类雨型的大气环流在不同年代际背景下具有一致性, 但在全球显著变暖的后一阶段, 西太副高偏强偏南, 欧亚中高纬阻塞高压活动频繁, 而极涡南扩, 经向环流加强, 这种环流背景有利于中国东部夏季Ⅱ, Ⅲ类雨型对应的环流频率增加, 而Ⅰ类雨型对应的环流频率减少, 导致中国夏季Ⅱ, Ⅲ类雨型偏多而Ⅰ类雨型偏少; (2) 前一阶段, 不同雨型对应的前冬海温场差异显著, 同时 ENSO 对北太平洋涛动(NPO)的影响较强, NPO 对夏季Ⅰ, Ⅱ类雨型有较好的判别能力, 后一阶段此判别能力下降, 而 ENSO 对太平洋/北美型(PNA)遥相关的影响加强, PNA 对Ⅱ, Ⅲ类雨型的判别能力提升. 基于新的年代际气候背景, 利用前冬 PNA 和欧亚型(EU)遥相关指数, 对中国东部夏季三类雨型预测概念模型进行了新建, 其拟合效果较理想, 实际预测准确率有待进一步检验.

关键词
全球变暖
气候变化
三类雨型
ENSO
NPO
PNA
预测模型

中国的气候灾害发生频率较高, 旱、涝灾害极大的影响中国的经济建设和社会发展, 对月、季时间尺度旱、涝气候, 尤其是夏季汛期旱、涝趋势的预测是中国大气科学家的一项重要课题(丑纪范和徐明, 2001; 黄荣辉等, 2006; 黄建平和王绍武, 1991; Huang 等, 1993; 封国林等, 2013). 而从全国大范围看, 夏季降水主要预报雨带的南北位置, 即对雨型的预报(施能等, 1997). 正常情况下, 夏季雨带从华南向华北推进, 但是受多种因素的复杂影响, 雨带推进的速度加快或者长时间滞留在某区域, 形成了不同的雨型(魏凤英, 2007). 自 20 世纪 70 年代以来, 不少学者在中国夏季雨型方面做了大量有益的工作, 这

中文引用格式: 赵俊虎, 封国林. 2015. 全球变暖背景下中国东部夏季三类雨型预测概念模型新建. 中国科学: 地球科学, 45: 414–426
英文引用格式: Zhao J H, Feng G L. 2014. Reconstruction of Conceptual Prediction Model for the Three Rainfall Patterns in the summer of eastern China under global warming. Science China: Earth Sciences, 57: 3047−3061, doi: 10.1007/s11430-014-4930-4

些研究工作主要包括雨型的划分、气候变化特征及预测三方面.

夏季主雨带的分型妥当与否直接影响到预报水平(王绍武等, 1998). 早在 20 世纪 80 年代初, 廖荃荪等(1981)就把中国东部夏季降水雨带划分为三种类型(以下简称"三类雨型"): Ⅰ类, 北方型, 主要多雨带位于黄河流域及其以北, 江淮流域大范围少雨; Ⅱ类, 中间型, 主要多雨带位于黄河至长江之间, 雨区中心一般在淮河流域一带; Ⅲ类, 南方型, 主要多雨带位于长江流域或江南, 淮河以北大范围地区及东南沿海地区少雨. 这种雨型划分具有不少优点, 首先是雨型类数不多, 能够抓住夏季降水的主要特征, 有利于分析规律和进行预测; 其次, 雨型的划分与雨带位置自北向南有关, 三类雨型的大气环流成因差异显著, 有着明显的气候意义, 并突出了最大洪涝可能发生的地区, 因此在国家气候中心(NCC)的汛期预测业务中一直沿用至今. 魏凤英等(1988)采用这三种分型的基本思想和标准, 将其进行了客观化. 赵振国等(2008)研究表明, 中国东部夏季三类雨型存在明显的年际、年代际变化, 20 世纪 80 年代之前Ⅰ类雨型居多, 之后主雨带逐渐南移, Ⅲ类雨型偏多, 北方干旱化加剧, 进入 21 世纪之后, 雨带再次北抬, Ⅱ类雨型增加. 严华生等(2001)也分析了近百年中国夏季雨带气候类型的变化, 发现雨带存在显著的 10 年际的气候变化趋势, 中国夏季降水分布有逐渐向南移动的趋势, 并指出这是在全球气候变化背景下产生的影响中国雨季降水的东亚、印度两支季风发生变化及厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)事件的频繁发生造成的. 对雨型划分及其年际、年代际的研究, 目的是为了对雨型做出更好的预测. 20 世纪 90 年代, 廖荃荪等(1992)对三类雨型的 500 hPa 平均环流形势特点进行了研究, 并以三类雨型为主要预测对象, 以厄尔尼诺事件、东亚阻塞高压、北太平洋涛动(NPO)等为主要影响因素, 建立了汛期旱涝预测概念模型. 此后陈兴芳等(2000)对该模型进行了补充修改, 增加了南方涛动, 该预测概念模型抓住了三类雨型的关键影响因素, 在中国每年 3 月份的汛期预测中发挥了重要作用.

然而自 20 世纪以来, 全球气候正在经历着一次以变暖为主要特征的显著变化, 70 年代末之后全球气候变暖更加显著(IPCC, 2007; Hansen 等, 2010), 进入 21 世纪之后气候变暖仍在继续(唐国利等, 2012). 大量研究表明, 伴随着全球变暖, 20 世纪 70 年代末, 全球海洋和大气环流均发生了显著的年代际变化(Wang, 1995; 穆明权和李崇银, 2000; 王会军和贺圣平, 2012; 丁一汇等, 2013): 北太平洋中西部海温变冷而东部热带太平洋的海温变暖(Guilderson 和 Schrag, 1998), 形成年代际的"ENSO 循环"现象(黄荣辉等, 1999), 冬季阿留申低压加强并向东移(Graham, 1996), 与太平洋/北美型(PNA)遥相关有关的北太平洋 500 hPa 高度场显著降低(Nitta 和 Yamada, 1989), 东亚冬季风年际变率减弱(贺圣平, 2013), 东亚夏季风强度减弱(Wang, 2001), 中国及东亚四季的起始时间发生了年代际转折(赵俊虎等, 2011a; 张世轩等, 2011; 侯威等, 2011; Zhao 等, 2013). 大气环流的变化往往伴随着风、上层海洋热含量和水分的变化(Latif 和 Barnett, 1994; 孙建奇和王会军, 2005), 这些气候变化反过来又会影响 ENSO 模态和频率(An 和 Wang, 2000). 这种海气系统的年代际变化会强烈的影响和调节热带海温与大气环流之间的关系(Ding 等, 2010). 例如 Yamagata 等(1992)研究表明, 热带北太平洋海表温度的年代际变化可能对阿留申低压和东亚冬季风系统的变化产生影响. 近年来, 诸多研究表明东亚夏季风和 ENSO 的关系发生了转变, ENSO 对东亚夏季风的影响在减弱, 并导致 ENSO 对东亚季风区夏季降水的指示作用减弱(Wang, 2002; Gao 等, 2006), 等等. 在此种全球气候变化的大背景下, 中国东部夏季三类雨型与其主要影响因子之间的关系是否发生改变? 三类雨型夏季大气环流系统的配置是否发生年代际转变? 三类雨型的前期信号是否有新的变化? 早期三类雨型预测概念模型的预测能力是否下降? 如果预测准确率下降, 而目前气候模式的预测能力还远远达不到业务需求, 那么针对当前气候背景下三类雨型预测概念模型的及时改进就非常必要, 等等. 这些都是亟需解答的科学问题, 也是目前短期气候预测业务中面临的难点问题.

中国每年的汛期降水预测是在当年 3 月份制作, 因此主要依靠前冬海洋和大气环流等异常信号, 且冬季环流的时空演变与中国汛期雨带类型分布有明显的相关, 而春季是转换季节, 与雨带类型分布的关系不如冬季密切(严华生等, 2006). 基于此, 本文首先分析了全球气候变化背景下不同阶段三类雨型同期大气环流系统的配置特征及差异, 检验了早期三类雨型预测概念模型的预测能力, 然后对比分析不

同阶段三类雨型前冬海洋、大气环流及其相互作用结果是否发生改变, 在此基础上, 对夏季三类雨型预测概念模型进行了新建和效果检验, 最后探讨了存在的问题.

1 资料和方法

本文所用资料主要包括: NCEP/NCAR 全球经纬网格(2.5°×2.5°)再分析月平均位势高度场和风场资料, 美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的全球月平均海温重建资料(2°×2°), 美国国家气候预测中心(CPC)的 Niño 指数, 时段均为 1948 年 1 月~2012 年 12 月.

主要采用相关分析、合成分析及奇异值分解(SVD)等方法. 由于 20 世纪 70 年代末, 全球变暖更加显著, 全球气候也发生了显著的年代际变化, 因此本文将研究时段分为全球显著变暖前(1951~1978 年)和后(1979~2012 年)两个阶段.

2 中国东部夏季三类雨型及其同期大气环流系统配置特征

表 1 给出了 1951~2012 年我国东部夏季三类雨型. 在 1951~2012 年期间, Ⅰ, Ⅱ和Ⅲ类雨型分别出现 20, 20 和 22 年, 气候概率分别为 32.3%, 32.3%和 35.4%. 在 1951~1978 年, Ⅰ类、Ⅱ类和Ⅲ类分别有 12, 8 和 8 年, 出现频率分别为 42.8%, 28.6%和 28.6%, Ⅰ类雨型出现频率高于其气候概率; 在 1979~2012 年, Ⅰ, Ⅱ和Ⅲ类分别有 8, 12 和 14 年, 出现频率分别为 23.5%, 35.3%和 41.2%, Ⅱ类和Ⅲ类雨型出现频率高于其气候概率. 可见, 在近 62 年的整个时段三类雨型气候概率差异不大, 而在前、后两个不同气候阶段, 三类雨型出现频率差异明显.

尽管影响中国东部夏季降水异常分布的因素是多方面的, 但大气环流的异常变化是最直接和最重要的因素, 作为中层大气环流的代表, 500 hPa 位势高度场可以清晰地反映中国东部夏季雨类的环流特征(魏凤英等, 2012). 由于 20 世纪 70 年代末全球大气环流发生突变, 500 hPa 中低纬高度场显著偏高(图略), 为此分别以 1951~1978 年和 1979~2012 年两个时段的平均值作为两个阶段的气候态(下同), 绘出两个阶段三类雨型对应年份的 500 hPa 高度距平合成(图 1), 来分析不同阶段三类雨型对应的同期欧亚大气环流系统关键成员的配置及其差异.

前一阶段, Ⅰ类雨型环流配置具有以下几个主要特点: 高纬度和低纬度地区为正距平, 正距平中心在乌拉尔山以北地区, 从乌拉尔山经贝加尔湖至鄂霍次克海的广大地区由负距平覆盖, 而长江下游至日本岛为一弱的正距平中心(图 1(a1)), 这一距平场的配置表明, 中高纬阻塞高压不活跃, 以纬向环流为主, 而西太平洋副热带高压(副高)偏强, 位置偏北; Ⅱ类雨型的环流配置与Ⅰ类雨型有一定差异, 除里海和中西伯利亚高原地区外, 其余大部分地区为负距平, 西太平洋副热带地区高度场异常不明显, 表明副高和常年接近(图 1(b1)); Ⅲ类雨型环流配置几乎与Ⅰ类雨型相反, 极区为负距平, 中纬度的广大地区由显著正距平覆盖, 正距平中心位于贝加尔湖至鄂霍次克海地区, 长江流域下游至日本岛以东为一弱的负距平区, 低纬度地区为正距平, 东亚地区从低纬至中高纬呈+−+距平分布, 即正的东亚-太平洋(EAP)遥相关型(图 1(c1)). 从Ⅲ类雨型与Ⅰ类雨型高度距平差值图(图 1(d1))也可见, 两类雨型差异显著, 最显著的正差值出现在乌拉尔山-贝加尔湖-鄂霍次克海地区, 而这三个地区正是影响中国夏季降水的阻塞高压频发区(赵振国, 1999), 另外西太平洋南部也存在一片正差值区, 表明当出现Ⅲ类雨型时, 东亚中高纬阻塞环流发展和维持, 以经向环流为主, 副高偏强,

表 1 1951~2012 年中国东部夏季三类雨型年份

雨型	1951~1978 年			1979~2012 年		
	年份	雨型频率	环流频率	年份	雨型频率	环流频率
Ⅰ类	1953, 1958, 1959, 1960, 1961, 1964 1966, 1967, 1973, 1976, 1977, 1978	42.8%	32.1%	1981, 1985, 1988, 1992, 1994, 1995, 2004, 2012	23.5%	20.5%
Ⅱ类	1956, 1957, 1962, 1963, 1965, 1971, 1972, 1975	28.6%	21.4%	1979, 1982, 1984, 1989, 1990, 1991, 2000, 2003, 2005, 2007, 2008, 2009	35.3%	26.5%
Ⅲ类	1951, 1952, 1954, 1955, 1968, 1969, 1970, 1974	28.6%	28.6%	1980, 1983, 1986, 1987, 1993, 1996, 1997, 1998, 1999, 2001, 2002, 2006, 2010, 2011	41.2%	35.3%

位置偏西、偏南.

后一阶段, Ⅰ类雨型欧亚中高纬为两槽一脊环流形势, 乌拉尔山地区为高压脊, 东亚地区从南至北呈–+–的遥相关型分布(图 1(a2)), 副高偏强, 位置偏北; Ⅱ类雨型的环流配置与Ⅰ类雨型相似, 欧亚中高纬也为两槽一脊环流形势, 副高和常年接近(图 1(b2)); Ⅲ类雨型环流配置与Ⅰ类和Ⅱ类雨型大致相反, 欧亚中高纬为两脊一槽环流形势, 高压脊分别位于西欧和东北亚, 西西伯利亚平原为低压槽, 东亚地区从南至北为正位相的 EAP 遥相关型分布(图 1(c2)). 从Ⅲ类雨型与Ⅰ类雨型高度距平差值图(图 1(d2))可见, 两类雨型最显著的正差值出现东北亚和副热带地区, 表明当出现Ⅲ类雨型时, 东北亚阻塞形势强盛发展和维持, 而副高偏强, 位置偏西、偏南.

由于前后阶段分别采用不同的气候态, 三类雨型前后阶段对应的大气环流系统配置差别不大, 表明影响中国夏季三类雨型的大气环流在不同年代际背景下的一致性. 但从两个阶段 500 hPa 高度的差值图(图 1(e))可见, 相比前一阶段, 后一阶段副热带及中纬度的大部分地区显著偏高, 而极区偏低, 体现了在全球变暖的影响下, 副热带高压膨胀, 副高偏强偏西, 中高纬阻塞高压活动频繁, 而极涡南扩, 这种环流背景下经向环流加强, 有利于夏季中国南方降水偏多.

为了进一步说明后一阶段Ⅱ, Ⅲ类雨型频率增加而Ⅰ类雨型频率偏少的原因, 分别计算了逐年的夏季 500 hPa 高度距平场与同阶段的Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ类雨型合成高度距平场的相似系数. 若某年 3 个相似系数中最大的系数所对应的雨型就是该年的实际雨型, 则该年出现了此类雨型相对应的环流型, 若该年 3 个相似系数中最大的系数所对应的雨型不是该年的实际雨型, 则该年没有出现此类雨型相对应的环流型. 结果表明: 前一阶段 28 年中, 与实际雨型对应环流型相一致的年份有 23 年(正确率为 82.1%); 后一阶段 34 年中, 与实际雨型对应环流型相一致的年份有 29 年(正确率为 85.3%). 分别统计前、后阶段不同雨型相应环流的实际出现频率(出现年数除以该阶段总年数×100%), 结果如表 1 所示. 由表 1 可见, 前一阶段, Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ类雨型对应环流出现的频率分别为 32.1%, 21.4%和 28.6%; 后一阶段, Ⅰ, Ⅱ, Ⅲ类雨型对应环流出现的频率分别为 20.5%, 26.5%和 35.3%. 即后一阶段Ⅱ, Ⅲ类雨型对应的环流出现频率增加, 而Ⅰ类雨型对应环流出现频率减少, 导致Ⅱ, Ⅲ类雨型增加而Ⅰ类雨型减少.

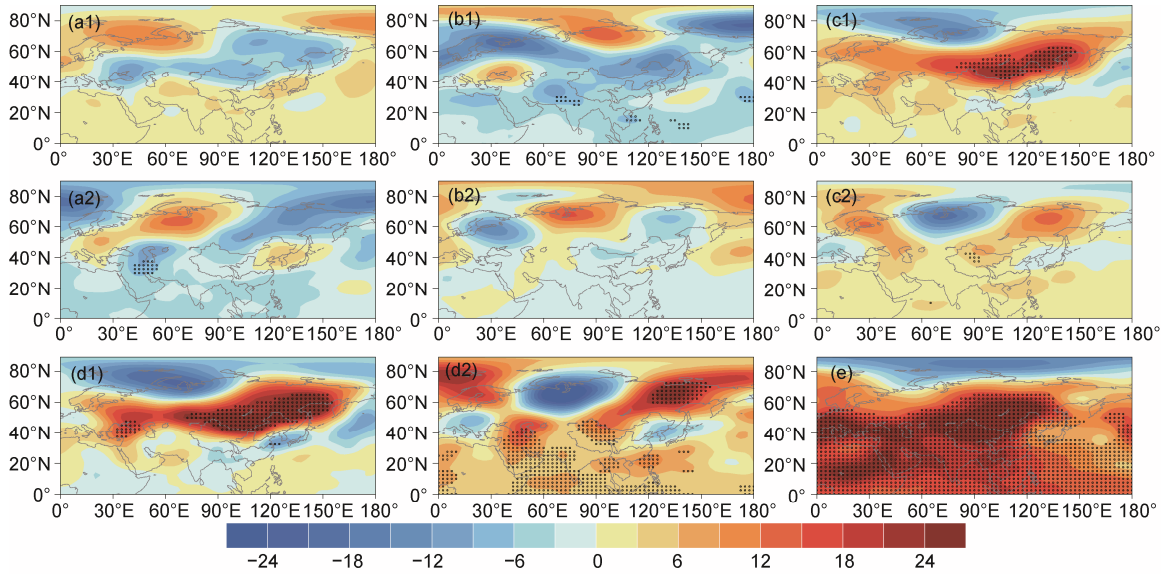


图 1　夏季三类雨型同期 500 hPa 高度距平合成图

(a) Ⅰ类雨型; (b) Ⅱ类雨型; (c) Ⅲ类雨型; (d) (c)–(a); (a1)~(d1) 1951~1978 年; (a2)~(d2) 1979~2012 年; (e) 1979~2012 年减去 1951~1978 年; 黑点表示通过 95%置信度检验; 单位: gpm

3 中国东部夏季三类雨型早期预测概念模型效果检验

20 世纪 90 年代, 廖荃荪等(1992)对中国东部夏季三类雨型的 500 hPa 平均环流形势特点进行了研究, 并以中国夏季三类雨型为主要预测对象, 以厄尔尼诺事件、东亚阻塞高压、NPO 等为主要影响因素, 根据 1952~1988 年的资料建立了汛期旱涝预测概念模型, 总的拟合率为 95%. 这个概念模型, 并不包括南方涛动, 此后陈兴芳等(2000)又对该模型进行了补充修改, 增加了南方涛动, 基本思路如图 2 所示. 其分析表明, Ⅲ类雨型是夏季东亚大气环流发生异常, 特别是副高偏南的产物, 而导致夏季东亚大气环流发生异常的因素主要有两个方面: 一是上年夏季以后出现了厄尔尼诺现象, 当年仍然维持强盛状态, 导致夏季副高异常偏南, 产生Ⅲ类雨型; 二是判断东亚阻塞形势, 若有阻塞形势就预测Ⅲ类雨型. 如果两个条件都不满足时, 主要根据秋冬季南方涛动的位相和 NPO 的强弱判断Ⅰ, Ⅱ类雨型: 若南方涛动为负位相, NPO 偏强, 则预测Ⅰ类雨型; 反之则预测Ⅱ类雨型.

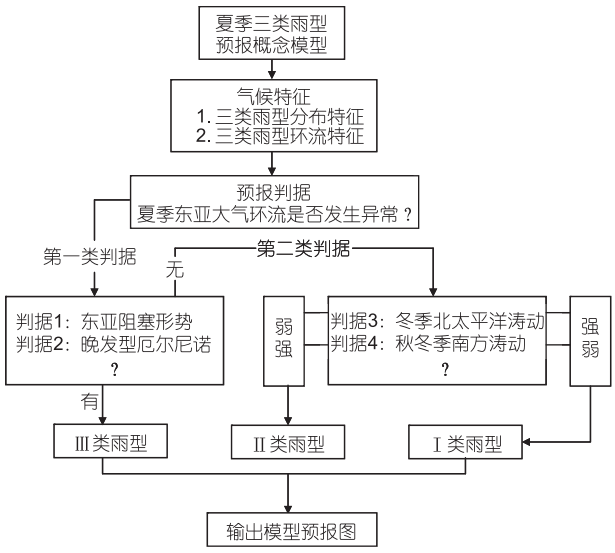


图 2 中国夏季东部三类雨型预测概念模型框图

引自陈兴芳等(2000)图 3.29

对该预测模型(具体计算方法参见陈兴芳等(2000))预报效果进行检验, 结果如表 2 所示. 在该预测方法正式发表之前, 该模型已在 1989~1990 年进行了试报, 此后 1991~2012 年为根据该模型做出的预报. 由表 2 可见, 1989~2012 年之间, 24 年中有 13 年预测正确, 其中 1989~2000 年预测准确率 8/12=67%; 2001~2012 年预测准确率 5/12=42%. 可见该预测模型在 1989 年之后的预测准确率远低于之前的拟合率, 尤其是进入 21 世纪之后预测模型的准确率明显下降, 实况雨型中 5 年Ⅲ类雨型只预测正确 1 年, 表明前冬海温和大气环流(如 NPO)与雨型的关系可能发生了改变, 需对此进行分析和验证.

4 不同阶段三类雨型前冬海洋和大气环流异常信号的差异

前冬海洋和大气环流的异常是中国东部夏季雨型的最主要预测依据. 施能等(1999)详细研究了夏季雨型前期信号, 并对夏季雨型进行了诊断分析和预测; 张世轩等(2012)研究了中国东部地区前冬季节来临早晚与夏季雨型的关系; 陈烈庭等(1998)利用 1951~1986 年共 36 年的资料, 分析了中国东部夏季各雨型与前期北半球 500 hPa 环流异常的关系, 指出中高纬和低纬环流不同季节变异及其相互作用, 可能是导致中国东部各种雨型的一个重要因素. 但是之前多数研究资料较短, 且基于整个时段, 而未考虑海洋和大气环流的年代际变化及其与中国夏季降水之间关系的转变. 因此, 需要分别考虑全球显著变暖

表 2 早期三类雨型预测概念模型预测效果检验

年份	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000
预测雨型	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅱ	Ⅱ
实况雨型	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅰ	Ⅲ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅲ	Ⅲ	Ⅲ	Ⅲ	Ⅱ
预测评定	对	对	对	对	错	对	对	错	错	对	错	对
年份	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012
预测雨型	Ⅰ	Ⅱ	Ⅰ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅰ	Ⅲ
实况雨型	Ⅲ	Ⅲ	Ⅱ	Ⅰ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅱ	Ⅲ	Ⅲ	Ⅰ
预测评定	错	错	错	对	对	错	错	对	对	对	错	错

前、后不同气候背景下, 中国东部夏季三类雨型的前冬海洋及大气环流的差异, 从中提取适合不同年代际气候背景下不同雨型的判别信号.

4.1 前冬海洋

ENSO 是热带太平洋地区海气系统年际气候变率的最强信号, 它的发生已经被作为预测中国年际气候异常的前期重要信号之一(龚道溢和王绍武, 1999; 赵俊虎等, 2011b; 封国林等, 2012). ENSO 与中国夏季雨带的演变规律存在较好的关系(施能等, 2001), 但其对中国夏季降水的影响却很复杂, 不同阶段(Huang 和 Wu, 1989)、不同强度(薛峰和刘长征, 2007)、不同类型(符淙斌, 1985; Yuan 和 Yang, 2012; 袁媛和晏红明, 2012)的 ENSO 的影响不同, 且在长期变化中存在不稳定性(宗海锋等, 2010), 这主要是由于 ENSO 受 PDO 等年代际信号的调制(朱益民和杨修群, 2003; Wang 等, 2008), 其与东亚夏季风的关系在长期变化中不稳定所致(Torrence 和 Webster, 1999).

图 3 分别给出了全球显著变暖前、后两个阶段三类雨型前冬海表温度距平(SSTA)的合成图. 前一阶段, Ⅰ类雨型前冬北太平洋呈现典型的 El Niño 分布型态, 即赤道中东太平洋和北印度洋为正距平, 而北太平洋西风漂流区为负距平, 全球对流最强烈的西太平洋暖池区亦为负距平(图 3(a1)); Ⅱ类雨型前冬 SSTA 与Ⅰ类雨型几乎相反, 北太平洋呈典型的拉尼娜分布型态, 即赤道中东太平洋和北印度洋偏冷, 而北太平洋西风漂流区显著偏暖, 西太平洋暖池区也偏暖(图 3(b1)); Ⅲ类雨型前冬 SSTA 异常不明显(图 3(c1)). 从Ⅰ类雨型和Ⅱ类雨型前冬 SSTA 的差值图(图 3(d1))可见, 两类雨型差异显著, 最显著的正差值出现在赤道中东太平洋和西风漂流区. 后一阶段, Ⅰ类(图 3(a2))和Ⅱ类雨型(图 3(b2))对应的前冬 SSTA, 分布型分别与前一阶段的Ⅰ类和Ⅱ类雨型对应的前冬 SSTA 基本一致, 但变化幅度远小于前一阶段, 而Ⅲ类雨型相应的前冬 SSTA 与前一阶段的差异比较明显, 呈现大致相反的变化, 赤道中东太平洋偏暖, 北太平洋偏冷(图 3(c2)); 且Ⅰ类和Ⅱ类雨型的前冬海温差异不再显著(图 3(d2)). 黄荣辉等(1999)研究指出, 20 世纪 70 年代中后期起, 赤道东太平洋明显增温, 并出现了类似 El Niño 型的海表温度异常分布, 使得东亚夏季风明显减弱, 东亚地区夏季气候发生了一次明显的年代际突变, 中国华北地区夏季降水明显减少, 而长江流域夏季降水明显增加, 即Ⅲ类雨型增加而Ⅰ类雨型减少.

同时, 上述分析也清楚地表明, 后一阶段三类雨型之间相应的前冬 SSTA 差异不如前一阶段显著, 反

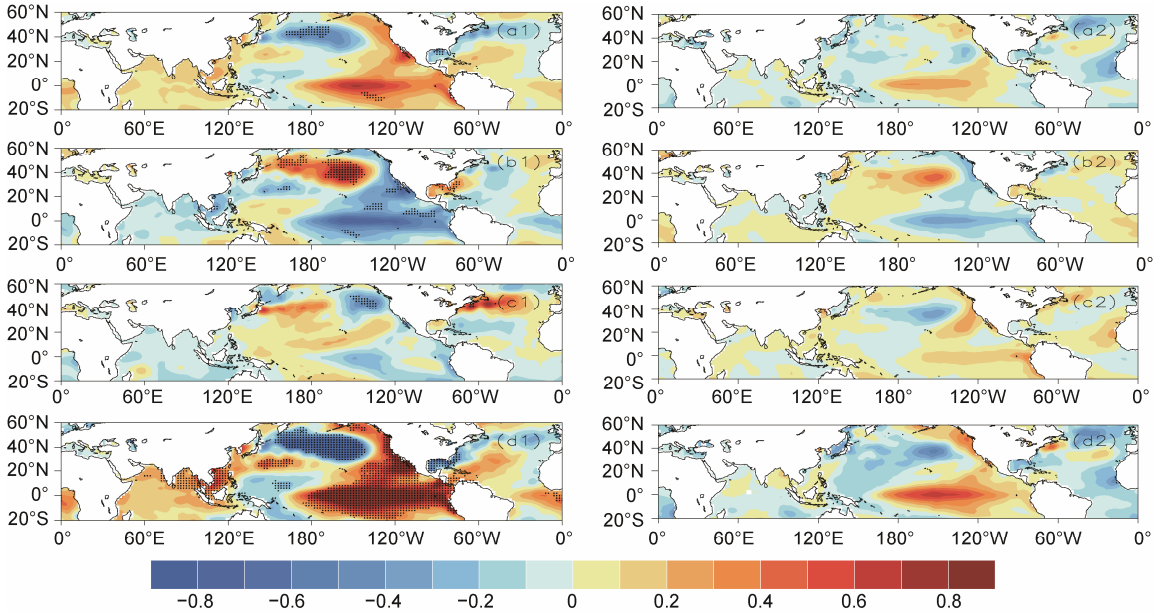


图 3　1951~1978 年((a1)~(d1))和 1979~2012 年((a2)~(d2))三类雨型前冬 SSTA 合成图

(a) Ⅰ类雨型, (b) Ⅱ类雨型, (c) Ⅲ类雨型, (d) (a)–(b); 黑点表示通过 95%置信度检验; 单位: ℃

映了 20 世纪 70 年代后期 ENSO 与中国夏季降水之间的相关性下降, ENSO 对中国夏季降水的指示作用减弱, 这与 Wang(2002)和 Gao 等(2006)的研究结论一致.

4.2 前冬大气环流

廖荃荪等(1992)研究指出冬季 NPO 与中国东部夏季Ⅰ, Ⅱ类雨型有较好的关系, 在排除Ⅲ类雨型的情况下, 当前冬 NPO 偏强时, 未来夏季中国易出现Ⅰ类雨型, 反之, 则易出现Ⅱ类雨型. 那么在不同年代际气候背景下, NPO 对Ⅰ类雨型和Ⅱ类雨型的指示意义是否发生改变? 图 4 给出了不同阶段的三类雨型前冬 500 hPa 高度场的距平合成图.

前一阶段, Ⅰ类雨型前冬 500 hPa 高度距平场上(图 4(a1)), 北太平洋地区(10°~30°N, 150°E~150°W)为显著的高压区, 而阿留申地区(45°~70°N, 150°E~150°W)为显著的低压区, 北太平洋高度场距平南正北负的跷跷板结构即为正位相的 NPO, 即Ⅰ类雨型前冬 NPO 偏强; Ⅱ类雨型(图 4(b1))与Ⅰ类雨型几乎相反, NPO 负位相, 即Ⅱ类雨型前冬 NPO 偏弱; Ⅲ类雨型前冬 500 hPa 高度异常不明显(图 4(c1)). 从Ⅰ类雨型与Ⅱ类雨型的差值图(图 4(d1))可见, 两类雨型年的差值中心对比十分清楚, 整个低纬地区和阿留申地区差异最显著, 此外北太平洋到北美地区类似于典型的太平洋/北美型(PNA)遥相关型. 从Ⅲ类雨型与Ⅱ类雨型的差值图(图 4(e1))可见, 除阿留申地区以外其他地区差异不显著.

后一阶段, Ⅰ类雨型前冬 500 hPa 高度距平场上(图 4(a2)), 北半球中高纬有多个正负距平中心, 低纬高度场异常不明显, 北太平洋高压消失, 阿留申低压区也不再显著, NPO 正位相形态不明显; Ⅱ类雨型年前冬 NPO 负位相形态也不明显, 但北太平洋到北美地区呈典型的 PNA 型负位相结构(图 4(b2)); Ⅲ类雨型与Ⅱ类雨型几乎相反, PNA 型呈正位相(图 4(c2)). 从Ⅰ类雨型与Ⅱ类雨型的差值图(图 4(d2))可见, 两类雨型年仅阿留申地区差异显著, 而北太平洋南部差异不明显, 即前冬 NPO 对Ⅰ类雨型和Ⅱ类雨型的判别作用减弱. 周波涛等(2013)研究也指出, 淮河流域夏季降水与前冬 NPO 的联系在 20 世纪 70 年代中期之后减弱. 从Ⅲ类雨型与Ⅱ类雨型的差值图(图 4(e2))可见, 北太平洋东部、北美北部和南部分别为显著的–+–距平中心, 即为典型的 PNA 型正位相分布.

前、后两阶段三类雨型前期冬季高度距平场的分布特征不只限于 500 hPa 层, 在海平面气压场和 200 hPa 层上都有明显的反映(图略), 体现了与三类雨型对应的大气环流的正压结构.

为了定量说明全球显著变暖前后, 三类雨型前冬判别信号的转变, 根据图 5 中差异最显著的区域, 分别定义了 NPO 指数和 PNA 指数.

将北太平洋南部(10°~30°N, 150°E~150°W)与阿留申地区(45°~70°N, 150°E~150°W)冬季 500 hPa 位势高度场的距平差, 定义为 NPO 指数:

$$\mathrm{NPOI} = Z'_{[10\sim30°\mathrm{N},150°\mathrm{E}\sim150°\mathrm{W}]} - Z'_{[45\sim70°\mathrm{N},150°\mathrm{E}\sim150°\mathrm{W}]}. \quad (1)$$

将北美北部(45°~65°N, 110°~80°W)与北太平洋东部(35°~55°N, 155°~125°W)和北美南部(25°~32.5°N, 90°~15°W)冬季 500 hPa 位势高度场的距平差, 定义为 PNA 指数:

$$\mathrm{PNAI} = Z'_{[45\sim65°\mathrm{N},\ 110°\sim80°\mathrm{W}]} - Z'_{[35\sim55°\mathrm{N},\ 155°\sim125°\mathrm{W}]} - Z'_{[25\sim32.5°\mathrm{N},\ 90°\sim15°\mathrm{W}]}, \quad (2)$$

式中, Z'为 500 hPa 位势高度距平, 对 NPO 指数和 PNA 指数分别进行标准化, 结果如图 5 所示. 在排除Ⅲ类雨型的情况下, 利用前冬 NPO 指数对Ⅰ, Ⅱ类雨型进行判别, 若 NPOI>0, 则判断为Ⅰ类雨型, 若 NPOI<0, 则判断为Ⅱ类雨型. 前一阶段, Ⅰ, Ⅱ类雨型共 20 年, 可以判别出 18 年, 判别准确率达到 93%; 后一阶段, Ⅰ, Ⅱ类雨型共 20 年, 可以判别出 13 年, 判别准确率为 65%(图 5(a)). 同样, 在排除Ⅰ类雨型的情况下, 利用前冬 PNA 指数对Ⅱ, Ⅲ类雨型进行判别, 若 PNAI>0, 则判断为Ⅲ类雨型, 若 PNAI<0, 则判断为Ⅱ类雨型. 前一阶段, Ⅱ, Ⅲ类雨型共 16 年, 可以判别出 12 年, 判别准确率为 75%; 后一阶段, Ⅱ、Ⅲ类雨型共 26 年, 可以判别出 25 年, 判别准确率达到 96%(图 5(b)).

综上可见, 在全球显著变暖的前一阶段, 前冬 NPO 与中国夏季Ⅰ, Ⅱ类雨型关系密切, 利用 NPO 可以对Ⅰ, Ⅱ类雨型进行较好地判别; 而在全球显著变暖的后一阶段, 前冬 NPO 与中国夏季Ⅰ, Ⅱ类雨型关系减弱, 而 PNA 与中国夏季Ⅱ, Ⅲ类雨型的关系加强, 利用 PNA 可以对Ⅱ, Ⅲ类雨型进行较好地判别.

4.3 前冬海气相互作用

为了分析冬季北太平洋海温和大气环流耦合关系的年代际变化, 对北太平洋海温(左场: 30°S~60°N,

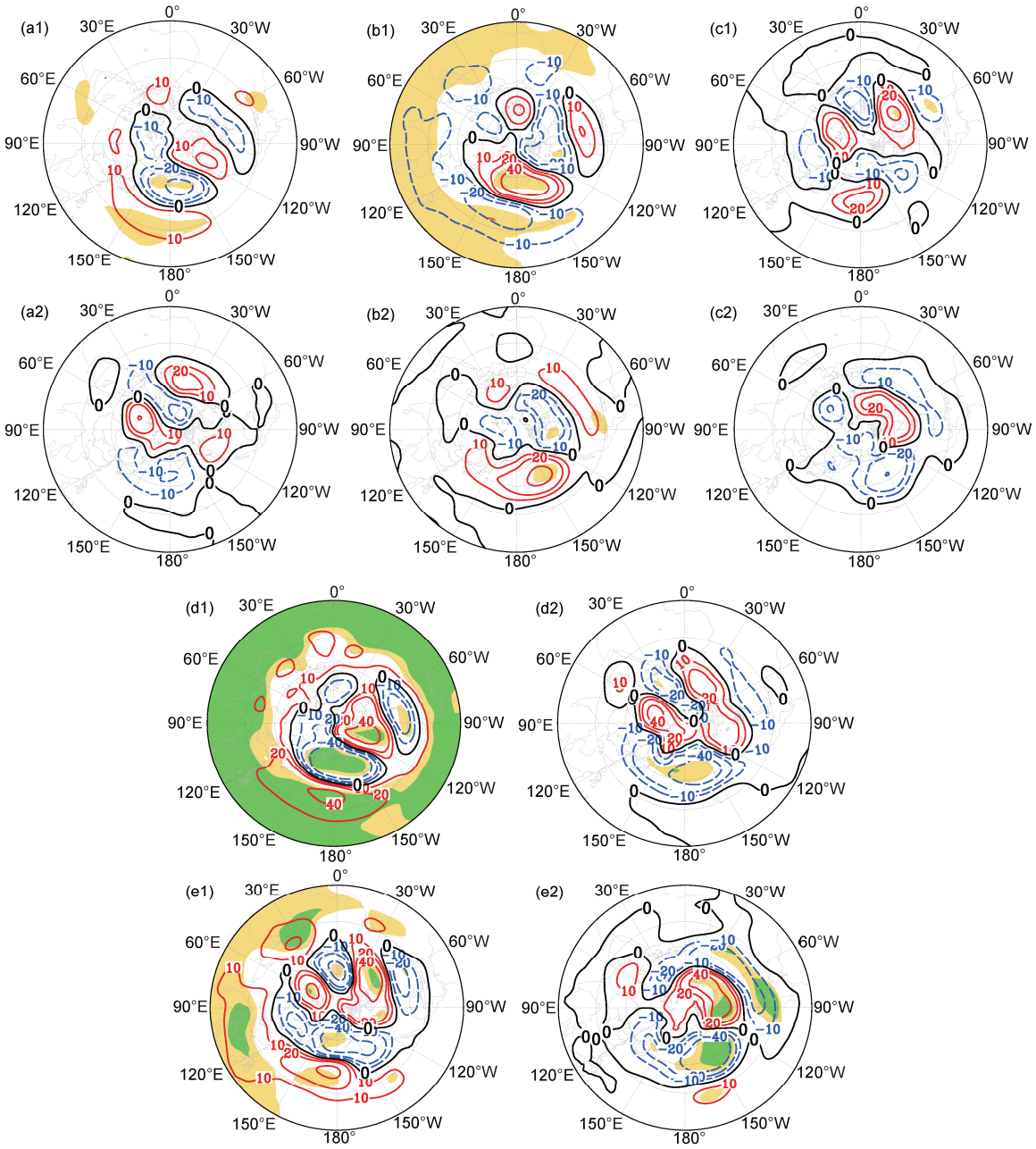


图 4　1951~1978 年((a1)~(e1))和 1979~2012 年((a2)~(e2))三类雨型前冬 500 hPa 高度距平合成图

(a) Ⅰ类雨型; (b) Ⅱ类雨型; (c) Ⅲ类雨型; (d) (a)–(b); (e) (c)–(b); 绿(黄)色阴影分别表示通过 99%(95%)置信度检验; 单位: gpm

120°E~60°W)标准化距平场和 500 hPa 高度标准化距平场(右场: 0°~80°N, 150°E~30°W)进行 SVD 分析. 由表 3 可见, 在 1951~1978 年, SVD 前两对空间分布型表示了总协方差的 84%, 收敛速度很快, 异类相关分布型的相关系数分别为 0.92 和 0.86, 均通过了 0.001 的信度的 t 检验; 在 1979~2012 年, SVD 前两对空间分布型表示了总协方差的 80%, 收敛速度也很快, 异类相关分布型的相关系数分别为 0.89 和 0.85, 同样均通过了 0.001 的信度的 t 检验. 但在后一阶段, 海温和高度场的第一模态(Mode 1)方差贡献率均有下降, 而海温的第二模态(Mode 2)方差贡献率增加.

图 6 给出了不同阶段北太平洋海温标准化距平

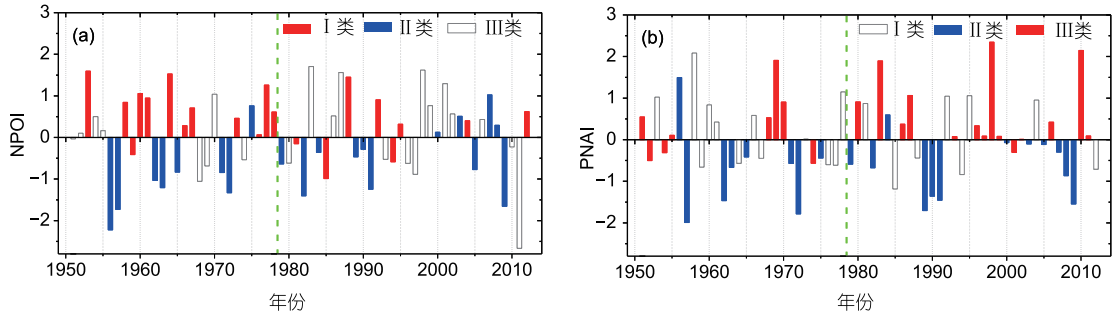


图 5　前冬 NPOI(a)和 PNAI(b)与中国东部夏季三类雨型

表 3　不同阶段太平洋海温和 500 hPa 高度场 SVD 前两模态信息统计

模态	时间段	总协方差	时间相关系数	SST 方差贡献率	高度场贡献率
Mode 1	1951~1978 年	76%	0.92	30%	35%
	1979~2012 年	66%	0.89	24%	29%
Mode 2	1951~1978 年	8%	0.86	8%	15%
	1979~2012 年	14%	0.85	17%	10%

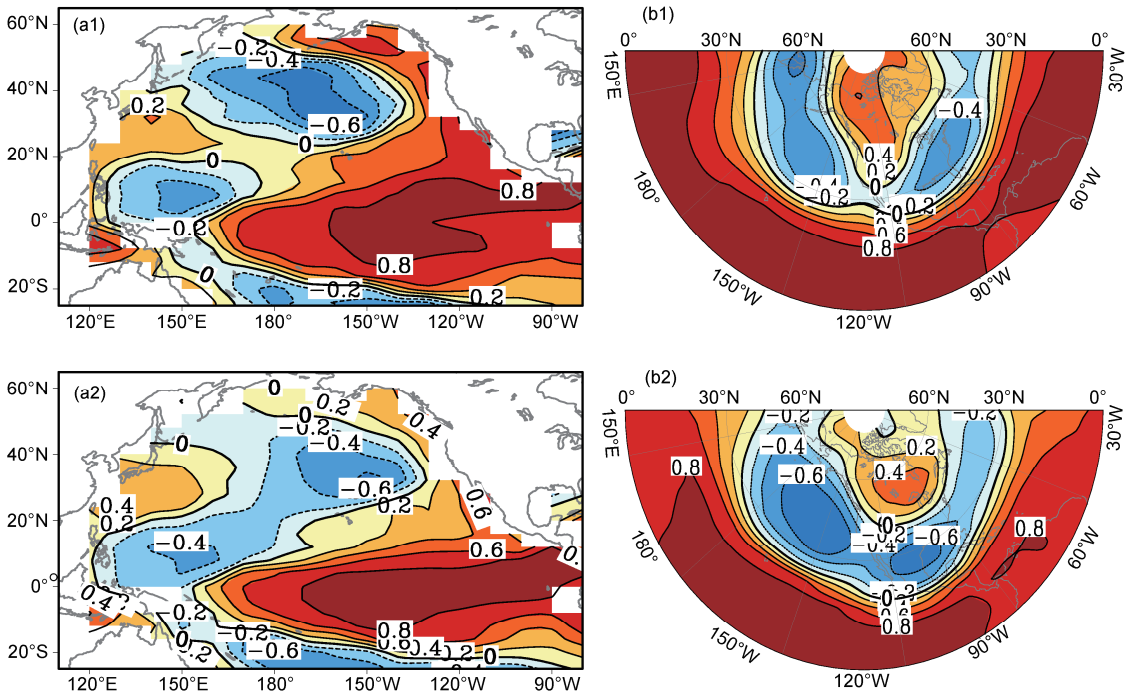


图 6　不同阶段海温(a)和 500 hPa 高度(b)标准化距平场 SVD 第一对异类相关型

(a1)和(b1)为 1951~1978 年; (a2)和(b2)为 1979~2012 年; (a) 左场; (b) 右场

场和 500 hPa 高度标准化距平场的 SVD 分析第一对异类相关型分布图. 左场的主要特征是, 两个阶段赤道中东太平洋的分布相似, 主要差别在西北太平洋(图 6(a1)和(a2)), 而与海温匹配的 500 hPa 高度场的相关分布在两个时期差别较大(图 6(b1)和(b2)). 在 1951~1978 年期间, 赤道中东太平洋为显著的正 SSTA 分布, 负异常中心分布位于北太平洋北部和西太平洋暖池区(图 6(a1)), 左右场的时间相关系数为

0.92, 表明伴随 ENSO 暖事件, 低纬热带地区和北美北部 500 hPa 高度场出现正异常, 而亚洲东北部至北太平洋北部及北美南部出现负异常(图 6(b1)). 在 1979~2012 年期间, 除东亚沿岸的一些地区, 西北太平洋表现为显著的负 SSTA 异常, 25°N, 180°周围由 1951~1978 年的正异常转变为 1979~2012 年的负异常(图 6(a2)). 此外, 相对于前一阶段, 后一阶段低纬热带地区 500 hPa 高度场的正异常减弱, 中高纬鄂霍次克海和东亚的负异常也减弱, 而北太平洋北部阿留申地区的负异常加强并东移, 北美北部和南部的正负异常中心加强并聚拢, 且南北对称更显著(图 6(b2)), 左右场的时间相关系数为 0.89, 表明后一阶段, PNA 型大气环流与北太平洋海温的关系进一步加强.

图 7 给出了前冬 NPOI 和 PNAI 与 Niño3.4 SST 的 21 年滑动相关. 前冬 NPO 与 Niño3.4 SST 在 20 世纪 90 年代初之前呈显著的正相关, 之后相关性减弱(图 7(a)); 而 PNA 与 Niño3.4 SST 在 60 年代中期之前关系较弱, 之后关系加强, 尤其是在 70 年代中后期, 相关性显著增加(图 7(b)). He 等(2013)研究表明, 在 20 世纪 70 年代末期, 冬季 ENSO 对 NPO 的影响减弱, 而对 PNA 的影响加强. 这一结论与本文结论在时间节点上略有差异, 是由于 NPO 和 PNA 指数的定义和计算方法不同, 经计算发现本文定义的 NPO 和 PNA 指数与中国夏季降水和雨型的关系更为密切. 同时, 我们也应该清楚, ENSO 可以激发产生 PNA 型遥相关, 但它仅是因素之一, 并非基本, 更非唯一(李崇银, 2000).

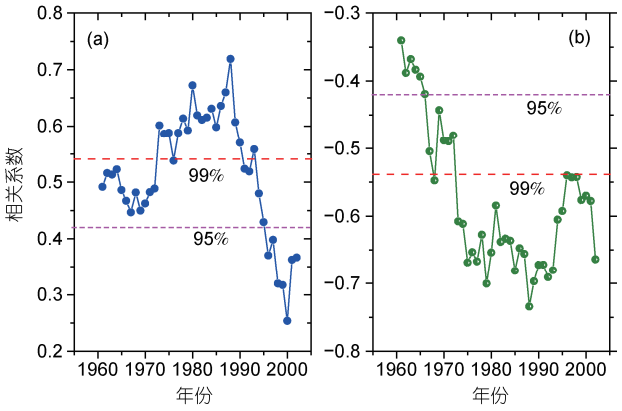


图 7　前冬 NPOI(a)和 PNAI(b)与 Niño3.4 SST 的 21 年滑动相关

粗(细)虚线分别表示通过 99%(95%)置信度检验

5　中国东部夏季三类雨型预测概念模型新建

早期三类雨型预测概念模型是建立在海温、季风、青藏高原、阻高和副高这 5 大因素具有基本一致的年代际变化振荡趋势、基本类似的夏季东亚遥相关型和基本相似的夏季中国降水分布型的基础之上, 该模型为中国夏季降水预测提出了一条新的思路和方法, 具有较强的物理基础和较好的预测能力. 然而, 在全球变暖和年代际气候变化的背景下, 中国夏季降水与主要影响因子之间的关系有了新的变化. 20 世纪 70 年代末以后, ENSO 与中国夏季降水之间关系变得不稳定, 对中国夏季降水的指示作用减弱, 而 ENSO 正是早期三类雨型预测模型中对III类雨型进行首先识别的重要信号. 此外, 前冬 NPO 与中国夏季 I, II 类雨型关系也减弱, 判别准确率下降. 因此, 在全球变暖和年代际气候变化的背景下, 早期的三类雨型预测模型需要更新.

从上一节分析可见, 20 世纪 70 年代末之后, PNA 与中国夏季 II, III类雨型的关系加强, 在排除 I 类雨型的前提下, 利用 PNA 对 II, III类雨型的判别准确率高达 96%. 因此, 最主要的问题变为, 如何对 I 类雨型进行识别和预测?

在对 1979~2012 年三类雨型各层环流进行合成分析之后, 发现 I 类雨型在 850 hPa 的 V 风距平场上有显著信号. I 类雨型年, 从西欧经贝加尔湖至鄂霍次克海的纬度带上, 存在着−+−+−的经向距平波列(图 8(a)), 在 850 hPa 距平风场上表现为气旋-反气旋-气旋-反气旋波列(图略), 即为欧亚遥相关(EU)型, 这一特征在 500 hPa 高度场距平(图 4(a2))也有反映, 但在 850 hPa 的 V 风距平场更加显著. II 类雨型在 850 hPa 的 V 风距平特征与 I 类雨型年几乎相反(图 8(b)), 在二者的差值场上差异更清晰(图 8(d)). III类雨型年 850 hPa 的 V 风距平在欧亚中高纬特征不明显(图 8(c)).

根据 I 类雨型年 850 hPa 的 V 风距平场的异常特征, 定义欧亚纬遥相关指数(EUI):

$$\mathrm{EUI}=V'_{[50\sim60°\mathrm{N},\ 45°\sim55°\mathrm{E}]}+V'_{[55\sim65°\mathrm{N},\ 130\sim140°\mathrm{E}]}-V'_{[35\sim45°\mathrm{N},\ 10\sim20°\mathrm{E}]}$$
$$-V'_{[55\sim70°\mathrm{N},\ 95\sim110°\mathrm{E}]}-V'_{[50\sim65°\mathrm{N},\ 155\sim165°\mathrm{E}]}, \quad (3)$$

式中, V'为 850 hPa V 风距平. 图 9 给出了 1979~2012 年前冬 EUI 与中国东部夏季三类雨型的关系. 由图 9 可见, EUI>2 的年份共有 9 年, 除 2000 年和 2002 年以外, 其余 7 年均为 I 类雨型. 另外, 1994 年为 I 类

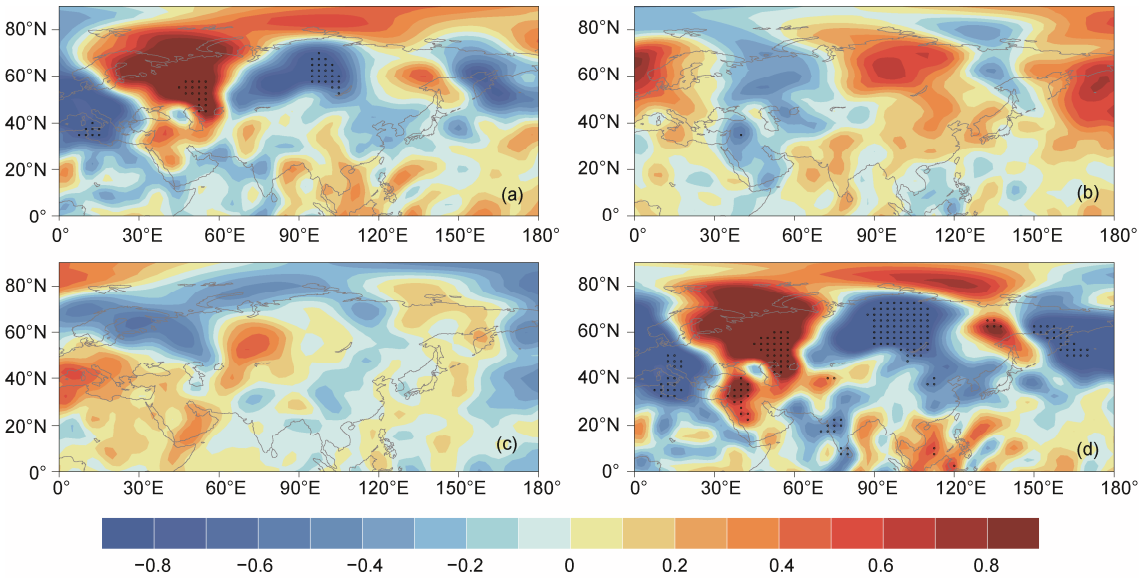


图 8　1979~2012 年三类雨型前冬 850 hPa V 风距平合成图

(a) Ⅰ类雨型; (b) Ⅱ类雨型; (c) Ⅲ类雨型; (d) (a)–(b); 黑点表示通过 95%置信度检验; 单位: m s^{-1}

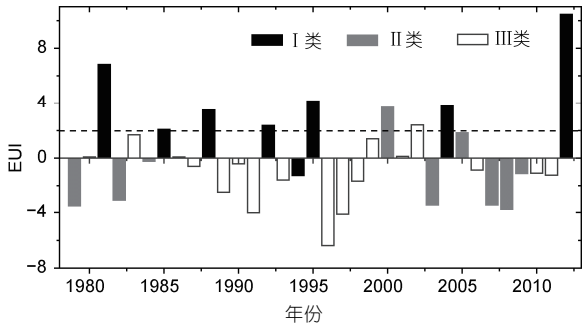


图 9　1979~2012 年前冬 EUI 与中国东部夏季三类雨型

雨型, 但 EUI<2. 总体而言, 利用 EUI 可以对Ⅰ类雨型年进行较好地识别.

根据以上分析结论, 概括出全球变暖背景下我国东部夏季三类雨型的预报方法.

第一步, 判断前冬欧亚大陆中高纬地区是否存在典型的气旋-反气旋遥相关波列, 具体判据为: EUI>2, 则预测当年中国东部夏季将出现Ⅰ类雨型.

第二步, 若 EUI<2, 则根据 PNAI 判断Ⅱ, Ⅲ类雨型, 判据是: PNA 正位相, 即 PNAI>0, 则预测当年中国东部夏季将出现Ⅲ类雨型, 否则为Ⅱ类雨型.

本方法的概念模型可用如下框图(图 10(a))描述. 根据 1979~2012 年共 34 年的资料的检验, 判别正确的雨型共 30 年, 仅 1994 年和 2000~2002 年判别错误, 总的拟合率为 88%(图 10(b)).

6　讨论和结论

本文对比分析了全球显著变暖前(1951~1978 年)、后(1979~2012 年)两个阶段中国东部夏季三类雨型对应的同期大气环流系统配置特征, 检验了早期三类雨型预测概念模型的准确率, 并通过对比分析前、后阶段前冬海洋和大气环流及其相互作用的差异, 对中国东部夏季三类雨型预测概念模型进行了新建, 具体结论如下:

(1) 在全球显著变暖的后一阶段, 副热带高压膨胀, 中高纬度阻塞高压活动频繁, 而极涡南扩, 经向环流加强, 这种环流背景有利于中国东部夏季的Ⅱ, Ⅲ类雨型对应的环流频率增加, 而Ⅰ类雨型对应的环流频率减少, 导致中国夏季Ⅱ, Ⅲ类雨型偏多而Ⅰ类雨型偏少, 即中国东部由前一阶段的北涝南旱转变为南涝北旱.

(2) ENSO 作为预测全球气候年际变率的最强信号, 其与中国夏季降水之间的关系在全球显著变暖前、后阶段发生了改变, 对中国夏季降水的指示意义减弱; 在前一阶段, ENSO 对 NPO 的影响较强, NPO 对中国东部夏季Ⅰ, Ⅱ类雨型有较好的判别能力, 而在后一阶段, ENSO 对 NPO 的影响减弱, 对Ⅰ, Ⅱ类雨型判别能力也下降; 前冬海洋和大气环流与雨型之间关系的改变, 导致早期三类雨型预测模型准确率下

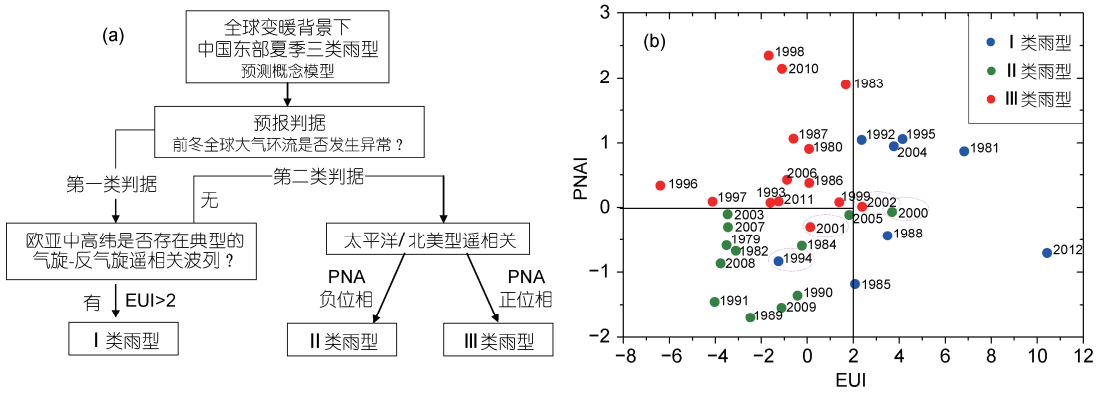


图 10　全球变暖背景下中国东部夏季三类雨型预测概念模型(a)及其拟合效果点聚图(b)

粉色椭圆中的年份为拟合错误年份

降; 此外, 后一阶段 ENSO 对 PNA 的影响加强, PNA 对中国夏季东部Ⅱ, Ⅲ类雨型的判别能力也加强.

(3) 基于新的年代际气候背景, 对中国东部夏季三类雨型预测概念模型进行了新建, 主要思路是, 首先利用前冬 EU 指数识别Ⅰ类雨型, 在排除Ⅰ类雨型的条件下, 再利用前冬 PNA 指数对Ⅱ, Ⅲ类雨型进行判别, 该预测模型对 1979~2012 年的 34 年雨型可以正确判别出 30 年, 拟合率达 88%, 拟合结果较理想.

中国夏季主雨带位置的预测是短期气候预测的重要内容, 也是气候预测的难点问题, 对其预测的成功与否直接关系到政府决策, 关系到防灾减灾工作. 本文根据全球显著变暖之后的实际观测资料, 新建了中国东部夏季三类雨型的预测概念模型, 为提高中国东部夏季主雨带位置的预测准确率提供参考. 由于篇幅所限, 前冬 NPO, PNA, EU 等环流型对全球变暖的响应, 各自形成的物理机制, 及其对中国夏季气候, 尤其是中国东部夏季主雨带位置的影响途径等问题, 将另文研究. 同时, 在今后的实际预测中, 我们将对该模型的预测准确率进行检验, 并对该模型进行进一步改进和完善.

参考文献

陈烈庭, 吴仁广. 1998. 中国东部夏季雨带类型与前期北半球 500 hPa 环流异常的关系. 大气科学, 22: 849–857

陈兴芳, 赵振国. 2000. 中国汛期降水预测研究及应用. 北京: 气象出版社

丑纪范, 徐明. 2001. 短期气候数值预测的进展和前景. 科学通报, 46: 890–894

丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测. 大气科学, 37: 253–280

封国林, 孙树鹏, 赵俊虎, 等. 2013. 基于 2009 年初长江中下游地区持续阴雨过程的 10~30 天延伸期稳定分量的提取及配置分析. 中国科学: 地球科学, 43: 836–847

封国林, 杨涵洧, 张世轩, 等. 2012. 2011 年春末夏初长江中下游地区旱涝急转成因初探. 大气科学, 36: 1009–1026

符淙斌. 1985. El Niño 时期赤道增暖的两种类型. 科学通报, 30: 596–599

龚道溢, 王绍武. 1999. 近百年 ENSO 对全球陆地及中国降水的影响. 科学通报, 44: 315–320

贺圣平. 2013. 20 世纪 80 年代中期以来东亚冬季风年际变率的减弱及可能成因. 科学通报, 58: 609–616

侯威, 孙树鹏, 张世轩, 等. 2011. 东亚地区大气环流的季节划分及其时空变化特征. 物理学报, 60: 109201

黄建平, 王绍武. 1991. 相似-动力模式的季节预报试验. 中国科学 B 辑, 2: 216–224

黄荣辉, 徐予红, 周连童. 1999. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势. 高原气象, 18: 465–477

黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 2006. 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, 30: 730–742

李崇银. 2000. 气候动力学引论. 北京: 气象出版社. 208

廖荃荪, 陈桂英, 陈国珍. 1981. 长期天气预报文集. 北京: 气象出版社. 103–114

廖荃荪, 赵振国. 1992. 我国东部夏季降水分布的季度预报方法. 应用气象学报, 1(增刊): 1–9

穆明权, 李崇银. 2000. 大气环流的年代际变化Ⅰ. 观测资料的分析. 气候与环境研究, 5: 233–241

施能, 陈辉, 冯俊茹, 等. 1999. 我国夏季雨型的前期异常特征及预报方法的初步研究. 应用气象学报, 10(增刊): 70–77

施能, 陈辉, 屠其璞. 1997. 1951–1994 年我国东部夏季雨型的统计诊断分析方法. 南京气象学院学报, 20: 181–185
施能, 杨永胜, 陈辉. 2001. 我国东部夏季降水百年雨型的多时间尺度变化特征研究. 气象科学, 21: 316–325
孙建奇, 王会军. 2005. 北极涛动与太平洋年代际振荡的关系. 科学通报, 15: 1648–1653
唐国利, 罗勇, 黄建斌, 等. 2012. 气候变暖在继续. 气候变化研究进展, 8: 235–242
王会军, 贺圣平. 2012. ENSO 和东亚冬季风之关系在 20 世纪 70 年代中期之后的减弱. 科学通报, 57: 1713–1718
王绍武, 叶瑾林, 龚道溢, 等. 1998. 中国东部夏季降水型的研究. 应用气象学报, 9(增刊): 65–73
魏凤英, 陈官军, 李茜. 2012. 中国东部夏季不同雨带类型的海洋和环流特征差异. 气象学报, 70: 1004–1020
魏凤英, 张先恭. 1988. 我国东部夏季雨带类型的划分及预报. 气象, 14: 15–19
魏凤英. 2007. 我国夏季雨带分布类型的集成估算模型. 自然科学进展, 17: 639–645
薛峰, 刘长征. 2007. 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. 科学通报, 52: 2798–2805
严华生, 李艳, 曹杰, 等. 2001. 近百年中国汛期雨带类型气候变化. 热带气象学报, 17: 462–468
严华生, 杨素雨, 胡娟, 等. 2006. 前期中高纬大气环流异常与我国汛期雨带类型关系的研究. 大气科学, 30: 285–292
袁媛, 晏红明. 2012. 不同分布型 La Niña 事件及热带大气的响应特征对比. 科学通报, 57: 3312–3322
张世轩, 张璐, 孙树鹏, 等. 2011. 全球变暖情况下中国季节的变化. 高原气象, 30: 659–667
张世轩, 支蓉, 封国林, 等. 2012. 中国东部地区前冬季节来临早晚与夏季降水的关系探究. 大气科学, 36: 564–578
赵俊虎, 封国林, 王启光, 等. 2011. 2010 年我国夏季降水异常气候成因分析及预测. 大气科学, 35: 1069–1078
赵俊虎, 封国林, 张世轩, 等. 2011. 近 48 年中国的季节变化与极端温度事件的联系. 物理学报, 60: 099205-1–9
赵振国, 朱艳峰, 柳艳香, 等. 2008. 1880–2006 年中国夏季雨带类型的年代际变化特征. 气候变化研究进展, 4: 95–100
赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场. 北京: 气象出版社
周波涛, 夏冬冬. 2013. 淮河流域夏季降水与前冬北太平洋涛动联系的年代际变化. 中国科学: 地球科学, 43: 547–555
朱益民, 杨修群. 2003. 太平洋年代际振荡与中国气候变率的联系. 气象学报, 61: 641–654
宗海锋, 陈烈庭, 张庆云. 2010. ENSO 与中国夏季降水年际变化关系的不稳定性特征. 大气科学, 34: 184–192
An S I, Wang B. 2000. Interdecadal change of the structure of ENSO mode and its impact on ENSO frequency. J Clim, 13: 2044–2055
Ding R Q, Ha K J, Li J P. 2010. Interdecadal shift in the relationship between the East Asian summer monsoon and the tropical Indian Ocean. Clim Dyn, 34: 1059–1071
Gao H, Wang Y G, He J H. 2006. Weakening significance of ENSO as a predictor of summer precipitation in China. Geophys Res Lett, 33: L09807, doi: 10.1029/2005GL025511
Graham N. 1996. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: Observations and model results. Clim Dyn, 10: 135–162
Guilderson T P, Schrag D P. 1998. Abrupt shift in subsurface temperatures in the tropical Pacific associated with changes in El Niño. Science, 281: 240–243
Hansen J, Ruedy R, Sato M, et al. 2010. Global surface temperature change. Rev Geophys, 48: RG4004, doi: 10.1029/2010RG000345
He S P, Wang H J, Liu J P. 2013. Changes in the relationship between ENSO and Asia-Pacific midlatitude winter atmospheric circulation. J Clim, 26: 3377–3393
Huang J P, Yi Y H, Wang S W, et al. 1993. An analogue-dynamical long-range numerical weather prediction system incorporating historical evolution. Q J R Meteorol Soc, 119: 547–565
Huang R H, Wu Y F. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. Adv Atmos Sci, 6: 21–32
IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 1–996
Latif M, Barnett T. 1994. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. Science, 266: 634–637
Nitta T, Yamada S. 1989. Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation. J Meteorol Soc Jan, 67: 375–383
Torrence C, Webster P J. 1999. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon system. J Clim, 12: 2679–2690
Wang B. 1995. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. J Clim, 8: 267–285
Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's. Adv Atmos Sci, 18: 376–386
Wang H J. 2002. The instability of the East Asian summer Monsoon-ENSO relation. Adv Atmos Sci, 19: 1–11
Wang L, Chen W, Huang R H. 2008. Interdecadal modulation of PDO on the impact of ENSO on the East Asian winter monsoon. Geophys Res Lett, 35: L20702, doi: 10.1029/2008GL035287
Yamagata T, Masumoto Y. 1992. Interdecadal natural climate variability in the western Pacific and its implication in global warming. J Meteorol Soc Jan, 70: 167–175
Yuan Y, Yang S. 2012. Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: Focus on ENSO cycles. J Clim, 25: 7702–7722
Zhao J H, Feng G L, Zhi R. 2013. Progresses and prospects on research for season division and changes in China. J Trop Meteor, 19: 28–38